# Bandi FONDAZIONE CARIPLO 2006

GESTIONE SOSTENIBILE DELLE ACQUE: PROMUOVERE FORME DI GESTIONE INTEGRATA E PARTECIPATA DELLE ACQUE SUPERFICIALI.

# CARIPANDA

CAMBIO CLIMATICO E RISORSA IDRICA NEL PARCO NATURALE DELL'ADAMELLO RELAZIONE FINALE



L'area del Parco Adamello, Google Earth® 2009

#### Ente proponente:



Parco dell'Adamello Resp. Dott. V. Ducoli

#### Responsabile scientifico del progetto



Politecnico di Milano Dip. DIIAR (CIMI); Resp: Prof. R. Rosso, Ing. D. Bocchiola

Partners

#### Università degli Studi di Milano



Istituto di Fisica Generale Applicata; Resp. Prof. M. Maugeri Dipartimento di Scienze della Terra; Resp. Prof. C. Smiraglia **ARPA Lombardia** Resp. Dott. E. Zini.



**Università di Brescia** Dipartimento di Ingegneria Civile; Resp. Prof. R. Ranzi.

#### INTRODUZIONE

Anyone who can solve the problems of water will be worthy of two Nobel Prizes, one for Peace and one for Science

J. F. Kennedy, 1963.

Il presente documento costituisce la relazione scientifica finale del progetto CARIPANDA. Si sintetizzano in esso, i risultati ottenuti dai singoli partners, nell'ambito della stretta collaborazione che si è instaurata durante il progetto. Tali risultati riguardano, nella sostanza e senza entrare nel dettaglio, meglio descritto nei singoli capitoli della relazione, la valutazione della situazione passata e presente dell'area del parco, da un punto di vista meteorologico, idrologico e glaciologico.

Tale valutazione si basa sull'utilizzo di differenti strumenti e differenti fonti di dati, a differenti scale spaziali e temporali, che vanno da misure micro-meterologiche a scala fortemente sub-oraria tramite stazione automatica, disponibili per brevi periodi, ai dati nivo-pluvio-termometrici di stazione alle scale giornaliere per periodi decennali, fino all'utilizzo di sensori remoti, che operano su scala areale diffusa, ma con differenti risoluzioni spaziali e temporali, disponibili solo per il passato recente, fino ai rilievi di ablazione, di valore puntuale, con risoluzioni discontinue, funzione della possibilità di accesso.

Inoltre, si riportano scenari climatologici, idrologici, glaciologici, basati sulle simulazioni di scenario fornite dalle più aggiornate versioni disponibili dei modelli climatologici utilizzati nella letteratura internazionale, e messi a disposizione nell'ambito dell'IPCC, *International Panel on Climate Change*, di fatto considerato l'organismo internazionale di riferimento per i controllo e la validazione di tali modelli.

L'utilizzo e l'integrazione di tali metodologie e fonti di dati a fornire un quadro conoscitivo omogeneo dal punto di vista della dinamica idrologica del parco, rappresenta di per sé un obiettivo non privo di difficoltà. Tale opera di armonizzazione richiede infatti l'integrazione di differenti competenze e metodologie in un quadro di stretta cooperazione. Da tale punto di vista il tratto distintivo dei risultati qui presentati può essere indicato nella integrazione di diverse competenze in diversi campi delle scienze della terra, nel senso più ampio del termine, atte a raggiungere l'obiettivo comune di caratterizzare il sistema meteo-idrologico del parco.

I risultati qui presentati indicano come sia stato possibile descrivere le tendenze attuali che caratterizzano il territorio del parco stesso, in modo tale da descrivere il meccanismo che lega tra di loro le variabili, o forzanti, climatiche che agiscono sull'area del parco, con la dinamica della risposta idrologica del bacino e delle masse nivo-glaciali ivi presenti.

Dal punto di vista strettamente climatico, da un lato si è condotto un lavoro atto a definire le tendenze locali, quantificate tramite metodi statistici, che caratterizzano l'area del parco, mentre dall'altro lato si è costruito un supporto per stabilire il collegamento tra i modelli climatici a larga scala, che vengono in pratica utilizzati per le proiezioni di scenario, e la climatologia locale, fortemente condizionata da fenomeni locali, di tipo climatico e topografico.

Dal punto di vista idrologico, è stato possibile introdurre dei modelli, per quanto semplificati, atti a descrivere la riposta idrologica dell'area del parco alle sollecitazione climatiche. Si sono condotte campagne di misura glaciologiche almeno biennali (e triennali in alcuni casi), atte ad implementare modelli glacio-idrologici atti a descrivere il comportamento delle aree glaciali, quantitativamente piccole rispetto all'area del parco, ma di grandissimo interesse scientifico, naturalistico, paesaggistico e turistico.

Si sono poi condotti studi ad una scala spaziale consistente con l'area del parco, in pratica il bacino del fiume Oglio, che hanno permesso di utilizzare l'informazione disponibile fornita dagli studi idrologico-climatici per produrre una sintesi dei possibili scenari relativi alla risorsa idrica futura nell'area.

Nel seguito si riportano nel dettaglio i risultati qui brevemente commentati, divisi per unità operativa, anche se, come detto, in molti casi la collaborazione tra le diverse unità, esplicitamente riportata, rende in pratica difficile separare nettamente i contributi.

# INDICE

INTRODUZIONE	I
INDICE	III
Università degli Studi di Milano: Dipartimento di Scienze della Terra	
<b>SCI:</b> VARIAZIONI GEOMETRICHE DEI GHIACCIAI DEL GRUPPO DELL'ADAMELLO, FLUSSI ENERGETICI E ABLAZIONE DEL "VENEROCOLO DEBRIS COVERED GLACIER"	1
Introduzione	1
1. Variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo Adamello e	1
valutazione di campo dell'ablazione del ghiacciaio nero del Venerocolo	
1.1. Attività Unità Operativa	1
1.2. Analisi delle variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo	2
1.2.1. Materiale, Strumenti, Accuratezza e Precisione	2
1.2.2. Fasi del lavoro	2
1.2.3. Risultati	3
1.3. Campagna glaciologica estate 2007	9
1.3.2 Risultati	9
2. Flussi energetici e calcolo della fusione stagionale del Venerocolo	14
debris covered glacier	• •
2.1. Il ghiacciaio del Venerocolo	14
2.2. Analisi dati meteorologici e flussi energetici	15
2.3. Modello ablazione del ghiaccio	20
2.4. Analisi dati ablazione stagionale	24
2.4.1. Ablazione calcolata	24
2.4.2. Abiazione misurata	25
Bibliografia	30
Università degli Studi di Milano: Istituto di Fisica Generale Applicata FIS: IL CLIMA DELL'AREA DEL PARCO NATURALE DELL'ADAMELLO: PRESENTE,	•

FIS: IL	CLIMA DELL'AREA DEL PARCO NATURALE DELL'ADAMELLO: PRESENTE,	
PASSAT	O E FUTURO	31
Int	troduzione	31
1.	Il passato e il presente	32
	1.1. Climatologie termomeriche	33
	1.1.1. Step-wise Linear Regression	34
	1.1.2. Affinamenti della metodologia	43
	1.2. Sovrapposizione climatologie e anomalie termometriche	46
	1.3. Climatologie pluviometriche	50
	1.4. Sovrapposizione climatologie e anomalie pluviometriche	59
2.	II futuro	62
	2.1. Metodologie per la costruzione di scenari per il futuro	62
	2.2. Downscaling statistico	64
	2.2.1. Downscaling statistico con SDSM 4.1	64
	2.2.2. Proiezione delle precipitazioni del Parco dell'Adamello tramite SDSM	65
	2.2.3. Downscaling epirico-statistico con R-CLIM.PACT	73

#### Università degli Studi di Brescia: Dipartimento di Ingegneria Civile

BS: ATTIVITÀ SPERIMENTALE SUL GHIACCIAIO DELL'ADAMELLO, SIMULAZIONE NUMERICA DELLA FUSIONE E VERIFICA DI UNA APPLICAZIONE DI TELERILEVAMENTO 75 ALLA PREVISIONE DEI DEFLUSSI NEL BACINO DELI'OGLIO..... 75 Introduzione 1. Attività sperimentale sul ghiacciaio dell'Adamello 75 1.1. Campagna di misura 75 1.2. Metodi di misura 76 1.3. La campagna glaciologica dell'estate 2007 77 1.3.1. Missione del 13/07/07 78 1.3.2. Missione del 01/08/07 78 1.3.3. Missione del 24-26/08/07 79 1.3.4. Missione del 14-15/09/07 82 1.3.5. Missione del 22/09/07 83 1.4. Riepilogo della campagna glaciologica dell'estate 2007 84 1.5. Misure alla rete di paline nel corso del 2008 94 1.6. Sopralluogo del 5/10/2009 alla palina n. 54 al Pian di Neve 98 100 2. Installazione, nel 2008, di una stazione micrometeorologica sul ghiacciaio dell'Adamello 3. Effetti del cambio climatico sul bilancio energetico e di massa del 104 ghiacciaio del Mandrone e sui deflussi nel bacino dell'Oglio 3.1. Bilancio di massa del Ghiacciaio del Mandrone nel periodo di controllo 1995 -2009 104 3.2. Bilancio di massa del Ghiacciaio del Mandrone in ipotesi di cambio climatico 107 3.3. Effetti del cambiamento climatico sul regime dei deflussi nel bacino dell'Oglio 123 4. Verifica di una applicazione di telerilevamento alla previsione dei 124 deflussi nel bacino dell'oglio Conclusioni 125 **Riferimenti Bibliografici** 126

#### Agenzia per la Protezione dell'Ambiente - Lombardia

ARPA: STIME PUNTUALI E DA REMOTO PER LA VALUTAZIONE DEI VOLUMI GLACIALI	Ξ 400
NIVALI E DEL BILANCIO IDROLOGICO DELL'AREA DELL'ADAMELLO	128
1. Parte Idrologica	128
1.1. Analisi Preliminari	128
1.1.1. Analisi dei dati di base	128
1.1.2. Caratterizzazione dei bacini	130
1.1.3. Analisi dei dati di gestione degli invasi	132
1.1.4. Bilancio idrologico annuo	134
1.1.5. Bilancio idrologico mensile	139
1.2. Misure di Portata	145
1.2.1. Prima campagna di misure di portata: 4 luglio 2008	145
1.2.2. Seconda campagna di misure di portata: 28 luglio 2009	149
1.2.3. Sintesi dei rilievi di portata	155
2. Parte Nivo-Glaciologica	158
2.1. Nivologia	158
2.1.1. Analisi dei dati nivometrici alle stazioni	158
2.1.2. Mappe di innevamento da satellite	165
2.1.3. Stime multitemporali di SWE sui bacini	168
2.1.4. Stime multitemporali di SWE: analisi di sintesi	175
2.2. Glaciologia	177
2.2.1. Monitoraggio planimetrico	179
2.2.2. Monitoraggio volumetrico	183
2.2.3. Approfondimento per il Ghiacciaio Adamello-Mandrone	186

#### Politecnico di Milano: DIIAR - CIMI

**POLIMI:** ANALISI DI STAZIONARIETÀ CLIMATICA ED IMPLEMENTAZIONE DI SCENARI IDROLOGICI.

In	roduzione	193
- 1	Analiai di trand alimatiai	10/
		104
	1.2. Climatologia	194
	1.2. Olimatologia 1.3. Base Dati	195
	1.4 Metodi	198
	1 4 1 Regressione lineare	198
	1 4 2 Media a finestra mobile vs media su lungo periodo	199
	1.4.3. Test di Mann Kendall	200
	1.5. Piogae	201
	1.6. Manto Nivale	202
	1.7. Temperature	203
	1.8. SWE	205
	1.9. Forzanti Climatiche	210
	1.10. Variazioni recenti nel ghiacciaio dell'Adamello in relazione ad altri ghiacciai vicini	212
2.	Modellazione idrologica per il ghiacciaio nero del Venerocolo e	21
siı	nulazioni di scenario	
	2.1. Motivazione	217
	2.2. Il ghiacciao del Venerocolo	218
	2.3. Base Dati	218
	2.4. Modello Idrologico	219
	2.5. Calibrazione del Modello Idrologico	221
	2.6. Risultati dei Modello Idrologico	221
	2.7. Campagne Nivali	224
	2.0. Simulazioni di scenario 2.0. Un modello energetico idrelegico distribuito di fusione glasiale per il ghiacoicio	220
	nero del Venerocolo	223
	2 10. Valutazione diretta dei flussi di ablazione	233
	2.11. Validazione del modello energetico-idrologico	235
	2.8. Simulazioni di scenario	235
3.	Disaggregazione spaziale delle precipitazioni nivali in scenario di	23
са	mbiamento climatico	
	3.1. Introduzione	235
	3.2. Il bacino di studio	237
	3.3. Scelta del modello GCM	238
	3.4. Bias della precipitazione giornaliera a scala di bacino	239
	3.5. Modello stocastico di precipitazione spaziale	239
	3.6. Stima dei parametri del modello stocastico	240
	3.7. Dipendenza dei parametri della cascata dalle variabili climaticne	241
	3.8. Statistiche della precipitazione totale	242
	3.9. Simulazione della copertura nivale	243
Л	Stima spazializzata ottimale dello SWE	240 <b>2</b> 40
4.	A 1 Introduzione	249
	4.1. Introduzione 4.2. Dati e Metodi	240
	4.2. Kriging di SWE	240
	4.4 Applicazione per due stagioni primaverili	249
5	Simulazioni di scenario idrologico	25
υ.	5.1 Introduzione	251
	5.2 Modello Idrologico	252
	5.3 Validazione del modello idrologico. Oglio a Costa Volnino	254
	5.4. Simulazioni di scenario. Oglio a Costa Volpino.	257
	5.5. Simulazioni di scenario. Oglio a Capo di Ponte	260
C		26'
		204
D:	forimonti Ribliografiai	1161

CONCLUSIONI	VII
ATTIVITA' SCIENTIFICHE E DIVULGATIVE	IX

# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

**UNIMI\_SCI:** Variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo Adamello, flussi energetici e calcolo dell'ablazione stagionale del Venerocolo Debris Covered Glacier

Guglielmina Diolaiuti, Claudia Mihalcea, Boris Mosconi, Davide Maragno, Anna Riccardi, Carlo D'Agata e Claudio Smiraglia

#### INTRODUZIONE

Nell'ambito del Progetto CARIPANDA, l'Unità Operativa UNIMI-SCI ha operato sia a livello regionale, per determinare su medio e lungo periodo (ultimi 10 e 20 anni) le variazioni areali e volumetriche dei Ghiacciai del settore lombardo del gruppo dell'Adamello, sia a livello locale, per quantificare l'ablazione estiva, il rilascio idrico stagionale ed il microclima supraglaciale di un ghiacciaio campione: il Venerocolo *Debris Covered Glacier*.

Nel corso del primo anno di progetto si sono quantificate le variazioni areali e volumetriche di tutti i ghiacciai del gruppo ( i risultati esposti nella prima relazione sono confluiti poi nella pubblicazione Maragno et al., 2009). Nel secondo anno si sono analizzati con maggior dettaglio gli scambi energetici e di massa su un rappresentativo apparato del gruppo, il ghiacciaio Venercolo, dove si sono anche concentrate le attività di terreno.

# UNIMI\_SCI 1. Variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo Adamello e valutazione di campo dell'ablazione del ghiacciaio nero del Venerocolo.

#### UNIMI\_SCI 1.1. Attività dell'Unità Operativa

L'Unità Operativa UNIMI\_SCI ha analizzato le variazioni geometriche recenti (ultimi decenni) dei ghiacciai del Gruppo dell'Adamello per contribuire alla conoscenze delle loro variazioni e di quelle dei deflussi idrici da loro derivati ed analizzati successivamente dalle altre Unita Operative.

UNIMI SCI ha inoltre svolto, in stretta e fattiva collaborazione con l'Unità Operativa POLIMI, rilievi di terreno sul ghiacciaio del Venerocolo, unico ghiacciaio del gruppo coperto nell'area di ablazione da una coltre detritica omogenea e continua tale da poterlo definire ghiacciaio nero (o debris covered glacier nell'accezione scientifica internazionale) volti a determinarne i tassi di ablazione stagionale. le caratteristiche e la distribuzione della copertura detritica e le condizioni micro-meteorologiche superficiali. A guesto scopo sono state svolte dalle due Unità Operative campagne di terreno nel periodo giugno-ottobre 2007 per rilevare sul campo i dati glaciologici e per installare una stazione meteorologica automatica (AWS) sulla superficie del ghiacciaio. La stazione ha permesso la misura in continuo (ogni 5') per l'intera stagione di ablazione dei principali parametri meteorologici (temperatura dell'aria, umidità relativa, pressione atmosferica, velocità e direzione del vento, precipitazioni liquide) e dei flussi energetici in entrata ed in uscita alla superficie del ghiacciaio. I dati glaciologici e quelli micro-meteorologici sono stati utilizzati da UNIMISCI e POLIMI per calcolare attraverso un degree-day model l'ablazione sull'intera superficie del ghiacciaio e da guesta il conseguente deflusso idrico. Tale modello ed i deflussi idrici calcolati sono descritti nella sezione curata da POLIMI. Qui di seguito si riporta una breve relazione sui risultati conseguiti da UNIMI analizzando dati cartografici e fotografici

(fotogrammi aerei) per calcolare le variazioni areali e volumetriche di tutti i ghiacciai del settore lombardo dell'Adamello.

#### UNIMI\_SCI 1.2. Analisi delle variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo

Scopo di questa parte dello studio è stata la quantificazione e l'analisi delle variazioni geometriche dei ghiacciai del gruppo dell'Adamello lombardo durante il ventennio 1983-2003, facendo riferimento agli intervalli temporali 1983-1992, 1992-1999, 1999-2003. Situato in posizione decentrata rispetto allo spartiacque alpino sul confine nord-orientale della Regione Lombardia, il gruppo dell'Adamello appartiene alle Alpi Retiche. L'apparato glaciale principale del gruppo è il ghiacciaio Adamello, con una superficie aggiornata al 2003 di 16,66 km<sup>2</sup>; primo in estensione tra i ghiacciai italiani, si espande sul grande altopiano centrale, dal quale si dipartono a raggiera le principali valli periferiche. Il secondo apparato in estensione è il Pisgana Occidentale (2,80 km<sup>2</sup>), mentre il terzo è il Venerocolo, con 1,25 km<sup>2</sup> di area.

#### UNIMI\_SCI 1.2.1. Materiale, Strumenti, Accuratezza e Precisione

La realizzazione della ricerca ha visto, in fase preliminare, la consultazione dei catasti dei ghiacciai della Regione Lombardia del 1957 – '58 e del 1992, per individuare l'esatta localizzazione di ognuno degli apparati. Per delimitare i perimetri degli apparati nei diversi anni considerati, come basi cartografiche, sono state utilizzate la CTR (Scala 1:10.000) in formato digitale della Regione Lombardia del 1982 e le Ortofoto (Scala nominale 1:5.000) ricavate dalle fotografie aeree del volo del 2003. Sono state inoltre analizzate le fotografie aeree (Scala 1:20.000) relative al comprensorio dell'Adamello rilevate nel 1983, analizzate attraverso l'uso di uno stereoscopio. Per l'analisi, l'integrazione e l'elaborazione del materiale cartografico e per la creazione di database, è stato utilizzato il software GIS Arcmap® 9.2.

Per quanto riguarda l'accuratezza del materiale cartografico utilizzato e la precisione dei valori calcolati, queste sono state valutate tenendo conto delle dimensioni dei pixel, della risoluzione della base raster di riferimento, delle modalità di operazione e dell' accuratezza nella digitalizzazione. Le ortofoto sono caratterizzate da una risoluzione di un pixel; la dimensione di un pixel è pari ad 1 m planimetrico in quelle relative al 1999 ed a 0,5 m in quelle relative al 2003. L'accuratezza planimetrica è risultata pertanto pari a ± 2m per le ortofoto 1999 e a ±1 m per quelle del 2003. L'errore relativo alla CTR, legato al graficismo, è pari a ± 5m. E' stato calcolato che durante la digitalizzazione dei perimetri glaciali (poligoni nel GIS) i punti si sono discostati al massimo di un pixel dal limite reale del ghiacciaio. Si è pertanto ricavato l'errore planimetrico relativo a tutte le aree delimitate, calcolato come lo scarto quadratico medio dei buffer areali. I buffer areali sono stati ottenuti come prodotto del perimetro di ciascun ghiacciaio esaminato per la dimensione del pixel planimetrico. La precisione del dato areale complessivo e di ciascuna classe dimensionale è stata poi considerata per quantificare la precisione delle variazioni areali calcolate nei diversi periodi (sempre come scarto quadratico medio).

#### UNIMI\_SCI 1.2.2. Fasi del lavoro

Attraverso la tecnica della stereoscopia sono state osservate le foto aeree del comprensorio relative al 1983. Parallelamente, tramite digitalizzazione manuale in ambiente GIS, tenendo come base la CTR, sono state riportate le superfici di tutti gli apparati glaciali osservati con lo stereoscopio. Tutte le aree così delimitate sono state quindi collegate ad un database relazionale, nel quale sono stati inseriti il nome, l'area, il perimetro, la quota massima e la quota minima di ciascun ghiacciaio. Sempre in ambiente GIS, tramite digitalizzazione manuale, tenendo come base le ortofoto, sono state delimitate tutte le aree dei ghiacciai del 2003, ed ogni area è stata collegata ad un

database relazionale analogo al precedente. Sono inoltre stati utilizzati i dati relativi alle aree glaciali del 1999, disponibili nel SIT regionale (RL, 2004) e le aree glaciali del 1992, raccolte in un precedente catasto regionale (SGL, 1992).

Successivamente sono stati estratti ed organizzati tutti i dati ottenuti, per analizzarli rispetto a 7 classi dimensionali areali (i.e.< 0.10 km<sup>2</sup>, 0.10-0.5 km<sup>2</sup>, 0.5-1.0 km<sup>2</sup>, 1.0-2.0 km<sup>2</sup>, 2.0-5.0 km<sup>2</sup>, 5.0-10 km<sup>2</sup>, > 10 km<sup>2</sup>).

Le 7 classi areali sono state scelte in accordo a quanto presente nella letteratura internazionale in modo da permettere un utile confronto tra i risultati conseguiti per il Comprensorio dell'Adamello e quanto calcolato da altri autori analizzando in precedenza i ghiacciai lombardi (Citterio et al., 2007) ed i ghiacciai svizzeri (Paul et al., 2004).

Riguardo alle variazioni areali intercorse durante gli intervalli temporali analizzati, sono stati considerati soltanto gli apparati comuni a tutti e quattro i catasti (1983, 1992, 1999, 2003), per ottenere risultati rappresentativi dell'evoluzione del glacialismo, non affetti da diversità del campione considerato. Sono pertanto stati esclusi dal campione i ghiacciai estintisi; i ghiacciai derivanti dalla frammentazione di apparati preesistenti, sono invece stati considerati unitariamente, come un unico apparato, sommando le loro aree. Questo in quanto il ghiacciaio Pisgana Occidentale, il secondo del gruppo in dimensioni, tra il 1999 ed il 2003 si è frammentato in due apparati; non considerarlo, avrebbe reso il campione poco rappresentativo della situazione reale delle variazioni di superficie dell'intero gruppo.

In questo modo, invece, il campione ha rappresentato il 97,9 % dell'area totale dell'intero comprensorio glacializzato.

Per valutare l'evoluzione recente della risorsa idrica rappresentata dai ghiacciai dell'Adamello si sono anche analizzate le variazioni del spessore e del volume glaciale. Questa analisi è stata svolta sulla base di dati di spessore stimati in modo indiretto applicando algoritmi (Haeberli e Hoeltzle, 1995) ai principali parametri morfometrici come dislivello altimetrico, lunghezza massima ed area. L'analisi si è focalizzata su tre finestre temporali: 1992-1999, 1999-2003 e 1992-2003.

#### UNIMI\_SCI 1.2.3. Risultati

Attraverso l'elaborazione dei dati, sono stati censiti, per l'anno 1983, 48 apparati glaciali; confrontando questi dati con quelli relativi al catasto glaciale regionale del 1992 (SGL, 1992) è risultato che 4 di questi 48 ghiacciai si erano estinti. Nell'anno 1999 altri sei ghiacciai sono risultati scomparsi. Nel 2003, nessun altro apparato è risultato estinto; si è però verificata la frammentazione di quattro apparati: il Pisgana Occidentale, l'Avio Centrale, ed il Cima Laste Nord, che hanno dato origine a due apparati, ed il Buciaga, che si è suddiviso in quattro piccolissime porzioni. Riassumendo, dei 48 ghiacciai censiti nel 1983, in vent'anni, 10 sono andati estinti, mentre10 nuovi apparati sono risultati dalla frammentazione di quattro ghiacciai preesistenti. Quindi, nel censimento relativo all'anno 2003, compaiono 44 apparati glaciali. I ghiacciai comuni a tutti i quattro catasti sono risultati essere in numero di 34.

Classi di area [km²]	Numero di ghiacciai 1983	Numero di ghiacciai 1992	Numero di ghiacciai 1999	Numero di ghiacciai 2003
< 0,1	21	25	27	27
0,1 - 0,5	8	4	2	3
0,5 - 1,0	2	2	2	1
1,0 - 2,0	1	1	1	1
2,0 - 5,0	1	1	1	1
5,0 – 10	0	0	0	0
> 10	1	1	1	1
Totale	34	34	34	34

Tabella SCI-1. Distribuzione dei ghiacciai analizzati rispetto alle classi di area

L'analisi della loro distribuzione rispetto alle sette classi dimensionali nei quattro intervalli temporali considerati ha evidenziato variazioni attribuibili al processo di riduzione areale che ha interessato tutti i ghiacciai analizzati (Tabella 1).

Il numero di ghiacciai di dimensioni <  $0,1 \text{ km}^2$  è aumentato dal 1983 al 2003, a discapito delle classi areali maggiori ( $0,1-0,5 \text{ km}^2$  e  $0,5-1,0 \text{ km}^2$ ), a causa dello slittamento di alcuni apparati dalle classi di area più grande verso quelle di minori dimensioni.



*Figura SCI-1.* Variazione del numero di ghiacciai rispetto alle 7 classi di area nei quattro periodi considerati.

Per quanto riguarda l'estensione areale e le variazioni intercorse, la superficie glaciale totale del comprensorio dell'Adamello lombardo è passata da un' estensione di 28,3 km<sup>2</sup> ( $\pm 0,12$  km<sup>2</sup>) nel 1983 a 26,2 km<sup>2</sup> ( $\pm 0,10$  km<sup>2</sup>) nel 1992, a 24,3 km<sup>2</sup> ( $\pm 0,044$  km<sup>2</sup>) nel 1999, ed infine a 23,0 km<sup>2</sup> ( $\pm 0,018$  km<sup>2</sup>) nel 2003. Per la confrontabilità dei dati si è fatto riferimento alla distribuzione in classi dei ghiacciai del 1983 e non si sono considerati gli shift dimensionali avvenuti a seguito della riduzione areale. La contrazione areale complessiva è risultata dunque pari a -5,3 km<sup>2</sup> ( $\pm 0,12$  km<sup>2</sup>), una superficie corrispondente al 18,7% dell'area iniziale (Tabella 2).

Le precisioni relative all'estensione areale e alle variazioni nei diversi periodi considerati sono state calcolate come precedentemente descritto e sono esposte in Tabella 2.

Classi di area	Area 1983	Area 1992	Area 1999	Area 2003	ΔA 1983 - 1992	ΔΑ 1992 - 1999	ΔA 1999 – 2003	ΔA 1983 - 2003
[km²]	[km²]	[km²]	[km²]	[km²]	[km²]	[km²]	[km²]	[km²]
< 0,1	1.16	0.73	0.54	0.49	-0.43	-0.18	-0.05	-0.67
0,1 - 0,5	1.55	1.08	0.71	0.61	-0.47	-0.37	-0.10	-0.94
0,5 - 1,0	1.63	1.58	1.36	1.18	-0.05	-0.22	-0.18	-0.44
1,0 - 2,0	1.68	1.43	1.34	1.25	-0.25	-0.08	-0.09	-0.42
2,0 - 5,0	3.41	3.23	3.03	2.80	-0.18	-0.20	-0.23	-0.62
5,0 – 10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
> 10	18.85	18.13	17.36	16.66	-0.72	-0.77	-0.69	-2.19
Totale	28.28	26.17	24.34	22.99	-2.11	-1.83	-1.35	-5.29

Tabella SCI-2. Estensione areale dei ghiacciai dell'Adamello e variazioni intercorse per classe di area.

Classi di Area [km²]	Precisione 1983 [km²]	Precisione 1992 [km²]	Precisione 1999 [km²]	Precisione 2003 [km²]	Precisione 1983 - 1992 [km <sup>2</sup> ]	Precisione 1992 - 1999 [km <sup>2</sup> ]	Precisione 1999 - 2003 [km <sup>2</sup> ]	Precisione 1983 - 2003 [km <sup>2</sup> ]
< 0,1	0.019	0.009	0.004	0.003	0.021	0.010	0.005	0.019
0,1 - 0,5	0.027	0.013	0.006	0.003	0.030	0.014	0.007	0.027
0,5 - 1,0	0.024	0.017	0.007	0.004	0.030	0.018	0.008	0.025
1,0 - 2,0	0.036	0.018	0.008	0.004	0.040	0.020	0.009	0.036
2,0 - 5,0	0.042	0.025	0.011	0.007	0.049	0.028	0.013	0.042
5,0 - 10	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
> 10	0.097	0.096	0.041	0.015	0.137	0.104	0.044	0.098
Totale	0.119	0.104	0.044	0.018	0.158	0.113	0.048	0.120

**Tabella SCI-3.** Precisione delle variazioni areali e delle estensioni areali per classe dimensionale e periodo considerato.

Il tasso medio di riduzione areale, nel ventennio 1983-2003, è risultato pari a 0,26 km<sup>2</sup>/anno, pari allo 0,9% dell'area totale. Volendo analizzare i tassi di variazione areale tra un periodo considerato e l'altro, possiamo osservare come durante il periodo 1983-1992 vi sia stata una perdita media annua di superficie glaciale pari a 0,23 km<sup>2</sup>, uguale allo 0,8 % dell'area totale.

Nel periodo 1992-1999 la perdita media annua è stata di 0,26 km<sup>2</sup>, pari all'1,0% dell'area totale ed infine, nel periodo 1999-2003 si sono persi mediamente 0,34 km<sup>2</sup> ogni anno, che corrispondono all'1,4% dell'area totale.

Il tasso di riduzione areale è dunque andato aumentando nel corso del ventennio, in modo non lineare; nel periodo 1999 – 2003 si è infatti verificata un'impennata nelle perdite medie annue (Figura 3).



*Figura SCI-2.* Estensione areale dei ghiacciai dell'Adamello per classe di area nei diversi periodi analizzati



Figura SCI-3. Variazioni areali per classe di area nei diversi periodi analizzati



Figura SCI-4. Variazione del tasso di riduzione delle aree nei tre intervalli temporali considerati

Dalla Tabella 4 è possibile osservare come nel periodo 1983-2003, i ghiacciai di dimensioni minori di 0,1 km<sup>2</sup> abbiano subito perdite pari al 57,9% dell' estensione areale da essi ricoperta nel 1983; questa intensa riduzione ha però contribuito solo al 12,7% delle perdite totali dell'intero comprensorio. Viceversa, il ghiacciaio Adamello, l'unico facente parte della classe dimensionale superiore a 10 km<sup>2</sup>, ha perduto, durante il ventennio studiato, solo l'11,6% della propria area iniziale, contribuendo però al 41,4% delle perdite totali.

Classi di Area [km²]	ΔA % per classe 1983 – 2003	ΔA % rispetto al totale 1983 – 2003	ΔΑ % per classe 1983 – 1992	ΔA % rispetto al totale 1983 – 1992	∆A % per classe 1992 – 1999	ΔA % rispetto al totale 1992 – 1999	ΔA % per classe 1999 – 2003	ΔA % rispetto al totale 1999 – 2003
< 1,0	-47,4	38,9	-22,0	45,2	-22,7	42,1	-12,8	24,8
1,0 - 2,0	-25,3	8,0	-15,0	11,9	-5,8	4,5	-6,8	6,8
2,0 - 5,0	-18,1	11,7	-5,4	8,7	-6,2	11,0	-7,7	17,3
5,0 – 10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
> 10	-11,6	41,4	-3,8	34,2	-4,3	42,4	-4,0	51,1
Totale	-18.7	100,0	-7,5	100,0	-7,0	100,0	-5,8	100,0

**Tabella SCI-4.** a) Variazione di area % per classe (colonne I, III, V) e contributo % alle perdite totali(colonne II, IV, VI) per classe dimensionale. b) variazione di area % per classe (colonne I, III, V) e contributo % alle perdite totali(colonne II, IV, VI) per classe dimensionale. In questo caso le classi areali sono solo 5 poiché quelle tra 0.1 ed 1 km2 di area sono state accorpate.

I ghiacciai di dimensioni minori hanno subito quindi, nel periodo 1983 – 2003, una riduzione della propria area maggiore rispetto a quelli di più ampie dimensioni; i ghiacciai con area < 1,0 km<sup>2</sup> hanno perso in vent'anni il 47,4% della propria area (facendo riferimento alla tabella 4b), mentre l'Adamello (> 10 km<sup>2</sup>) ha perduto l'11,6%. Sempre dalla Tabella 4b, è possibile notare come nel primo periodo analizzato (1983-1992), i ghiacciai della classe < 1,0 km<sup>2</sup> siano stati quelli ad aver maggiormente contribuito alle perdite totali dell'intero comprensorio, mentre nell'ultimo periodo studiato (1999-2003), la situazione sia risultata invertita, con il ghiacciai o Adamello(> 10km<sup>2</sup>) primo contribuente alle perdite totali. In termini assoluti, nel primo periodo considerato (1983-1992), le perdite maggiori sono state registrate dai ghiacciai di minori dimensioni (< 1,0 km<sup>2</sup>); nel secondo periodo (1992-1999) i ghiacciai della classe di area minore (< 1,0 km<sup>2</sup>) e quello della maggiore (> 10 km<sup>2</sup>, l'Adamello) hanno registrato pari perdite, mentre nel terzo ed ultimo periodo analizzato (1999-2003), l'Adamello ha subito perdite maggiori rispetto ai ghiacciai della classe areale più piccola (Tab. V, valori espressi in km<sup>2</sup> e non più in %).

Classi di Area	ΔΑ 1983 - 1992	ΔA 1992 - 1999	ΔA 1999 - 2003
[KM²]	[KM²]	[KM²]	[KM²]
< 1,0	-0,95	-0,77	-0,34
1,0 – 2,0	-0,25	-0,08	-0,09
2,0 – 5,0	-0,18	-0,20	-0,23
5,0 – 10	0,00	0,00	0,00
> 10	-0,72	-0,77	-0,69
Totale	-2,11	-1,83	-1,35

**Tabella SCI-5.** Variazioni areali dei ghiacciai dell'Adamello per classi dimensionali nei tre intervalli temporali analizzati.

I ghiacciai di piccole dimensioni sono quindi risultati più sensibili sul breve termine al riscaldamento climatico, ovvero hanno avuto una risposta più rapida nel breve periodo; ciò si ritiene sia determinato dal fatto che i loro bacini di alimentazione, essendo di ridotte dimensioni, portino ad un ridotto accumulo di neve, che viene poi persa rapidamente e non riesce ad influenzare in modo significativo il flusso glaciale. Inoltre, date le loro ridotte dimensioni, possiedono una scarsa capacità di influire sul clima a livello locale; tutto questo deve portare ad una risposta molto rapida in conseguenza del riscaldamento climatico.

Viceversa, i ghiacciai di maggiori dimensioni hanno mostrato tempi di risposta più lenti, ed una maggiore inerzia nel rispondere alle variazioni climatiche.

Una volta però che questi hanno iniziato la fase di regresso, questa è proseguita a ritmo sempre più intenso; ciò può essere spiegato attraverso le numerose modificazioni morfologiche avvenute sulla superficie ed all'interno di questi grossi apparati, quali: l'apertura e l'ampliamento di finestre rocciose e nunatak, fenomeni glacio-carsici, collassi strutturali, presenza ed aumento del detrito fine sopraglaciale, formazione di laghi di contatto glaciale ed avvio di processi di calving.

Analizzando poi il tasso di riduzione della superficie dei ghiacciai in base alla loro classe di area, si è osservato come i ghiacciai della classe < 1,0 km2 abbiano subito, nell'arco del ventennio, una leggera diminuzione nelle loro perdite annue.

Al contrario, i ghiacciai Pisgana Ovest ed Adamello, gli unici facenti parte rispettivamente della classe di area compresa tra 2,0 e 5,0 km2 e della classe di area >10 km2, hanno subito un incremento del tasso di perdite durante tale periodo.

In particolare, l'Adamello ha avuto un'impennata delle perdite medie annue nell'ultimo periodo considerato, ovvero il 1999-2003 (Fig 5).

Il lieve rallentamento del tasso di riduzione delle aree dei ghiacciai più piccoli può essere spiegato osservando come questi si siano ormai ridotti a piccoli apparati contenuti in conche riparate o comunque in posizioni poco esposte. Viceversa, modificazioni morfologiche e strutturali come apertura ed allargamento di finestre rocciose sulla superficie dei ghiacciai, formazione di laghi epi e pro glaciali con innesco di calving phenomena, ampliamento della copertura detritica superficiale, collassi e crolli strutturali, possono aver promosso nei ghiacciai di maggiori dimensioni un'accelerazione del tasso di riduzione areale. La riduzione areale testimoniata dai ghiaccia dell'Adamello nel periodo recente è in accordo con quanto evidenziato a livello nazionale ed extranazionale (Paul et al., 2004; 2007; Zemp et al., 2006) ed i feedback positivi instauratisi rendono molto improbabile un'inversione della tendenza.

Relativamente alle variazioni volumetriche e di spessore, queste sono state calcolate per i ghiacciai comuni ai tre catasti recenti (1992, 1999 e 2003) e sono invece tuttora in fase di elaborazione rispetto al 1983. E' risultato che dal 1992 al 1999 il glacialismo dell'Adamello ha perso 0.08 km<sup>3</sup> di ghiaccio, dal 1999 al 2003 la perdita è stata pari a 0.09 km<sup>3</sup> e complessivamente dal 1992 al 2003 la riduzione volumetrica è stata pari a 0.16 km<sup>3</sup>.



Figura SCI-5. Tassi di riduzione areale media annua per classe dimensionale e periodo considerato

Questo volume di ghiaccio perso è pari a 0.145 km<sup>3</sup> di equivalenti in acqua, un simile volume di acqua è racchiuso in un bacino artificiale di media-elevata grandezza (considerando la volumetria media di un grande bacino di montagna pari a 0,1 km<sup>3</sup>).

1
ADAMELLO
2.047
1.970
1.885
-0.08
-0.09
-0.16
-3.0
-3.5
-6.3
-0.43
-0.88
-0.57

Tabella SCI-6. Variazioni volumetriche dei ghiacciai dell'Adamello Lombardo.

#### UNIMI\_SCI 1.3. CAMPAGNA GLACIOLOGICA ESTATE 2007

#### UNIMI\_SCI 1.3.1. Metodi

Durante la stagione di ablazione del 2007, e' stata condotta dal gruppo di glaciologia dell'Università degli Studi di Milano, in collaborazione con personale del Politecnico di Milano, una campagna di misure sul campo durante la stagione estiva 2007. Sono state paline ablatometriche sulla lingua del ghiacciaio Venerocolo, posizionate 13 principalmente nella parte coperta da detrito e una stazione micro meteorologica automatica in prossimità della fronte glaciale. Misure di ablazione sono state effettuate durante l'intera stagione di fusione, da giugno 2007 a ottobre 2007 con cadenza circa mensile. Si sono effettuate inoltre misure puntuali dello spessore di detrito in più di 300 punti su un'area di circa 0.5 km<sup>2</sup>. Tali misure sono state in seguito interpolate utilizzando Surface uno strumento di analisi geostatistica di ArcGis, per ottenerne una mappa spaziale. In data 27 Luglio 2007 è stata inoltre installata una stazione di misura automatica AWS sulla lingua detritica del ghiacciaio, ad una guota di 2650 m slm, atta a misurare temperature, precipitazioni totali, radiazione incidente e riflessa (onde corte e lunghe), umidità e pressione e velocità e direzione del vento. La temperatura misurata alla stazione automatica è stata correlata con quella della stazione alla diga del Venerocolo (2500 mslm) per stimarne un gradiente di decrescita con la guota, allo scopo di ottenere stime attendibili di temperatura alla guota stazione sulla base delle osservazioni condotte al sito diga.



Figura SCI-6. Posizione delle paline (misura dell' ablazione) e thermistori (misura della temperatura del detrito) sulla lingua debris-covered del ghiacciaio



*Figura SCI-7.* Stazione AWS installata sul Venerocolo in data 27 Luglio 2007. Sx, montaggio. Dx, stazione completa.

# UNIMI\_SCI 1.3.2. Risultati

Si riportano qui l'andamento dell'ablazione totale per le paline considerate, mentre i risultati delle elaborazioni relative sono stati riportati nella sezione relativa all'unità POLIMI. In Tabella 7 sui riportano i dati completi di ablazione, mentre in Figura 8 si riportano il valore medio di ablazione cumulata stimato durante il periodo considerato tramite le

misure ablatometriche. In Figura 9 si riporta invece la mappa di detrito, ottenute tramite interpolazione a partire dalle misure condotte.

Ablazione 19-giu-07 - 18-lug-07			Ablazione 29-lug-07 - 10-ago-07		
Palina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]	Palina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]
1	8	0.38	1	29.5	2.46
2	76.7	3.65	2	32	2.67
3	95	4.52	3	34	2.83
4	95	4.52	4	-	-
5	89	4.24	5	-	-
6	136	6.48	6	42	3.50
7	137	6.10	7		0.00
0	00	2.00	0		_
8	02 E0	0.49	0	-	-
9	52	2.40	9	-	-
10	6/	3.19	10	-	-
11	-	-	11	61.5	5.13
12	-	-	12	-	-
13	-	-	13	-	-
Ablazione 18-lug-07 - 28-lug-07			Ablazione 10-ago-07 - 13-set-07		
Palina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]	Palina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]
1	-	-	1	45.5	1.34
2	-	-	2	48	1.41
3	-	-	3	-	-
4	-	-	4	-	-
5	27.5	2 75	5	52.5	1 54
ě			 6	-	-
7			7		_
/	- 16	1 60	1	- 46 F	- 1 07
<u> </u>	10	1.60	0	40.3	1.37
9	22	2.20	9	49.5	1.46
10	26	2.60	10	55.5	1.63
11	-	-	11	-	-
12	-	-	12	51.5	1.51
13	51	5.10	13	83	2.44
Ablazione 18-lug-07 - 29-lug-07			Ablazione 13-set-07 - 11-ott-07		
Dalina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]	Palina	Ablazione	Ablazione giornaliera [cm/g]
Fallila	ABIGEIONIO				
<b>raiiia</b> 1	104	9.45	1	-	-
1 2	104	9.45	1 2	-	-
1 2 3	104 - 35	9.45 - 3.18	1 2 3	-	-
2 3 4	104 - 35 29	9.45 - 3.18 2.64	1 2 3 4	- - - -	- - - -
2 3 4 5	104 - 35 29 -	9.45 - 3.18 2.64 -	1 2 3 4 5	- - - - 10	- - - - - - - - - - - - -
2 3 4 5 6	104 - 35 29 - 43	9.45 - 3.18 2.64 - 3.91	1 2 3 4 5 6	- - - - 10 -	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Pallita           1           2           3           4           5           6           7	104 - 35 29 - 43	9.45 - - 3.18 2.64 - - 3.91	1 2 3 4 5 6 7	- - - - 10 -	0.36
Pallita           1           2           3           4           5           6           7           8	104 - 35 29 - 43 -	9.45 - - 3.18 2.64 - - 3.91 -	1 2 3 4 5 6 7 8	- - - - 10 - - - 17	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Pallita           1           2           3           4           5           6           7           8           9	104 - 35 29 - 43 -	9.45 - - 3.18 2.64 - - 3.91 - -	1 2 3 4 5 6 7 8 8	- - - 10 - - 17 85	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10	104 - 35 29 - 43 - -	9.45 - 3.18 2.64 - 3.91 - - -	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10	104 - 35 29 - 43 - - - - - - - - - - - - -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 9 10	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Pallita           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11	104 - 35 29 - 43 - - - - - - 50	9.45 - - 3.18 2.64 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 10 11	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Pallita           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           12	104 - 35 29 - 43 - - - - - - - - - - - - -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 11 12	- - - 10 - - - - - - - - - - - - - - - -	
Pallita           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13	104 - 35 29 - 43 - - - - - 50 - -	9.45 - - 3.18 2.64 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 11 12 13	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07	104 - 35 29 - 43 - - - 50 - - -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina	104 - 35 29 - 43 - - 50 - - Ablazione	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 6 7 8 9 10 11 12 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 <b>Ablazione</b>	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1	104 - - 35 29 - 43 - - 50 - - Ablazione -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1	- - - 10 - - 17 8.5 9.5 - 20.5 12.5 12.5 <b>Ablazione</b> 9	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2	104           -           35           29           -           43           -           -           50           -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3	104 - 35 29 - 43 - - 50 - - 50 - - <b>Ablazione</b> - - - - - - - - - - - - -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 12.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4	Activity           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -           50           -      -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 4	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 - 20.5 12.5 - - - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Pailina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5	Ablation           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -           50           -      -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6	Autom           104           -           35           29           -           43           -           -           50           - <td< td=""><td>9.45 </td><td>1 2 3 4 5 6 7 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6</td><td>- - - - - - - - - - - - - - - - - - -</td><td></td></td<>	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Painta           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7	Ablation           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7	- - - 10 - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8	Abletone           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -	9.45 - 3.18 2.64 - 3.91 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8           9	Ablatione           -           35           29           -           43           -           50           -           <	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Palitia           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10	Ablatione           -           35           29           -           43           -           50           -           50           -           -           32.5           -   - <td>9.45 </td> <td>1 2 3 4 5 6 7 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1</td> <td>- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -</td> <td></td>	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Pailina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10	Ablation           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -           -           50           -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 - 20.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Pailina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11	Ablatione           -           35           29           -           43           -           -           50           -           -           50           -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 1 2 8 9 10 1 1 2 8 9 10 1 1 2 8 9 10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	- - - 10 - - - 17 8.5 9.5 - - 20.5 12.5 - 20.5 12.5 - 20.5 12.5 - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	
Painta           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13           Ablazione 28-lug-07 - 10-ago-07           Palina           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           1           2           3           4           5           6           7           8           9           10           11           12           13	Ablation           104           -           35           29           -           43           -           -           50           -	9.45 	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 Palina 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 12 13 Ablazione 13-set-07 - 12-ott-07 8 9 10 11 12 12 13 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	



Figura SCI-8. Ablazione media lungo il periodo considerato



Figura SCI-9. Mappa del detrito. Interpolazione dei punti osservati tramite ArcGis®.



*Figura SCI-10.* Misure di temperatura dalla stazione AWS per il periodo 11-31 Agosto 2007 e confronto con l'andamento al sito diga Venerocolo.



*Figura SCI-11.* Misure di temperatura media e bilanci energetici giornalieri per onde corte (in ingresso) ed onde lunghe (in uscita) dalla stazione AWS per il periodo 11-31 Agosto 2007.

In Figura 10 si riporta, a titolo di esempio, l'andamento delle temperature massime, minime e medie giornaliere (frequenza di campionamento, 10 minuti) per la stazione AWS,

confrontate con i valori minimi e massimi disponibili al sito diga del Venerocolo, per il periodo 11-31 Agosto 2007. Si osservi l'andamento in sostanza sincrono dei valori misurati. Tali dati sono stati utilizzati, come riportato, per la simulazione dell'ablazione glaciale tramite modello degreey-day-ice, da utilizzare per il bilancio idrologico del bacino glaciale. In Figura 11 si riporta, per lo stesso periodo, l'andamento del bilancio energetico netto, dedotto per differenza dei flussi in ingresso ed uscita misurati tramite piranometro e pirgeometro, per onde corte (in ingresso) ed onde lunghe (in uscita). Tali dati, come detto in precedenza sono stati utilizzati per lo sviluppo, condotto in fase preliminare, di un modello energetico di ablazione, condotto in collaborazione con il gruppo POLIMI.

#### UNIMI\_SCI 2. FLUSSI ENERGETICI E CALCOLO DELLA FUSIONE STAGIONALE DEL VENEROCOLO DEBRIS COVERED GLACIER

#### UNIMI\_SCI 2.1. Il ghiacciaio del Venerocolo

Il ghiacciaio del Venerocolo è un debris covered glacier o "ghiacciaio nero", con questo termine si definisce un apparato glaciale che presenta la maggior parte della superficie di ablazione ricoperta di detrito a spessore variabile. Questa tipologia glaciale è dominante in Karakorum ed Himalaya ma sta diffondendosi anche in ambito alpino a seguito dell'attuale fase di deglaciazione che sta aumentando intensità e numero dei dissesti delle pareti rocciose incassanti i ghiacciai alpini. Il detrito roccioso che ammanta l'area di ablazione del Venerocolo (Figure SCI 12, 13) è presente in spessori variabili tra pochi cm e qualche decimetro (max. 97 cm) ed è costituito da granodioriti e tonaliti del Plutone dell'Adamello. La coltre detritica superficiale è importantissima in quanto essa gioca un ruolo chiave nel determinare intensità e velocità dell'ablazione superficiale.



Figura SCI-12. Localizzazione Ghiacciaio del Venerocolo nel Gruppo del Adamello



Figura SCI-13. Ghiacciaio del Venerocolo sul versante nord del Adamello.

# UNIMI\_SCI 2.2. Analisi dati meteorologici e flussi energetici

Sul Ghiacciaio del Venerocolo è stata localizzata nell'estate 2007 una stazione meteorologica automatica sopraglaciale per misurarne i flussi energetici e per descrivere la micro-meteorologia glaciale (Figura SCI-7 e SCI-14).

La stazione meteorologica (LASTEM LSI), alimentata da un pannello solare da 40 W, è attrezzata con un barometro (pressione atmosferica), un piranometro (flussi di radiazione ad onda corta), un pirgeometro (flussi di radiazione ad onda lunga), un pluviometro (precipitazioni liquide), un anemometro (velocità e direzione vento) e un termoigrometro (temperatura e umidità relativa dell'aria). La misurazione dei dati di radiazione solare e infrarossa è stata effettuata tramite l'utilizzo del CNR1 (KIPP & ZONEN). I dati sono stati registrati ogni 10 minuti (l'aquisition rate varia da 5 sec per la velocità e direzione del vento a 10 min per la pressione atmosferica). Inoltre sono state registrate le medie orarie e giornaliere (datalogger Babuc Lastem).

Sono inoltre stati collocati dei termistori con data logger Gemini Tinytag presso le 12 paline ablatometriche (Figura SCI-6)), nel detrito sopraglaciale, per studiare i flussi energetici ghiaccio-detrito-atmosfera (fig. Sci 14). La sonda del termistore con una lunghezza di 10 centimetri e un diametro di 0.005 metri, opera in un range di temperature comprese tra i -30 e i +50 °C, con un coefficiente di temperatura negativa di 10 k Lo strumento registra un errore tra 0.25 °C e 0 °C, che cresce fino 0,4 °C con le temperature operative estreme, rilevando dati di temperatura del detrito con intervallo temporale di 10 minuti. Affinché la misura della temperatura non fosse influenzata dalle diverse capacità e

conducibilità termiche tra roccia e termistore, questo è stato posizionato a 2 cm sotto la superficie del detrito.

Le condizioni meteorologiche supraglaciali sono risultate caratteristiche di un ghiacciaio nero, in particolare il lapse rate (gradiente termico verticale dell'aria libera) è risultato pari a 0.8 °C/ 100 m; il ghiacciaio è risultato interessato da un vento dominante con direzione compresa tra il 135 ed i 145 °N, questa direzione corrisponde alla fall line o direzione di immersione del ghiacciaio ed il vento in questione può essere definito catabatico (venti di questo tipo sono caratteristici di corpi glaciali assai più estesi come le calotte polari). Le precipitazioni avvenute nel periodo di analisi meteorologica (Agosto-Ottobre) sono state quasi sempre liquide (si sono verificate solo due esigue nevicate) e pari a 250 mm di pioggia alla quota della stazione (2750 m s.l.m.). I flussi radiativi registrati hanno permesso di calcolare l'albedo superficiale, risultata in media 0,20, e di analizzare il bilancio radiativo superficiale del ghiacciaio.



*Figura SCI-14.* Rappresentazione grafica degli scambi energetici alla superficie debris-covered del ghiacciao.

Per analizzare il bilancio energetico di un ghiacciao debris-covered e necessario analizzare i flussi energetici in entrata e in uscita al interfaccia atmosfera- detrito, attraverso lo spessore e all'interfaccia detrito ghiaccio (Figura SCI-14)

L'equazione del bilancio energetico di una superficie debris-covered in equilibrio:

$$Q_s + Q_l + Q_h + Q_e + Q_c = 0$$

•  $Q_s = Q'(1 - \alpha)$ 

• 
$$Q_l = \varepsilon(l^* - \sigma T_s^4)$$

- $Q_h = \rho_0 (P/P_0) c A_u (T_z T_s)$
- $Q_e = (0.622 \rho_0 / P_0) L_e A_u (e_z e_s)$
- Q<sub>c</sub>=k(dT/dz)

Dove Qs è il flusso netto di radiazione ad on corta; Ql è il flusso netto di radiazione ad onda lunga, Qh è il flusso di calore sensibile, Qe è il flusso di calore latente e Qc è il flusso conduttivo di calore attraverso il detrito. I flussi (W/m2) sono considerati positivi se sono orientati verso la superficie del detrito.

Il flusso piu' importante del bilancio energetico risulta il flusso netto della radiazione ad onda corta, risultato dovuto al rapporto fa la radiazione solare riflessa e la radiazione solare in entrata (albedo). Sul Venerocolo il valore del albedo e' pari a 0.2 (figura SCI-15): 80% circa dell'energia e' assorbito dalla superficie. Il valore del albedo aumenta durante le giornate con copertura nuvolosa (figura SCI-16) invece diminuisce durante le giornate senza nuvole (figura SCI-17). La maggior quantità d'energia disponibile e' utilizzata per aumentare la temperatura del detrito (figura SCI-18 e SCI-19), per aumentare il flusso conductivo di calore nel detrito, flusso di radiazione ad onda lunga emessa dalla superficie, e influenza il Qh e il Qe.

Si osserva un alta correlazione fra in flusso di radiazione ad onda corda in entrata e la temperatura del detrito (figura SCI-18). La temperatura della superficie (Ts) e' influenzata dallo spessore del detrito (figura SCI-20)



*Figura SCI-15.* Rapporto radiazione ad onda corta riflessa e radiazione ad onda corta incidente: albedo durante la stagione d'ablazione 2007.

La temperatura della superficie (Ts) contribuisce a tutti i flussi del bilancio energetico tranne il Qs. Se tutti gli altri elementi possono essere misurati o calcolati il Ts e l'unico sconosciuto e pertanto l'elemento più importante per il calcolo del bilancio energetico e la sua distribuzione.



Figura SCI-16. Flussi di radiazione durante una giornata con copertura nuvolosa



time Figura SCI-17. Flussi di radiazione durante una giornata senza nuvole



*Figura SCI-18.* Flussi energetici: radiazione in entrata ad onda corta (rosso), Radiazione in uscita ad onda corta (azzuro), temperatura del detrito (-2 cm) (nero).



*Figura SCI-19.* Misure di temperatura del detrito durante la stagione 2007 a diverse quote. Il periodo con lo 0 °C alla fine di Settembre, rapressenta un episodio di nevicata che ha coperto il ghiacciao per un periodo limitato (la fusione totale della neve è evidenziata dal trend di temperatura nei 2 punti considerati).



Figura SCI-20. Confronto temperature del detrito in punti con diversi spessori del detrito.

### UNIMI\_SCI 2.3. Modello ablazione del ghiaccio

Sono stati analizzati i fondamenti teorici di trasmissione del calore: Il flusso di calore dovuto all'irraggiamnto composto dalle onde corte entranti, sole, onde lunghe entranti, diffusivo, onde corte uscenti, riflesso, onde lunghe uscenti emesso (Stefann-Boltzmann); Il termine convettivo, legato sopratautto alla presenza del vento, e il fenomeno di trasmissione per conduzione all'interno dello strato del detrito.

Noto il flusso termico che giunge all'interfaccia detrito-ghiacciaio è possibile valutare quanto ghiaccio fonde con una semplice ipotesi semplificativa: la temperatura del ghiaccio è sempre  $0^{\circ}$ , ovvero temperatura di fusione, l'intera parte di energia termica serve a fondere il ghiacciaio (Qm) e non viene dispersa in altro modo. Dalla relazione scritta si ricava subito il valore lineare di ablazione.

$$Q_m = m \cdot \lambda_f$$
.

Il flusso di energia che giunge all'interfaccia detrito-ghiaccio è uguale al flusso di calore necessario a fondere una massa m di ghiaccio nell'unità di tempo:

$$\begin{split} \phi_{cond} \Big|_{L} &= Q_{m} \, . \\ l &= \frac{m}{\rho_{ice}} = \frac{\phi_{cond}}{\rho_{ice} \cdot \lambda_{f}} \end{split}$$

 $\lambda f$  = calore latente di fusione del ghiaccio 334 J/g.;  $\rho_{ice}$  = 900 kg/m<sup>3</sup>

Si è quindi sviluppato un codice di calcolo in linguaggio C, che riscrive i fondamenti di trasmissione del calore attraverso il metodo alle differenze finite. In questo modo è possibile usare dati di temperatura superficiale del detrito, esempio quelli acquisiti dai termistori, o i dati di flusso radiativo, quelli registrati della stazione AWS, per stimare o l'ablazione del ghiacciaio o la conducibilità termica del manto detritico. Si sottolinea che l'analisi è puntuale, vale pertanto solo per unità di superficie.

Il codice di calcolo richiede parametri diversi a seconda dei dati in ingresso da utilizzare. Nel caso si usino dati registrati da termistore, l'eseguibile del programma richiede in primo luogo il nome del file di testo contenente i valori di temperatura superficiale e lo spessore del detrito e successivamente la frequenza di campionamento e la durata in giorni dell'analisi. Diversamente, se l'utente decide di usare dati di flusso radiativo, questo deve fornire al codice di calcolo maggiori informazioni. Il programma richiede infatti lo spessore del detrito la frequenza di campionamento, la durata dell'analisi, la riflettività del suolo, l'angolo del pendio rispetto all'orizzontale e in ultimo, il nome del file di testo contenente il coefficiente convettivo, la temperatura dell'aria e il flusso radiativo incidente il manto detritico.

Il calcolo della conducibilità risulta un po' più complesso, in quanto questa grandezza è funzione del materiale detritico, dell'indice dei vuoti, dello spessore del manto e della temperatura. Per ottenere il valore si ricorre al metodo di bisezione. Il codice , dopo aver richiesto all'utente due valori estremi per la conducibilità e il valore osservato di ablazione, calcola ciclicamente l'ablazione variando la conducibilità termica e registra il valore di questa quando l'errore percentuale tra l'ablazione calcolata e osservata è inferiore allo 0.25%.

La correlazione tra la conducibilità, lo spessore e la temperatura del detrito (Figura SCI-21) risulta meno significativa in quanto sono da considerare anche altre caratteristiche del detrito (porosità, contenuto d'acqua, ecc). Pertanto si è scelto di cercare quel valore di conducibilità termica che minimizzasse l'errore percentuale sulla stima di ablazione. Questo valore si è dimostrato essere pari a 0.615 W/mK.



Figura SCI-21. Correlazione tra la temperatura e lo spessore del detrito e la conducibilità

Successivamente il codice elabora i dati di input, fornendo in uscita i valori di temperatura in 11 punti all'interno dello strato detritico, l'ablazione calcolata, il valore di conducibilità termica e infine i valori di flusso termico in corrispondenza delle interfacce detritoatmosfera e detrito ghiacciaio ad un intervallo di 10 minuti (figura SCI-22 e SCI-23).



Figura SCI-22. Temperatura calcolata a diverse profondità nel detrito

Il confronto delle temperature (Figura SCI-23) fornite in output dal programma con quelle registrate dal termistore evidenzia un buon adattamento delle temperature calcolate. Nella figura SCI-23 si mostra l'andamento delle temperature registrate dal termistore presso la palina a quota 2689 e l'andamento simulato ottenuto dal programma. Questa palina e quella a quota 2690 sono risultate quelle con lo scostamento massimo da quello osservato.



Figura SCI-23. Confronto temperature del detrito sopraglaciale misurate e calcolate.

#### UNIMI\_SCI 2.4. ANALISI DATI ABLAZIONE STAGIONALE

#### UNIMI\_SCI 2.4.1. Ablazione calcolata

A prova del buon funzionamento del codice di calcolo si è pensato di confrontare i risultati ottenuti anche con precedenti studi di letteratura. In particolare si nota come l'andamento esponenziale dell'ablazione (Figura SCI-24), ottenuto al crescere dello spessore detritico, sia analogo a quello ottenuto empiricamente da Mattson nel'89 e da Nicholson e Benn nel 2006 (Figura SCI-25) con un programma simile a quello realizzato.



Figura SCI- 24. Ablazione simulata in funzione dello spessore del detrito



Figura SCI-25. Confronto con studi di letteratura: Mattson et al, 1989, Nicholson and Benn, 2006.



Figura SCI-26. Confronto tra l'ablazione misurata e calcolata presso la palina 9 (2689 m s.l.m.)

n° palina	Ablazione registrata [cm]	Ablazione calcolata [cm]	Conducibilità da termistore	Conducibilità da flusso
1	45.5	43.79	0.352	0.373
2	48.0	45.35	0.822	0.898
5	52.5	51.00	0.420	0.439
8	46.5	48.19	0.592	0.560
9	49.5	56.62	0.560	0.450
10	55.5	61.20	0.666	0.565

Tabella SCI-8. Confronto tra l'ablazione misurata e calcolata in diversi punti sulla lingua debris-covered.

Un confronto tra le ablazioni simulate e registrate evidenziano per le paline a quote inferiori ai 2670 m slm un errore inferiore al 5%, mentre come per le temperature, l'errore maggiore si registra presso le paline a quote più elevate, pari a circa il 10% (Tabella 8, Figura SCI-26).

In conclusione, i risultati ottenuti con l'impiego del codice di calcolo mostrano un buon adattamento ai dati realmente osservati, fornendo così una efficace stima della volumetria di ghiaccio fuso nel periodo considerato. Da questi risultati è possibile quindi realizzare un'analisi della risposta idrologica del bacino per garantire una migliore gestione della risorsa idrica a disposizione.

#### UNIMI\_SCI 2.4.2. Ablazione misurata

L'ablazione stagionale è stata stimata tramite l'utilizzo di 13 paline ablatometriche sparse nella zona di ablazione con spessori del detrito variabili ( 2 sulla destra idrografica, 2 sulla sinistra idrografica, 6 sulla morena centrale, 1 su un'ice cliff frontale, 1 vicino alla AWS, 1 palina su debris free ice). Una delle paline è stata posizionata sul ghiaccio pulito ad una quota di 2680 m s.l.m. Le paline sono state posizionate in zone rappresentative dell'area

di ablazione del Venerocolo in modo da ottenere risultati significativi della distribuzione del tasso di fusione del ghiaccio (Figura SCI-6).

Il tasso di ablazione media giornaliera nel periodo di studio (giugno-ottobre 2007) è variato in funzione del periodo analizzato e della copertura detritica tra 1,5 e 5,5 cm al giorno (Figura SCI-27). Sul Ghiacciaio del Venerocolo i rilievi di UNIMISCI hanno permesso di quantificare lo spessore critico del detrito pari a 3,5 cm.

Inoltre la correlazione tra il tasso di ablazione e l'altitudine risulta non significativa (Figura SCI-28), quindi il principale fattore che determina la sua distribuzione spaziale è lo spessore del detrito (Figura SCI-9)



Figura SCI-27. Tasso di ablazione in funzione dello spessore del detrito





Figura SCI-29. Ablazione totale 2008: misurata in diversi punti in funzione dello spessore del detrito.

Nelle figure 28 e 29 sono mostrate l'andamento del ablazione totale in funzione dello spessore del detrito per le stagioni 2008 e 2009. La diminuzione del tasso di ablazione con il spessore del detrito e' evidente ma altri fattori come l'orientamento e la pendenza (redisribuzione del detrito e l'ablazione diferenziale) hanno un ruolo importante nella distribuzione dell'ablazione. Nella tabella SCI 9 vengono analizzati i dati di ablazione corrispondente a diversi periodi della stagione 2008 e 2009 che evidenziano il tasso maggiore per il mese di luglio inizio agosto.



Figura SCI-30. Ablazione totale 2009: misurata in diversi punti in funzione dello spessore del detrito.

Tabella SCI-9. Misure Ablazione 2008-2009						
Ablazione 4-5 luglio 08 e 4-5 agosto 08						
Palina	Ablazione (cm)	Ablazione giornaliera (cm/g)				
1	101.5	3.17				
2	73.5	2.30				
3	79.5	2.48				
4	83	2.68				
7	113.6	3.79				
8	65.5	2.11				
9	66.5	2.22				
10	82.5	2.75				
12	91	3.03				
13	123	4.10				
Ablazione 4-5 agosto 08 e 10-11 settembre 08						
Palina	Ablazione (cm)	Ablazione giornaliera (cm/g)				
1	99	2.75				
2	89.5	2.49				
3	89.8	2.49				
4	85.5	2.25				
5	78	2.11				
6	118.5	3.20				
7	116	3.05				
8	71	1.97				
9	60	1.62				
10	74.5	2.01				
12	83.2	2.25				
13	132	3.57				
Ablazione 10-11 settembre e 08-24 ottobre 08						
Palina	Ablazione (cm)	Ablazione giornaliera (cm/g)				
1	8	0.18				

abella SCI	-9. Misure	Ablazione	2008-2009

2	4	0.09					
3	9.5	0.22					
4	1	0.02					
5	3	0.07					
6	5	0.12					
7	1.5	0.03					
8	1.5	0.03					
9	3.5	0.08					
10	4	0.09					
12	4	0.09					
13	17.5	0.00					
Δhlazione 8-0 luglio 00 e 6-7 agosto 00							
Palina	Ablazione (cm)	Ablazione giornaliera (cm/g)					
1	93.5	3.22					
2	61.5	2 12					
<b>L</b>	65.5	2.12					
	63.5	2.10					
3	87	3.00					
5	87	3.00					
	97	3.00					
1	74.5	2.57					
6	105.5	2.57					
7	110.5	3.77					
1	110.5	3.00					
O	<u> </u>	2.76					
9	55	1.90					
10	76.5	2.04					
12	/8	2.09					
13	-						
14	61	2.18					
15	-	-					
10 Ablezion	-	-					
Palina		Ablazione giornaliera (cm/g)					
1	118						
2	90	1.88					
3	112	2 33					
3	112	2.55					
6	122.5	2.55					
7	122	2.70					
8	100.5	2.02					
0	72.5	1.56					
10	75.5	1.50					
10	06	1.07					
12	90	2.00					
13	- 100						
14	100	2.00					
10	100	5.19					
	237.5	5.05					
Ablazione Value ora lugilo vale 25 sellembre va							
	211.J 152.5	2.75					
2	153.5	1.88					
3	200 107 E	2.00					
4	187.5	2.44					
6	239	3.14					
----	-------	------					
7	233.5	3.03					
8	180.5	2.38					
9	128.5	1.69					
10	164.5	2.16					
12	174	2.26					
13	-	-					
14	161	2.12					
15	-	-					
16	-	-					

#### **BIBLIOGRAFIA**

Citterio M., Diolaiuti G., Smiraglia C., D'Agata C., Carnielli T., Stella G. and Siletto G. B. (2007) - *The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about Alpine glacier changes.* Geografiska Annaler, 89, A3, 164-182.

Haeberli, W. and Hoelzle, M., 1995: Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. Ann. Glaciol., 21: 206-212.

Hoelzle, M., Haeberli, H., Dischl, M. and Peschke, W., 2003: *Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes*. Glob. Plan. Ch., 36: 295-306.

Hoelzle M., Chinn T., Stumm D., Paul F, Zemp M., Haeberli W., 2007: *The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand*, Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.001.

IAHS-UNESCO, 1967: *Fluctuations of Glaciers 1959-1965*. Paris, IAHS-UNESCO, 52 p.

IAHS-UNEP-UNESCO, 1989: *World Glacier Inventory-Status 1988*. Teufen, IAHS-UNEP-UNESCO.

IUGG-UNEP-UNESCO, 2005: *Fluctuations of Glaciers 1995-2000*, Paris, IUGG-UNEP-UNESCO, 288 p.

Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., and Haeberli, W., 2004: *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*, Geophys. Res. Lett., 31, L21402, doi:10.1029/2004GL020816.

Paul, F., Kääb, A., Haeberli, W., 2007. *Recent glacier changes in the Alps observed from satellite: Consequences for future monitoring strategies*. Global and Planetary Change. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.007.

Vögtle, T., and Schilling, K.J.,1999: Digitizing Maps. In Bähr H.-P. and T. Vögtle, eds. *GIS for Environmental Monitoring*, Stuttgart, Germany, Schweizerbart, 201-216.

Volo Italia 2000, Program ""it2000"<sup>™</sup>/TerraItaly<sup>™</sup>98/99" - http://www.terraitaly.it/product.tpl Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., and Paul, F., 2006: *Alpine glaciers to* 

disappear within decades? Geophys. Res. Lett., 33, L13504, doi:10.1029/2006GL026319.

# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

UNIMI\_FIS: Il clima dell'area del Parco Naturale dell'Adamello: presente, passato e futuro

Michele Brunetti<sup>2</sup>, Matteo Cella<sup>1</sup>, Gianluca Lentini<sup>1</sup>, Maurizio Maugeri<sup>1</sup>, Francesca Petra Possenti<sup>1</sup>, Claudia Simolo<sup>2</sup>, Jonathan Spinoni<sup>1</sup>, Teresa Nanni<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Fisica– via Celoria, 16 – 20133 Milano

<sup>2</sup> Istituto Scienze Atmosfera e Clima – CNR – via Gobetti, 101 – 40129 Bologna

# INTRODUZIONE

L'analisi della variabilità e del cambiamento climatico in un'area, ed in particolare in un'area orograficamente complessa come quella interessata del Parco Naturale dell'Adamello, richiede di agire con accuratezza e cautela su tre fronti temporali, in una prima analisi ugualmente importanti e delicati: il passato, il presente ed il futuro. Le attività dell'Unità di Ricerca dell'Università degli Studi di Milano – Dipartimento di Fisica (UniMi\_FIS), all'interno del Progetto CARIPANDA, si sono soffermate sulle tre cornici temporali, utilizzando il patrimonio di dati che compete al nostro campo di ricerca, ossia le serie storiche di variabili meteorologiche, e le diverse procedure d'analisi e d'indagine climatologica diffuse nella letteratura internazionale. Il presente Rapporto Conclusivo incorpora, estende e completa i risultati dell'unità di ricerca UniMi\_FIS descritti nella Relazione Finale Primo Anno del Progetto CARIPANDA.

Il presente ed il passato meteorologico sono raccolti e registrati dalle stazioni di misura variamente distribuite sul territorio: la storia delle temperature e delle precipitazioni, tanto per citare le due variabili meteorologiche più comunemente registrate ed analizzate, è spesso, per quanto riguarda le città italiane che ospitano gli Osservatori Astronomici e Meteorologici più antichi ed illustri, una storia molto antica (si pensi, per esempio, alle osservazioni condotte nell'ambito della Rete del Cimento, istituita dagli allievi di Galileo nella seconda metà del XVII secolo). In conseguenza di questa storia così ricca, il nostro Paese dispone di un patrimonio di dati osservativi assolutamente eccezionale: Bologna, Milano, Padova, Palermo, Roma e Torino hanno serie che risalgono al XVIII secolo ed altre 15 città (Aosta, Firenze, Genova, Ivrea, Locorotondo, Mantova, Napoli, Parma, Pavia, Perugia, Trento, Trieste, Udine, Urbino e Venezia) hanno serie storiche che iniziano nella prima metà del XIX secolo.

Le aree montane, lontane dai grandi Osservatori e dalle Università, hanno spesso una storia diversa e più breve, ma non meno interessante, in termini di raccolta di dati meteorologici: le serie meteorologiche sono più corte, con copertura massima di cinquant'anni circa, e sono legate in gran parte agli utilizzi idroelettrici e, più di recente, alle attività connesse con il turismo. Quale che sia la loro lunghezza, esse rappresentano una sorgente fondamentale di informazioni climatiche in aree di più difficile accessibilità e, al contempo, di particolare interesse in termini di vulnerabilità ambientale.

Il Parco dell'Adamello presenta caratteristiche ambientali di notevolissimo interesse sia per ragioni faunistiche e floristiche, sia per la presenza di importanti corpi glaciali (primo fra tutti, il Ghiacciaio dell'Adamello), sia per le risorse idriche connesse al ghiacciaio: le serie storiche di variabili meteorologiche registrate nel Parco (stazioni di Arno, Avio, Baitone, Benedetto, Pantano, Salarno, Venerocolo), disponibili dal 1965 ad oggi e di pertinenza ENEL, rappresentano la chiave per comprendere l'evoluzione degli ultimi decenni e la situazione presente nel Parco dell'Adamello, oltre che la cornice all'interno della quale le variazioni ambientali, glaciologiche, floristiche e faunistiche possono essere lette e comprese. Le serie meteorologiche del Parco hanno una durata sufficiente da permettere

di comprendere la variabilità ed i cambiamenti climatici nell'area attraverso la sovrapposizione di due campi: quello spaziale, legato alla geografia del luogo e quello temporale, legato all'evoluzione nel tempo delle temperature e delle precipitazioni. Il campo spaziale, ampiamente sviluppato all'interno del Progetto CARIPANDA, è legato alla costruzione di climatologie ad alta risoluzione di dati termometrici e pluviometrici dell'area, ossia a quell'insieme di procedure volte a trasferire l'informazione discreta rappresentata dalle stazioni presenti nel territorio a ciascun punto dell'area in esame, in modo da ottenere informazioni quanto più prossime possibile alla scala locale: la costruzione di climatologie termometriche e pluviometriche ad alta risoluzione per il Parco dell'Adamello verrà discussa in modo approfondito nel capitolo 2.

Lo sviluppo di procedure di trasferimento dell'informazione climatologica al dettaglio del singolo punto del territorio permette la conoscenza accurata della "norma" climatologica, mentre l'analisi delle tendenze consente di rispondere alle domande circa il cambiamento climatico avvenuto; inevitabile è, per un ente attivo sul territorio, porsi domande ragionevoli circa le attese e le prospettive, in termini di variabilità e cambiamento climatico, per il futuro.

Il futuro possibile è compreso nel concetto di scenario e modello climatico. La variabilità e i cambiamenti climatici impongono ad un ente di salvaguardia ambientale e territoriale come il Parco dell'Adamello di interrogarsi circa il possibile verificarsi o protrarsi di tendenze climatiche termometriche o pluviometriche, con possibili conseguenze sul ghiacciaio e sulla fauna e la flora del Parco. Interrogarsi sul futuro significa studiare limiti e potenzialità dei modelli climatici e produrre un insieme di proiezioni di cui valutare con fondatezza scientifica la credibilità: non significa, cioè, produrre "previsioni" da prendere alla lettera né in termini di singoli valori mensili o giornalieri o di tendenze. La produzione di proiezioni adattate alla realtà locale (secondo il concetto di "downscaling", ossia disaggregazione o riscalatura locale), per tutto il XXI secolo, per l'area del Parco dell'Adamello sarà presentata e discussa criticamente nel capitolo 3 in cui sono descritte due procedure distinte per il downscaling e sono presentati i risultati ottenuti, in termini di serie termometriche future, per il Parco.

# UNIMI\_FIS 1. IL PASSATO E IL PRESENTE

La disponibilità di un adeguato numero di lunghe serie storiche di dati meteorologici, caratteristiche di specifici punti del territorio (le stazioni) non è una condizione sufficiente per le esigenze di quanti si propongono di valutare l'impatto locale della variabilità e dei cambiamenti del clima, come nel caso del Parco Naturale dell'Adamello, all'interno del Progetto CARIPANDA. Queste valutazioni richiedono infatti solitamente che i dati forniti si riferiscano a ben determinate località spesso non coperte direttamente da dati di stazioni meteorologiche come, ad esempio, una stazione turistica invernale, un bacino idrografico, un apparato glaciale e così via. È naturalmente molto improbabile che tali località corrispondano proprio ai punti per i quali si dispone delle lunghe serie osservative di buona qualità necessarie.

È quindi opportuno corredare i dati con metodologie che permettano di portare le informazioni contenute nelle serie ad un livello il più possibile vicino alla scala locale, ovvero che consentano di spazializzare in modo opportuno i dati. Nella pratica, se si intende fornire un valido strumento in grado di soddisfare l'esigenza per *ogni punto* del territorio, è necessario ricavare dalle serie realmente disponibili nuove serie riferite ai nodi di un grigliato con elevata risoluzione spaziale.

Queste serie non possono essere ottenute con un approccio statistico elementare, in quanto la risoluzione richiesta è almeno dell'ordine del km<sup>2</sup>, mentre le serie storiche attualmente disponibili non hanno una così elevata risoluzione spaziale. È quindi

necessario procedere con un approccio basato su un'integrazione tra i dati che possono essere forniti dalle serie osservative ed i risultati di appositi modelli volti a proiettare le informazioni su un numero di punti superiore di due/tre ordini di grandezza al numero delle serie disponibili. Questo approccio è pienamente giustificato dal fatto che le variabili meteorologiche presentano una buona coerenza spaziale; ciò fa sì che i dati registrati presso una stazione di misura non siano rappresentativi del solo punto in cui la stazione è collocata, ma rappresentino una porzione di territorio centrata intorno alla stazione stessa. Questo concetto è del resto da sempre considerato nella progettazione delle reti meteorologiche: esse vengono appunto realizzate cercando di trovare un compromesso ottimale tra l'esigenza di minimizzare l'informazione che si accetta di perdere e quella di non sprecare risorse strumentali e di gestione per acquisire informazioni ridondanti.

In questo contesto si è messa a punto una metodologia per la proiezione delle serie storiche termometriche e pluviometriche su un grigliato ad alta risoluzione (1 km<sup>2</sup>), che comprenda al suo interno l'area rappresentativa del Parco Naturale dell'Adamello.

Le lunghe serie storiche disponibili vengono, in primo luogo, trasformate in serie mensili di anomalie rispetto ai valori medi del periodo di riferimento 1961-1990. Queste serie di anomalie hanno un'elevata coerenza spaziale e possono essere proiettate su griglia (ovvero spazializzate) mediante algoritmi statistici standard. Una volta proiettate su griglia le serie storiche espresse come anomalie, si procede alla costruzione di una procedura che consenta di stimare i valori medi mensili termometrici e pluviometrici del periodo di riferimento scelto (1961-1990) per ognuno dei punti del grigliato su cui si sono proiettate le serie in anomalie; queste medie prendono il nome di *valori normali* (o normali climatiche o ancora, in inglese, CLINOs, ovvero CLImatic NOrmals), mentre la loro distribuzione spaziale prende il nome di *climatologia*. Le climatologie devono essere, naturalmente, prodotte per ogni mese dell'anno e quindi avremo 12 diverse climatologie per ognuna delle variabili considerate. Una volta disponibili le anomalie e le climatologie sul medesimo grigliato, si procede semplicemente a sovrapporre i due campi per ottenere le serie storiche stimate per ognuno dei punti del grigliato.

Mentre la procedura di spazializzazione delle anomalie è stata realizzata con procedure statistiche standard, la costruzione delle climatologie ha richiesto uno sforzo notevole, sia in termini di acquisizione di nuovi dati, sia in termini di definizione di nuove metodologie. Queste climatologie sono state costruite dal gruppo di ricerca UniMi\_FIS che, anche grazie al contributo di altri progetti, ha potuto dedicare a questo problema ampie risorse che hanno anche consentito di prendere in considerazione un'area significativamente più vasta del solo territorio del Parco Naturale dell'Adamello.

Il vantaggio principale della metodologia adottata risiede nel fatto che le anomalie e le climatologie possono essere ottenute da basi di dati diverse. Ciò consente di sfruttare appieno le informazioni disponibili in quanto le serie più lunghe (esse sono spesso anche quelle più studiate e documentate) vengono utilizzate per studiare la componente temporale del segnale climatico (e la sua distribuzione nello spazio), mentre le serie più brevi, meno adatte per questo scopo (ma di solito disponibili in quantità molto maggiore), vengono comunque utilizzate per contribuire a catturare la distribuzione spaziale dei valori normali.

## UNIMI\_FIS 1.1. Climatologie termomeriche

Le climatologie termometriche sono state ottenute costruendo appositi e complessi modelli geografici che tengono conto di molti fattori. Il più importante è ovviamente la quota, seguita dalla latitudine e dalla longitudine; oltre ai parametri più meramente geografici, vengono considerati parametri meteorologici locali e fisiografici, quali l'effetto dovuto all'accumulo di masse d'aria fredda nel bacino padano durante i mesi invernali, la distanza

dal mare e dai laghi, l'effetto dell'isola di calore dovuta ai grandi centri urbani, l'effetto dovuto all'esposizione geografica della porzione di territorio considerata, l'effetto dovuto alla concavità o alla convessità del suolo (effetti valle/cima), l'influenza della radiazione globale. In una prima fase questi modelli sono stati costruiti sulla base dell'analisi della dipendenza delle temperature di diverse centinaia di stazioni dell'Italia Settentrionale dai fattori geografici, meteorologici e fisiografici appena elencati. Questa analisi è poi stata confrontata con uno studio simile condotto su quasi 2000 stazioni di un'ampia regione geografica centrata sulla regione alpina e, sulla base di questo confronto, si è poi deciso di integrare i due studi, al fine di produrre un risultato più omogeneo<sup>1,2</sup>. In seguito si è ulteriormente arricchito il database, migliorando, da una parte, la densità delle stazioni per le aree già studiate, e considerando, dall'altra, anche stazioni dell'Italia Centrale e Meridionale.

In sostanza, l'idea alla base dell'approccio utilizzato è quella di studiare i dati osservativi per comprendere il legame tra le caratteristiche del territorio e le normali climatiche e di codificare i risultati ottenuti in appositi programmi che permettano, per ogni mese dell'anno, di associare ai dati di un DEM<sup>3</sup> (Digital Elevation Model) un valore normale di temperatura per ogni punto di griglia. Questo approccio ha prodotto risultati sia in termini di climatologie delle temperature medie, sia in termini di climatologie delle temperature medie, sia in termini di climatologie delle temperature medie, le particolare interesse per la dinamica e l'equilibrio di corpi glaciali quali il Ghiacciaio dell'Adamello.

In una prima fase le climatologie sono state costruite mediante un modello geografico basato sul metodo Step-wise Linear Regression. Gli obiettivi finali di questo modello erano una risoluzione spaziale di 1 km<sup>2</sup> ed un MAE (Mean Absolute Error o errore assoluto medio) inferiore al grado centigrado per tutti i 12 mesi dell'anno: entrambi gli obiettivi sono stati raggiunti. Questo modello è stato sviluppato nel corso della prima fase del Progetto CARIPANDA. Esso viene descritto qui nel seguito.

#### UNIMI\_FIS 1.1.1. Step-wise Linear Regression

Come già detto nella prima fase del Progetto CARIPANDA si è utilizzata la Step-wise Linear Regression. Procedere per regressioni lineari successive significa valutare l'andamento delle normali climatiche, mese per mese, in funzione di una grandezza fisica (nel nostro caso si è scelta la quota) e, successivamente, valutare l'andamento dei residui (il residuo, come vedremo fra breve, è la differenza tra il valore di temperatura prodotto dal modello e quello reale), secondo altri fattori geografici e fisici, procedendo in modo iterativo con più grandezze fisiche. I residui vengono ricalcolati ad ogni passo successivo (da qui il nome Stepwise, ossia passo dopo passo), dopo aver effettuato il de-trending rispetto ad ogni singola variabile considerata. Con de-trending si intende la procedura statistica che elimina dai dati la dipendenza da una variabile, ossia permette l'ottenimento dei residui. L'ordine delle variabili studiate (e di cui si effettua il de-trending) è scelto in

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Auer I, Bohm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schoner W, Ungersbock M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin J-M, Begert M, Muller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Nieplova E. 2007. *HISTALP- historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region.* International Journal of Climatology, 27: 17-46.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Auer I, Böhm R, Hiebl J, Schöner W, Spinoni J, Lentini G, Maugeri M, Brunetti M, Nanni T, Perčec Tadić M, Bihari Z. 2008. *Final Report of the ECSN Project "HRT/GAR - High Resolution Temperature Climatology in Complex Terrain – demonstrated in the test area Greater Alpine Region Gar.* Final Report and Annexes 1-4 (disponibile su: http://www.zamg.ac.at/forschung/klimatologie/klimamodellierung/ecsn\_hrt-gar/).

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> I DEM sono strumenti che associano ad ogni punto del territorio (o meglio ad ogni cella di un grigliato) un valore di quota. Per dettagli sul DEM utilizzato si rimanda a USGS (United States Geological Survey): GTOPO30 Documentation, 1996 (http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/README.html).

base all'importanza: dopo la quota, si sono considerate la latitudine, la longitudine (effetti geografici a larga scala), l'esposizione e l'inclinazione di versante (effetti morfologici), poi l'effetto dei mari Ligure, Tirreno ed Adriatico, dei laghi, il ristagno di aria fredda in inverno nel bacino Padano, l'isola di calore urbana per le città con più di 100.000 abitanti ed una densità superiore ai 500 abitanti/km<sup>2</sup> (effetti a media scala o locali).

Formalmente, si inizia l'analisi dallo studio della dipendenza della temperatura dalla quota. Si determina una funzione che correli le due grandezze: considerando la struttura a strati della troposfera, sarebbe opportuno optare per una struttura a due strati e valutare due diverse regressioni lineari, una sopra ed una sotto una soglia scelta empiricamente. Tuttavia, questo modello crea notevoli problemi di raccordo tra le due zone quando si deve produrre il modello, dunque si è scelto di considerare l'atmosfera fino a 4000 metri come un unico strato.

Ponendo in grafico (uno per ogni mese) i valori di temperatura in funzione della quota, si determinano i coefficienti *a* (il "vertical lapse rate" o gradiente termico verticale) e *b* che, in questo primo step, corrispondono ai coefficienti relativi alla retta utilizzata per produrre la temperatura modellizzata.

In pratica si assume che la relazione che si ottiene a partire dai dati disponibili  $T_{staz}(z) = a_1 z_{staz} + b_1$ , possa poi essere estrapolata a qualsiasi punto del territorio  $T_{mod}(z) = a_1 z + b_1$ . Questo aspetto è una caratteristica fondamentale dell'intero processo modellistico: si utilizzano i valori delle stazioni per determinare le dipendenze della temperatura dalle varie grandezze fisiche prese in esame, ma poi si realizza il modello senza più considerare le stazioni, ma considerando ogni cella della griglia del DEM utilizzato.

È noto dalla letteratura che il vertical lapse rate varia generalmente dai -0.6/-0.8 °C ogni 100 metri nei mesi estivi, ai -0.4/-0.6 °C ogni 100 metri nei mesi invernali; i valori ottenuti in questo studio sono compresi negli intervalli citati.

Si riportano, a titolo di esempio, i grafici relativi a Gennaio e Luglio (figura 1), così da poter facilmente visualizzare i diversi andamenti relativi ai mesi freddi ed ai mesi caldi.

Il vertical lapse rate è di -0.43 °C/100 metri per il mese di gennaio e -0.68 °C/100 metri in luglio; il coefficiente di correlazione tra le due variabili è sensibilmente più alto per luglio (la varianza spiegata è dell'89% contro il 64%), poiché gennaio è soggetto ad effetti locali più forti (ad esempio l'influenza della latitudine è più marcata nei mesi invernali e lo stesso vale per il ristagno di masse d'aria e per i fenomeni di inversione termica).

I cosiddetti "residui",  $\Delta T_{quota} = T_{staz} - T_{mod}$  si calcolano sottraendo, stazione per stazione, la temperatura modellizzata alla temperatura delle stazioni: si calcolano cioè le differenze tra valori puntuali, frutto di osservazioni, e valori di stazione, frutto di stime modellistiche. Se il residuo è positivo significa che il modello ha prodotto un valore più basso del valore reale e pertanto la stazione in realtà è più calda del valore stabilito dalla regressione secondo la quota. Rappresentando i residui sulla mappa geografica è possibile riconoscere effetti locali o regionali.



Figura UNIMI\_FIS-1. Regressioni temperatura-quota per i mesi di Gennaio e Luglio.

Il secondo passo consiste nel de-trending dell'effetto di latitudine: con la medesima metodologia, si effettua una regressione lineare tra i residui ottenuti dal passo precedente e la latitudine (due esempi della dipendenza dei residui dalla latitudine sono riportati in figura 2), si determinano i coefficienti e si ottengono 12 funzioni (una per ogni mese) che quantifichino l'influenza della latitudine, poi si somma questa influenza alla temperatura precedentemente modellizzata. Utilizzando ancora i simboli definiti in precedenza, si ha:

 $\Delta T_{quota-lat(staz)}(lat) = a_2 lat_{stazioni} + b_2$ ,  $\Delta T_{mod}(lat) = a_2 lat + b_2$ ,  $T_{mod} = T_{mod quota} + \Delta T_{lat}$  dove l'ultima relazione fornisce il dato modellizzato che tiene conto della quota e della latitudine.

Per i residui si ha ovviamente un comportamento additivo ( $\Delta T_{quota-lat} = \Delta T_{quota} + \Delta T_{lat}$ ) dove il secondo termine rappresenta la differenza tra i residui di quota (funzione della latitudine) e i dati ottenuti con il relativo modello.

Lo stesso formalismo vale per la longitudine, perciò non verrà ripetuto per il prossimo passo. L'influenza della latitudine è di -1.16 °C/°Lat in Gennaio e di -1.01 °C/°Lat in luglio. La correlazione tra le due grandezze è, ovviamente, meno rilevante di quella tra temperatura e quota, ma comunque significativa e pertanto non è possibile prescinderne. L'effetto dovuto alla longitudine è molto inferiore (circa -0.18 °C/°Lon in Gennaio e -0.10 °C/°Lon in Luglio).



Figura UNIMI\_FIS-2. Residui di temperatura in funzione della latitudine per i mesi di Gennaio e Luglio.

Considerando soltanto quota, latitudine e longitudine si ottengono i seguenti errori medi (considerati su tutti i 12 mesi dell'anno): ME 0.01 °C (non sono quindi presenti errori sistematici), MAE 0.92 °C, RMSE 1.15 °C: il risultato è quindi già buono, ma per ottenere un valore ancora migliore (RMSE  $\approx 1$  °C) è necessario considerare altre dipendenze geografiche e morfologiche ed effetti locali/regionali. Infatti, se osserviamo la distribuzione dei residui sin qui ottenuti sulla carta geografica (figura 3), stazione per stazione, si notano facilmente alcuni effetti locali/regionali che comportano errori notevoli in alcune zone (fino a 4.5 °C in Costa Azzurra ed in Liguria, ad esempio). Tra gli altri, gli effetti più evidenti sono, per il mese di Gennaio, il ristagno di aria fredda in Pianura Padana, l'effetto mitigante dei mari e dei laghi e l'isola di calore provocata dalle grandi città (Genova, Milano, Torino su tutte).



**Figura UNIMI\_FIS-3.** Distribuzione dei residui di temperatura per il modello che tiene conto soltanto di quota, latitudine e longitudine: in bianco sono raffigurati i residui negativi, in azzurro quelli positivi. Il diametro dei cerchi è direttamente proporzionale all'entità di questa discrepanza.

Prima di valutare gli effetti citati, si è preferito valutare il differente comportamento di versante: è evidente che un versante esposto a Sud riceva più ore di sole e di conseguenza abbia una temperatura più elevata di un versante orientato a nord. La differenza è di circa 1.0 °C nei mesi estivi (12-16 ore di sole) e 0.5 °C nei mesi invernali (8-12 ore di sole). Mediante una funzione che tenga conto dell'esposizione del versante in gradi (questi dati si ricavano dal DEM mediante il gradiente della funzione z = z(x,y) che esprime la quota in funzione della latitudine e della longitudine), oltre che del mese dell'anno, sono state "corrette" le stazioni rivolte a sud, aumentando la temperatura di un valore compreso tra 0.1 °C e 1.0 °C.

Per quanto riguarda l'effetto dei mari si è riscontrata un'influenza mitigante (il mare riscalda la costa in inverno e la raffredda in estate) simile per il Mediterraneo sulla Costa Azzurra, per il Mar Ligure sulla Liguria e per il Mar Tirreno con la Toscana. In queste aree

in inverno l'effetto del mare sulla costa è quantificabile in +2.5/+4.5 °C, mentre in estate esso risulta pari a -1.0/-4.0 °C; nelle stagioni intermedie l'effetto è invece trascurabile o nullo.

Per il Mare Adriatico nella parte settentrionale e orientale l'effetto è simile a quello appena descritto (sulla costa del Friuli, sull'Istria e sulle isole croate), mentre la situazione relativa all'Adriatico Occidentale è molto diversa e l'effetto mitigante è molto più ridotto: prima di valutarne l'incidenza del mare sul clima costiero di Veneto, Romagna e Marche, è stato tuttavia necessario "eliminare" l'effetto dovuto al ristagno di masse d'aria fredda invernali nella Pianura Padana. Questo effetto risulta abbastanza importante; infatti, le stazioni situate in Pianura Padana hanno temperature fino a 1.7 °C inferiori a quanto il modello basato su quota, latitudine e longitudine prevede.

Ritornando all'effetto mare, si consideri che si può avvertire l'influenza del Mar Ligure fino a 25-30 km dalla costa, del Tirreno fino a 45 km (ovvero fino quasi alla dorsale appenninica), dell'adriatico fino a 50-60 km. In figura 4 si riporta l'andamento dei residui di temperatura delle stazioni costiere in funzione della distanza dalla costa relativi alla Liguria e alla Costa Azzurra.

L'effetto mare è stato corretto mediante opportune regressioni lineari i cui coefficienti risultano naturalmente funzione del mese dell'anno e dell'area considerate. Allo stesso modo si è proceduto valutando l'effetto dei principali laghi Alpini: l'effetto è simile a quello riscontrato per i mari, ma è di minor intensità e svanisce più rapidamente (mai più di 10 km dalla costa).



*Figura UNIMI\_FIS-4.* Residui di temperatura in funzione della distanza dal mare per Liguria e Costa Azzurra per i mesi di Gennaio e Luglio.

Infine, come ultimo step dell'analisi dei dati, si è corretto il modello per l'isola di calore urbana, molto intensa ed estesa per le città con più di 500.000 abitanti (Milano, Torino e Genova, 1.3 °C in estate e 0.9 °C in inverno), più ridotta per le città tra i 100.000 e i 500.000 abitanti (e con densità di almeno 500 ab/km<sup>2</sup>), ma non trascurabile. In realtà per l'effetto urbano sono ancora in corso studi più approfonditi, basati sui dati relativi all'uso del suolo (Land Cover Globale - dati satellitari risalenti al 1993 - stesso DEM utilizzato per la climatologia).

Tutta la precedente procedura modellistica è stata codificata in appositi programmi scritti in linguaggio Fortran. Questi codici procedono a sommare (mediante banale operazione algebrica di addizione, in quanto le anomalie di temperatura sono una grandezza additiva) gli effetti relativi ad ogni passo della procedura ai valori ottenuti dalla prima regressione (temperatura vs. quota). I codici procedono comunque a salvare in appositi file i dati

relativi ad ogni passo in modo che possano essere meglio valutati gli effetti delle diverse variabili che regolano la temperatura delle maglie del grigliato.

Una volta definite le climatologie, sono state realizzate 13 mappe (12 climatologie mensili più una che considera i valori mediati sui 12 mesi) mediante il programma GMT (Generic Mapping Tools, software realizzato dall'Università di Honolulu e disponibile gratuitamente in rete): i risultati statistici sono più che positivi e soddisfano pienamente le richieste iniziali. L'errore medio è  $-0.05 \,^{\circ}$ C, del tutto trascurabile, l'errore assoluto medio è di  $0.75 \,^{\circ}$ C, ampiamente sotto il grado centigrado, così come l'errore quadratico medio, che risulta essere  $0.95 \,^{\circ}$ C.

Nelle mappe di esempio riportate nelle figure 5-7 (relative alla sola regione amministrativa della Lombardia) non si è tenuto conto dell'effetto generato dalle isole di calore urbane, poiché, come già accennato, gli studi sono ancora in corso per modellizzare al meglio questo effetto. Sono inoltre allo studio procedure specifiche per valutare l'effetto termometrico della presenza di apparati glaciali, tra i quali l'importante contributo della criosfera presente nel Parco dell'Adamello.



Figura UNIMI\_FIS-5. Climatologia delle temperature della Lombardia per il mese di gennaio.

Come già accennato in precedenza, la costruzione delle climatologie ha riguardato inizialmente le sole temperature medie e solo in una seconda fase si è proceduto ad un lavoro di dettaglio volto a fornire climatologie ad alta risoluzione anche per le temperature massime e minime. Le climatologie delle massime e delle minime forniscono informazioni particolarmente significative per la dinamica ambientale, in particolare per quanto concerne la stabilità dei corpi glaciali quali il Ghiacciaio dell'Adamello.

Una prima analisi delle problematiche relative alle climatologie delle temperature minime e massime è stata effettuata per le stazione della parte orientale dell'Italia Settentrionale. Questa fase della ricerca è descritta in dettaglio in Brunetti et al. (2010)<sup>4</sup>; qui si riportano, nelle figure 8-11 i risultati relativi ai mesi di gennaio e di luglio.



Figura UNIMI\_FIS-6. Climatologia delle temperature della Lombardia per il mese di luglio.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, Nanni T, Simolo C, Spinoni J. 2010. *Projecting North Eastern Italy temperature and precipitation secular records onto a high resolution grid.* Physics and Chemistry of the Earth. Published Online, doi:10.1016/j.pce.2009.12.005.



Figura UNIMI\_FIS-7. Climatologia delle temperature della Lombardia per l'anno.







Figura UNIMLFIS-11. Climatologia delle temperature massime per il mese di luglio.

# UNIMI\_FIS 1.1.2. Affinamenti della metodologia

Dopo aver esteso lo studio delle climatologie termometriche dalle medie alle mimime e alle massime, ci si è posti due obiettivi ulteriori: i) rivedere l'intera catena modellistica per verificare se potevano essere introdotti eventuali miglioramenti, ii) considerare il maggior numero di stazioni possibili, sia dell'intero territorio italiano che delle aree limitrofe.

Per quanto riguarda l'aspetto metodologico si sono provate altre metodologie oltre alla Step-wise Linear Regression e, alla fine, anche sulla base di un'attenta analisi della letteratura scientifica esistente, si è deciso di utilizzare la Regressione Lineare Multipla per le prime (e più importanti) variabili, limitando l'utilizzo delle Step-wise regression allo studio dei corrispondenti residui. Questa scelta è stata anche adottata per uno studio più ampio che l'Unità di Ricerca ha condotto in collaborazione con ricercatori di diversi Servizi Meteorologici ed Enti di Ricerca Europei. I risultati di questo studio, sviluppato nell'ambito del ECSN Project "HRT/GAR - High Resolution Temperature Climatology in Complex Terrain – demonstrated in the test area Greater Alpine Region GAR, sono descritti in dettaglio in Hiebl et al. (2009)5. Un ulteriore aspetto innovativo consiste nel fatto che è stato sviluppato un algoritmo in grado di modellizzare in modo esplicito la radiazione solare che giunge su ogni punto del territorio. I dettagli relativi a questo modello sono descritti in Spinoni, 20106. Altri miglioramenti consistono nel valutare i differenti comportamenti dei versanti a seconda della loro esposizione, in questo caso valutata

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Hiebl J, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugeri M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, Perĉec Tadić M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G, 2009. A *high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region*. Meteorologische Zeitschrift, 18, 507-530.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Spinoni J, Tesi di Dottorato, scuola di dottorato di ricerca in Fisica, Astrofisica e Fisica Applicata (23-esimo ciclo), Università degli Studi di Milano (in corso di preparazione).

secondo macroregioni (esposizione media di aree di 400 km<sup>2</sup>) e non a scala fine, nel parametrizzare l'effetto di cima e di valle grazie ad un modello lineare migliorato rispetto al precedente, nell'introduzione di un parametro che consideri l'isola di calore urbana sulla base di dati relativi all'uso del suolo e nella correzione dei residui grazie ad un modello di interpolazione spaziale basato su pesi radiali e di quota

Accanto all'aspetto metodologico, come già osservato, ci si è anche concentrati sul database da utilizzare per meglio catturare i legami tra le normali climatiche e le caratteristiche geografiche del territorio. Questa fase della ricerca ha richiesto moltissimo tempo in quanto non ci siamo limitati ad acquisire nuovi dati, ma abbiamo effettuato molti controlli di qualità. Alla fine di questi controlli il nostro database consiste di 1494 stazioni con dati di temperatura media e 1137 stazioni con dati di temperatura minima e massima. È interessante osservare come una significativa frazione di questi dati riguardi aree di montagna.

Qui nel seguito presentiamo, attraverso un esempio, la procedura con cui l'insieme dei modelli precedentemente descritti permetta di fornire un valore climatologico della media mensile della temperatura minima e massima di ogni punto del DEM utilizzato.

**Punto di griglia utilizzato:** Latitudine: 46.163 N, Longitudine: 10.537 E. Questo punto si trova ad una quota di 2985 metri ed è collocato sulla calotta glaciale dell'Adamello (figura 12).



Figura UNIMI\_FIS-12. Punto di griglia utilizzato per esemplificare la procedura modellistica.

Il punto selezionato (o più precisamente l'area del DEM di cui il punto è rappresentativo) ha le seguenti caratteristiche:

- Pendenza: 134 m/km
- Esposizione: 0.6 radianti partendo da Sud e procedendo con verso antiorario, cioè esposizione Sud-Est.
- Frazione dei punti circostanti con quota non significativamente maggiore: 56%.
- Esposizione media della macroarea (400 km<sup>2</sup>) in cui è collocato il punto: 0.38 radianti partendo da Sud e procedendo con verso antiorario, cioè esposizione Sud-Sud-Est.
- Distanza dalla costa: 164 km (con una distanza così alta l'effetto del mare non viene considerato).
- Prossimità a grandi laghi: no.
- Appartenenza ad aree geografiche particolari come il bacino padano: no.
- Caratteristiche del suolo: area glaciale.

Il primo passo del processo modellistico consiste nel valutare l'effetto di Quota, Latitudine e Longitudine secondo le seguenti relazioni:

Tmin=(-0.62558\*Latitudine)+(-0.06477\*Longitudine)+(-0.00528\*Quota)+46.39=1.08 ℃ Tmax=(-0.56973\*Latitudine)+(0.00542 \*Longitudine)+(-0.00696\*Quota)+46.39= 8.53 ℃

I coefficienti di queste relazioni sono determinati applicando la tecnica della regressione lineare multipla a tutti i dati disponibili. Essi valgono quindi per l'intero territorio italiano. Naturalmente essi variano da mese a mese; nel caso in esame essi si riferiscono al mese di luglio.

Successivamente si tiene conto dell'effetto del mare, di grandi laghi e dell'appartenenza ad aree geografiche particolari. Questo particolare punto di griglia non risente però di nessuno di questi effetti.

Si passa quindi a verificare come la posizione e le caratteristiche geografiche del punto possano influire sulla radiazione solare che incide su di esso. A questo scopo si è sviluppato un complesso modello (per i dettagli si rimanda al riferimento Spinoni, 2010 già citato) che valuta la radiazione incidente per ogni punto del territorio italiano. Questo dato è influenzato, innanzitutto, da caratteristiche geografiche come la latitudine di cui si è già tenuto conto nella nostra catena modellistica, oltre che dalla distribuzione della copertura nuvolosa. È però anche importante considerare se il punto riceva più o meno radiazione di quella che compete alla regione in cui esso è collocato. Calcoliamo quindi l'anomalia di radiazione come scostamento tra la radiazione che compete ad un determinato punto e quella che compete ad un'ampia area circostante. Per il punto di griglia in esame questo dato nel mese di luglio risulta positivo e vale 1.52MJ/m<sup>2</sup> per giorno. Poiché l'insieme dei dati delle nostre stazioni ha mostrato che esiste una relazione lineare tra anomalie di radiazione e anomalie di temperatura che, per il mese di luglio risulta data dalla seguente relazione:

- Anomalia Temperatura (min in ℃) = 0.351 \* Anomalia di Radiazione (in MJ/m<sup>2</sup> per giorno)
- Anomalia Temperatura (max in ℃): Non significativamente influenzata dall'Anomalia di Radiazione

aggiungiamo alle temperature minime precedentemente stimate 0.53 °C.

Usiamo poi un'altra relazione che valuta l'effetto della quota del punto considerato rispetto ai punti circostanti. Essa per il mese di luglio è data dalle seguenti relazioni:

- Tmin: 1.35 \* frazione 0.42 = 0.34 °C
- Tmax: -0.83 \* frazione 0.33 = -0.13 ℃

dove il parametro frazione rappresenta la frazione dei punti di un intorno di 11x11 punti di griglia del punto considerato con quota non significativamente maggiore (cioè non maggiore di 50 m) del punto considerato. Questa relazione porta nel caso in esame ad un effetto di +0.34 °C per la Tmax e di -0.13 °C per la Tmin.

Valutiamo infine l'effetto dell'esposizione geografica di un area di 400 km<sup>2</sup> centrata sul punto e, per il punto in esame, si ottiene un valore di 0.19 °C (sempre per luglio) sia per le temperature minime che per le temperature massime.

Procediamo infine a stimate se, dopo tutte le precedenti correzioni, i punti di griglia circostanti con una stazione di misura hanno ancora un residuo che evidenzia un segnale sistematico. Questa valutazione viene effettuata facendo una media pesata di questi residui, secondo un peso che decresce all'aumentare della distanza (secondo una funzione esponenziale) e all'aumentare della differenza di quota. Anche per quest'ultima correzione si rimanda per ogni dettaglio al già citato riferimento Spinoni (2010). Qui ci limitiamo a riportare l'effetto per il punto di griglia in esame; esso risulta di:

- Tmin: 0.08 ℃
- Tmax: 0.26 ℃

Con tutti questi effetti si ottengono quindi i valori definitivi delle climatologie:

- Tmin = 1.08° C + 0.53 °C + 0.34 °C + 0.19 °C + 0.08 °C= 2.22 °C
- Tmax = 8.53 °C 0.13 °C + 0.19 °C + 0.26 °C = 8.85 °C

#### UNIMI\_FIS 1.2. Sovrapposizione climatologie e anomalie termometriche

Come già osservato, le climatologie sono solo un aspetto del complesso di procedure necessario per poter descrivere l'evoluzione del clima ad elevata risoluzione spaziale. Esse vanno infatti integrate con gli andamenti temporali espressi in termini di anomalie, ovvero in termini di scostamento dalle climatologie. Queste serie di anomalie hanno una elevata coerenza spaziale e possono essere proiettate su griglia (ovvero spazializzate) mediante algoritmi statistici standard. Nel nostro caso si è proceduto calcolando per ogni punto di griglia un valor medio pesato delle anomalie delle serie presenti in un intorno di raggio di circa 100 km, centrato nel punto di griglia stesso. I pesi utilizzati per costruire queste medie possono tenere conto di vari fattori, il più importante dei quali è ovviamente la distanza dal punto di griglia in esame. Una volta proiettate su griglia le serie storiche espresse come anomalie, si procede semplicemente alla sovrapposizione dei campi relativi alle climatologie (invarianti nel tempo) e delle anomalie (dipendenti dal tempo) e ciò consente di stimare le serie termometriche per ogni punto della griglia considerata. Per gli aspetti di dettaglio della procedura si rimanda a Brunetti et al. (2009; 2010)7. I grafici e le tabelle che seguono mostrano alcuni esempi dei risultati che si possono ottenere con questa procedura per il punto di griglia utilizzato per l'esempio discusso nel paragrafo precedente. Per ottenere questi risultati sono innanzitutto necessarie le climatologie relative a tutti i 12 mesi dell'anno. Esse sono mostrate nella seguente tabella:

Tabella UNIMI_FIS-1. Climatologie mensili di temperatura minime e massima per il punto di griglia utilizzato
per esemplificare la procedura modellistica.

por ocompinical o la procodulta modemetica.												
	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
Tmin	-12.5	-13.1	-11.6	-8.6	-4.2	-0.7	2.2	1.8	-0.4	-3.6	-8.2	-11.1
Tmax	-5.3	-5.0	-3.7	-1.5	2.2	5.7	8.8	8.3	6.1	2.9	-1.8	-4.4
												-

Sovrapponendo questi valori con le serie storiche (in anomalie) relative allo stesso punto di griglia si ottengono le serie mostrate nelle tabelle 2 e 3.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, Nanni T, Simolo C, Spinoni J. 2009. *Estimating local records for Northern and Central Italy from a sparse secular temperature network and from 1961-1990 climatologies*. Adv. Sci. Res., 3: 63-71, www.adv-sci-res.net/3/63/2009/.

_	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
1951	-11.6	-12.7	-13.2	-9.3	-4.7	-0.7	1.8	2.1	1.0	-5.0	-7.2	-10.2
1952	-14.9	-15.5	-12.0	-6.8	-3.8	0.9	4.2	2.5	-2.8	-5.2	-11.0	-12.0
1953	-14.4	-15.2	-12.1	-7.2	-3.2	-1.5	2.6	1.6	0.6	-1.8	-7.3	-8.0
1954	-15.7	-15.3	-10.6	-9.3	-4.6	0.4	0.6	0.6	0.4	-4.9	-8.4	-9.5
1955	-11.0	-13.7	-12.7	-9.6	-5.1	-0.7	2.4	0.8	-1.0	-4.9	-8.9	-8.8
1956	-12.1	-21.4	-13.0	-9.9	-4.1	-2.7	1.9	1.7	0.0	-5.5	-9.9	-11.5
1957	-12.8	-11.1	-9.1	-9.0	-5.8	-0.2	1.8	1.0	-1.5	-3.8	-6.8	-11.0
1958	-13.4	-11.2	-15.1	-10.7	-1./	-1.1	2.5	2.9	0.5	-3.9	-6.7	-10.4
1959	-13.7	-12.0	-8.8	-8.6	-4.1	-0.4	2.9	1.3	-0.4	-4.8	-8.4	-10.1
1900	-13.5	-12.8	-10.5	-8.6	-3.0	0.4	0.4	1.4	-1.8	-4.7	-7.5	-10.3
1062	-13.4	-11.5	-14.5	-0.4	-4.0	-1.5	1.1	1.7	2.0	-2.9	-0.1	-12.0
1962	-16.5	-16.9	-14.5	-9.4	-3.4	-0.5	3.1	13	-0.7	-3.4	-5.6	-12.5
1964	-12.9	-12.8	-11.3	-7.5	-2.6	12	2.8	1.0	-0.4	-4.8	-6.4	-10.5
1965	-12.0	-16.8	-11 7	-9.6	-4 7	-0.1	14	0.8	-2.0	-3.7	-8.6	-11.4
1966	-14.9	-9.0	-12.5	-7.0	-3.5	0.3	1.0	0.8	0.8	-1.2	-10.3	-12.1
1967	-12.7	-13.0	-9.8	-9.8	-4.0	-1.4	3.7	2.3	-0.3	-2.1	-6.3	-12.4
1968	-14.6	-11.5	-11.4	-7.3	-4.2	-1.0	1.8	0.5	-1.0	-2.4	-7.0	-12.2
1969	-12.4	-15.4	-11.4	-9.3	-2.2	-1.6	2.6	1.3	0.5	-2.7	-7.9	-13.8
1970	-11.4	-15.0	-13.4	-10.5	-5.9	0.5	1.3	2.0	0.7	-4.8	-6.8	-11.9
1971	-12.3	-13.4	-14.8	-7.1	-3.0	-1.5	2.9	3.5	-2.1	-4.1	-8.7	-8.8
1972	-11.6	-10.3	-9.4	-8.3	-4.7	-0.7	2.1	1.1	-3.5	-5.5	-8.5	-10.2
1973	-11.2	-14.4	-12.9	-11.5	-3.3	0.4	1.9	3.3	0.8	-4.4	-8.6	-11.9
1974	-9.3	-10.6	-9.8	-9.2	-4.6	-1.9	2.2	3.2	-0.9	-9.2	-8.9	-10.0
1975	-9.6	-12.7	-11.5	-8.6	-3.5	-1.6	2.1	2.2	1.5	-4.4	-8.5	-9.6
1976	-12.0	-11.4	-12.8	-8.8	-3.9	0.4	2.5	-0.1	-2.6	-2.7	-7.9	-12.0
1977	-11.5	-11.4	-9.0	-9.7	-4.1	-0.9	1.7	0.8	-1.9	-2.4	-8.8	-10.5
1978	-11.9	-13.6	-10.7	-9.2	-5.1	-1.8	1.1	1.0	-1.2	-4.1	-8.3	-10.2
1979	-14./	-12.1	-10.4	-10.1	-4.5	0.4	1.8	0.9	-0.4	-3.1	-8.9	-9.4
1980	-13.9	-12.5	-11.1	-11.0	-5.4	-1./	0.7	3.2	0.5	-4.5	-8.7	-12.4
1001	-10.0	12.0	-9.0	-7.5	-4.2	-0.1	1.0	2.1	1.6	-4.1	-9.5	10.0
1083	-10.2	-15.9	-12.0	-9.5	-3.0	-0.2	53	2.2	0.0	-4.0	-0.0	-10.2
1984	-13.4	-14.9	-13.4	-9.9	-6.2	-0.2	2.0	17	-1.8	-3.3	-6.7	-97
1985	-16.5	-13.6	-12.2	-9.5	-3.9	-1.6	3.9	2.0	1.3	-2.9	-10.2	-8.3
1986	-14.0	-16.0	-11.4	-8.4	-1.1	-0.5	1.9	2.4	0.0	-3.2	-7.5	-11.7
1987	-14.7	-12.1	-15.4	-8.3	-6.0	-1.5	3.5	2.5	2.8	-2.4	-7.3	-8.2
1988	-10.0	-13.8	-12.5	-7.4	-2.4	-1.0	3.4	3.0	-0.7	-1.8	-10.3	-10.8
1989	-11.4	-11.1	-9.2	-8.4	-3.2	-1.7	2.7	2.1	-0.8	-4.1	-9.5	-10.8
1990	-12.5	-11.2	-9.8	-9.1	-2.4	-0.3	2.4	2.3	-1.1	-2.4	-9.1	-14.4
1991	-13.3	-17.0	-9.0	-10.2	-6.7	-1.1	3.8	3.6	1.3	-5.2	-9.5	-13.3
1992	-11.6	-13.0	-11.1	-8.7	-2.3	-0.7	3.2	4.8	-0.4	-5.1	-7.2	-10.8
1993	-10.5	-13.6	-12.4	-7.9	-2.3	0.4	1.4	3.3	-1.1	-3.5	-9.0	-10.5
1994	-10.8	-13.5	-7.9	-9.1	-2.7	0.3	4.7	4.3	0.0	-4.1	-4.3	-8.7
1995	-14.3	-11.1	-13.2	-8.2	-3.5	-1.3	4.9	2.1	-2.1	-1.5	-8.9	-10.3
1996	-10.3	-15.2	-12.8	-/./	-3.2	1.0	2.1	1.9	-3.0	-3.6	-7.6	-10.4
1997	-10.2	-11.5	-9.4	-10.3	-3.2	1.2	1.9	3.3 1 1	1.2	-3.7	-7.2	-9.7
1990	-10.9	-9.9	-10.6	-0.4	-3.0	-03	3.7	4.1 3.1	-0.7	-4.2	-10.0	-11.3
2000	-13.2	-12.2	-10.0	-6.9	-1.0	-0.5	0.2	3.4	0.0	-23	-9.2	-8.4
2001	-112	-12.2	-8.5	-97	-1.5	-1.0	3.0	4.5	-2.8	-0.5	-8.6	-13.6
2002	-12.1	-10.7	-9.8	-8.4	-2.7	2.2	3.0	2.4	-1.4	-3.6	-6.0	-8.8
2003	-12.8	-16.5	-10.3	-9.2	-1.3	4.6	4.1	6.3	-0.6	-6.0	-6.0	-10.2
2004	-13.8	-12.6	-11.9	-8.2	-4.8	0.5	2.9	3.5	-0.1	-1.4	-7.6	-9.5
2005	-13.6	-16.0	-12.3	-8.6	-2.6	1.9	3.4	1.5	1.2	-2.2	-7.8	-12.0
2006	-13.9	-13.7	-12.1	-7.8	-2.9	0.8	5.3	1.3	1.4	-1.8	-6.7	-8.7
2007	-9.2	-11.0	-10.2	-5.7	-1.5	1.8	3.2	2.9	-1.2	-3.6	-8.6	-10.8
2008	-9.2	-12.7	-10.6	-7.8	-2.0	1.8	3.6	3.8	0.1	-1.6	-5.9	-9.5

 Tabella UNIMI\_FIS-2. Serie storiche delle medie mensili delle temperature minime giornaliere (Tmin) per il punto di griglia utilizzato per esemplificare la procedura modellistica.

	Gen	Feb	Mar	Apr	М́ад	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
1951	-4.2	-4.9	-5.1	-1.1	1.6	6.4	8.9	8.8	7.7	1.3	-0.9	-2.6
1952	-6.4	-6.0	-2.9	1.3	3.4	8.0	11.8	9.5	3.5	1.2	-3.9	-5.5
1953	-6.5	-5.2	-0.9	-0.2	4.5	3.8	8.7	8.4	6.6	3.1	0.6	-2.0
1954	-7.9	-7.0	-2.8	-2.3	1.1	5.7	6.4	6.6	7.5	3.2	-1.3	-2.3
1955	-3.5	-5.8	-4.2	-0.2	2.4	5.2	8.6	7.3	5.6	1.9	-1.8	-2.4
1956	-5.4	-12.4	-5.3	-3.8	3.2	3.7	8.5	8.2	/.1	2.0	-4.0	-4./
1957	-5.3	-3.5	-0.3	-1.8	-0.1	5.9	8.7	7.2	5.6	3.6	-0.7	-4.6
1958	-5.8	-2.9	-6.6	-4.3	5.6	5.1	9.0	9.5	7.6	3.0	-1.2	-4.4
1959	-6.0	-2.0	-1.8	-0.8	2.3	5.9 6 F	9.8	7.5 7.7	0.1	2.2	-2.7	-4.4
1900	-0.4	-5.4	-3.0	-0.9	3.5	0.0 6 9	0.0	0.4	3.7	0.5	-1.9	-4.0 1 1
1062	-0.7	-2.0	-0.2	-1.6	2.1	0.0 5 1	7.0	9.4 10.0	9.7	3.1 3.6	-2.0	-4.1
1902	-4.0	-3.5	-/.1	-1.0	2.5	5.2	0.Z Q 5	73	0.J 5.8	3.0	-0.2	-0.4
1964	-5.5	-4.6	-4.8	-0.7	4.3	7.6	9.5	8.1	69	0.1	-0.2	-4.7
1965	-5.5	-7.6	-4.0	-2.3	1.5	6.3	7.8	7 1	3.5	3.8	-2.8	-4.6
1966	-77	-2.3	-3.9	-0.1	3.4	7.5	6.9	67	72	3.0	-4.6	-5.0
1967	-5.8	-5.0	-2.0	-2.3	3.0	5.1	10.4	8.3	5.8	5.1	-0.4	-4 7
1968	-6.2	-4.8	-2.5	0.1	2.0	5.0	8.1	6.1	5.1	4.5	-1.5	-6.5
1969	-5.3	-8.2	-4.4	-2.1	4.4	4.3	9.3	7.2	6.3	5.8	-1.7	-7.4
1970	-5.2	-6.6	-6.3	-3.0	0.5	6.9	8.5	8.0	7.7	3.0	-0.1	-5.2
1971	-5.7	-4.6	-7.0	-0.4	2.8	4.4	9.7	10.5	5.3	4.4	-2.2	-2.2
1972	-6.0	-4.1	-1.6	-2.0	1.5	5.2	7.9	7.5	1.9	1.0	-1.7	-4.3
1973	-4.9	-5.6	-3.9	-3.8	3.8	6.9	7.8	9.9	7.1	2.7	-0.8	-4.9
1974	-2.8	-4.0	-2.9	-2.2	1.9	4.5	9.2	10.4	5.8	-3.1	-3.1	-2.5
1975	-2.9	-3.6	-4.7	-1.1	2.5	4.4	9.5	8.2	7.4	2.2	-3.0	-3.3
1976	-4.1	-3.5	-4.1	-1.0	4.3	8.1	9.4	5.8	3.3	2.4	-2.5	-6.1
1977	-5.7	-4.2	-1.4	-2.5	1.2	5.3	8.0	6.4	5.1	3.6	-2.2	-3.7
1978	-5.0	-6.7	-3.0	-3.3	0.0	4.8	7.4	7.6	6.8	3.2	-0.6	-4.7
1979	-7.9	-5.4	-3.5	-3.5	2.9	7.0	8.1	7.5	6.3	2.0	-2.4	-3.3
1980	-7.4	-3.8	-4.0	-3.3	-0.2	4.2	7.0	9.9	8.0	1.5	-3.3	-5.4
1981	-6.6	-6.1	-1.6	0.3	2.4	6.7	7.4	8.9	5.3	1.6	-1.8	-6.0
1982	-4.6	-5.5	-4.7	-1.6	3.3	7.5	10.3	8.3	8.0	1.4	-1.2	-4.0
1983	-2.2	-6.9	-2.1	-1.9	1.2	6.8	13.0	8.6	/.1	3.9	-1.0	-4.0
1984	-6.0	-7.3	-5.3	-2.4	-1.4	5.3	9.7	7.6	4.2	2.5	-0.8	-3.8
1985	-9.5	-5.4	-5.6	-1./	1.9	4.8	10.6	9.6	9.3	4.6	-4.5	-2.3
1900	-0.0	-0.9	-3.9	-3.2	5.4 1.0	0.1 5.1	0.0	9.0	0.0	4.7	-0.8	-4.1
1000	-7.0	-5.1	-0.7	-0.1	1.0	5.1	9.0	0.9	9.4 6.4	Z.Z	-1.0	-1.0 2 0
1080	-3.5	-4.7	-4.2	-0.0	3.5	5.0	8.8	9.2	0.4 5.6	4.1	-2.4	-2.0
1905	-2.9	-0.9	0.5	-2.4	4.8	5.8	10.0	10.0	5.0 5.9	3.6	-2.0	-6.6
1991	-4.4	-6.9	-1.3	-2.3	-0.5	5.4	11.0	11.3	8.0	1.0	-2.3	-4.4
1992	-4.0	-3.6	-2.4	-1.5	4.8	5.0	9.8	12.3	67	0.3	-0.1	-4.0
1993	-3.0	-3.5	-3.3	-0.6	4 7	72	8.2	10.5	4 1	12	-3.5	-3.4
1994	-3.4	-5.8	1.4	-2.1	3.6	6.9	11.8	11.6	5.5	2.5	1.0	-2.4
1995	-6.1	-2.5	-4.0	-0.4	3.0	4.6	11.6	8.1	3.8	6.0	-1.9	-4.6
1996	-4.0	-6.5	-4.3	-0.2	3.4	8.2	8.4	8.0	3.2	2.1	-1.6	-4.3
1997	-3.6	-2.2	0.9	-0.7	4.2	5.5	8.6	9.6	9.1	3.6	-1.2	-3.7
1998	-3.9	0.3	-1.8	-1.9	3.9	7.8	10.4	11.3	5.5	2.3	-3.2	-3.9
1999	-3.2	-5.3	-1.6	-0.5	4.9	6.5	9.8	9.1	7.2	3.0	-2.6	-4.3
2000	-4.2	-2.7	-1.1	0.1	5.5	9.0	7.8	10.6	7.0	2.2	-2.0	-2.6
2001	-4.8	-3.6	-1.6	-2.1	5.7	6.7	9.8	11.3	3.6	6.1	-1.4	-5.7
2002	-3.2	-2.4	-0.4	-1.3	3.3	9.1	9.3	8.3	4.7	2.8	-1.0	-3.7
2003	-5.5	-6.7	-0.1	-1.4	6.7	12.4	11.5	14.2	6.7	0.3	-0.6	-3.5
2004	-6.7	-4.1	-3.9	-1.0	1.8	7.5	9.5	10.0	7.7	3.4	-0.7	-2.9
2005	-4.2	-5.8	-2.6	-1.6	4.9	8.8	10.2	7.9	6.9	2.2	-2.5	-4.6
2006	-5.4	-5.2	-4.1	0.1	4.2	8.8	12.9	7.7	8.6	5.5	0.6	-1.5
2007	-1.8	-2.0	-1.1	4.1	6.0	7.9	12.1	9.7	6.6	3.3	-0.4	-2.8
2008	-2.4	-2.6	-1.6	-0.8	4.4	7.6	10.6	11.7	6.8	5.2	0.2	-3.2

 Tabella UNIMI\_FIS-3. Serie storiche delle medie mensili delle temperature massime giornaliere (Tmax) per il punto di griglia utilizzato per esemplificare la procedura modellistica.



Serie di questo tipo possono naturalmente essere prodotte per qualsiasi punto del Parco Naturale dell'Adamello.

*Figura UNIMI\_FIS-13.* Medie annuali delle temperature medie giornaliere per il punto di griglia usato per l'esemplificare.

La figura 13 mostra l'andamento delle medie annue delle temperature medie giornaliere (la temperatura media è calcolata mediante la semisomma delle temperature minime e massime) nel periodo 1951-2008 sempre per il punto considerato. La figura 14 riporta lo stesso dato ottenuto considerando solo il periodo maggio-ottobre, ovvero il periodo di maggior interesse per l'ablazione glaciale.



Figura UNIMI\_FIS-14. Come in figura 13, ma per il periodo maggio-ottobre.

Questi grafici mostrano in modo molto evidente il forte riscaldamento che ha avuto luogo a partire dalla metà degli anni '80.

# UNIMI\_FIS 1.3. Climatologie Pluviometriche

Le climatologie pluviometriche sono state ottenute con un modello di tipo PRISM (Parameter/Precipitation-Elevation Regression on Independent Slope Models)8. I modelli PRISM sono strumenti analitici di interpolazione che usano dati puntuali, dati ottenuti da DEM ed altri set di dati spaziali e che consentono di tenere conto delle situazioni più complesse, come la presenza di alte montagne, di regioni lacustri o costiere e di altre zone con microclimi di difficile interpretazione e modellizzazione; le applicazioni coprono una vasta gamma di discipline come la climatologia, l'idrologia, la geografia, la demografia, lo studio delle risorse naturali, la pianificazione del territorio, lo sfruttamento del terreno, lo studio dei cambiamenti climatici globali, e così via. L'aspetto più importante di questi modelli in relazione alla costruzione delle climatologie pluviometriche è che essi riescono a catturare la complessità del legame tra le precipitazioni e la quota, esprimendo per ogni area geografica la relazione più adatta a descrivere il fenomeno.

La costruzione di una climatologia delle piogge, analogamente a quella delle temperature, comporta il passaggio da un dominio spaziale discreto, rappresentato dalle stazioni variamente disseminate sul territorio, ad un dominio continuo, caratterizzato da un grigliato regolare equispaziato, nel nostro caso costituito da celle di circa 1 km<sup>2</sup> (la risoluzione effettiva è di 30 secondi d'arco): si deve quindi passare da dati "reali" di stazione a dati

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> Per maggiori dettagli si veda, per esempio, Daly C, Neilson RP, and Phillips DL. (1994): *A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain*. Journal of Applied Meteorology, 33: 140-158.

ricostruiti di punto di griglia. La costruzione di gueste serie di dati per ciascuno dei punti di griglia avviene attraverso una regressione lineare pesata precipitazione-guota utilizzando le stazioni "vicine" al punto di griglia stesso. È necessario guindi, per ciascun punto di griglia, andare a valutare quanto "pesino" i contributi delle stazioni circostanti, valutando in primo luogo la distanza delle stazioni dal punto in esame e la differenza di orientazione (facet) e di pendenza (slope) dei versanti su cui cadono le stazioni e quello del punto di griglia. Attribuendo un peso opportuno alle singole stazioni per ciascuno dei parametri considerati, si arriva alla valutazione della dipendenza locale della precipitazione dalla quota e a stimare, così, il valore di precipitazione alla quota del punto di griglia in esame. Più nello specifico, la procedura adottata nella costruzione della climatologia pluviometrica ha visto innanzitutto la definizione del facet e dello slope di ogni cella del DEM nonché l'assegnazione, ad ogni stazione, del facet e dello slope della cella più vicina. In secondo luogo, si è provveduto a stimare la precipitazione in ogni cella del DEM sviluppando una funzione di regressione locale precipitazione-quota, ricostruendo, tramite regressione lineare pesata, la precipitazione alla quota della cella in esame. Nella funzione di regressione il peso maggiore è attribuito alle stazioni con ubicazione geografica e morfologica simile a quella della cella: per ogni cella sono utilizzate soltanto le stazioni all'interno di una finestra locale; in guesto modo l'algoritmo adatta in modo continuo la cornice di riferimento alle caratteristiche locali di regime orografico.

I pesi utilizzati nella regressione sono i seguenti:

1) Peso Radiale: il peso radiale è stato realizzato tramite una funzione peso gaussiana con la forma seguente:

$$w_i^{rad}(x, y) = e^{-\left(\frac{d_i^{2}(x, y)}{c}\right)}$$
(1)
$$c = -\frac{\overline{d}^2}{\ln 0.5}$$
(2)

dove i è l'indice delle stazioni e  $d_i(x, y)$  è la distanza tra la stazione i-esima e il punto di griglia (x,y). Con questa scelta del parametro c si ottiene un peso pari a 0.5 per distanze pari a  $\overline{d}$  tra la stazione e il punto di griglia che si vuole calcolare.  $\overline{d}$  è scelto pari a 10 km (vedi tabella 1).

2) Peso di Quota: il peso di quota ha la stessa forma gaussiana del peso radiale:

$w_i^h(x, y) = e^{-\left(\frac{\Delta h_i^2(x, y)}{c_h}\right)}$	(2)
con	(3)
$c_h = -\frac{\overline{h}^2}{\ln 0.5}$	(4)

dove *i* è l'indice delle stazioni e  $\Delta h_i(x, y)$  è la differenza in quota tra la stazione *i* e il punto di griglia (*x*,*y*). Con questa scelta del parametro *c*<sub>h</sub>, si ottiene un peso pari a 0.5 per un divario in quota, tra stazione e punto di griglia, pari a  $\overline{h}$ .  $\overline{h}$  è scelto pari a 500m (vedi tabella 1).

#### 3) Pesi di Facet e Slope

La pendenza di una cella è il gradiente della funzione z = z(x,y):

$$St = arctg \left| \overrightarrow{grad}z \right| = arctg \left| \hat{i} \frac{\partial z}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial z}{\partial y} \right| = arctg \left( \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \right)$$
(5)

Nella pratica, la pendenza (slope) della cella (x,y) è calcolata come segue:

$$St = arctg\left(\sqrt{\left(\frac{z(x_{i+1}) - z(x_{i-1})}{2\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{z(y_{i+1}) - z(y_{i-1})}{2\Delta y}\right)^2}\right)$$
(6)

Dove  $\Delta x$  e  $\Delta y$  rappresentano la risoluzione longitudinale e latitudinale del DEM. Il peso di slope è stato calcolato come:

$$w_i^{St}(x, y) = \cos^2(2\Delta St_i^{(x, y)})$$

(7)

dove  $\Delta St_i^{(x,y)}$  è la differenza di pendenza tra la stazione i e la cella (x,y).  $w_i^{St}(x,y)$  è pari a 1 se la stazione i e la cella (x,y) hanno la stessa pendenza, mentre si riduce a 0.5 per una differenza di pendenza pari a  $\pi/2$ .

L'orientazione (facet) di una cella è valutata in gradi Nord, in direzione antioraria, secondo la relazione seguente:

$$facet(x, y) = \begin{cases} \arccos\left(\frac{\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)}{|gradz|}\right) & if \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) > 0\\ 2\pi - \arccos\left(\frac{\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)}{|gradz|}\right) & if \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) < 0 \end{cases}$$
(8)

E il peso di facet è calcolato come segue:

$$w_i^{facet}(x, y) = \cos^2(\Delta facet/2)$$
(9)

dove

$$\Delta facet = \begin{cases} |facet(x, y) - facet_i| & \text{if } \Delta facet < 2\pi \\ 2\pi - |facet(x, y) - facet_i| & \text{if } \Delta facet > 2\pi \end{cases}$$
(10)

è la differenza di facet tra la stazione i e la cella (x,y).

Il peso totale della stazione i-esima, che entra nella regressione lineare per la cella (x,y) è il prodotto dei singoli pesi:

$$w_{i}(x, y) = w_{i}^{rad}(x, y) \cdot w_{i}^{h}(x, y) \cdot w_{i}^{St}(x, y) \cdot w_{i}^{facet}(x, y)$$
(11)

Viene quindi calcolata la regressione lineare pesata precipitazioni/quota e viene stimato il quantitativo di precipitazione nella cella (x,y) sostituendo la quota della cella (h(x,y)) nell'equazione:

$$P(x, y) = a(x, y) + b(x, y) \cdot h(x, y)$$
(12)

È richiesto un minimo di NTH stazioni per valutare il fit precipitazione/quota por ogni cella. L'algoritmo ricerca le stazioni presenti entro una distanza massima pari a DXMAX dalla cella e, se vengono trovate meno di NTH stazioni, incrementa la distanza massima di XSTEP fino al raggiungimento del numero minimo di stazioni richiesto senza mai superare la soglia DSTH che, di fatto rappresenta la soglia massima ammessa di DXMAX; in caso contrario, il punto non viene calcolato. I valori di tali parametri sono elencati nella tabella 1.

ACRONIMO	DEFINIZIONE	VALORE
$\overline{d}$	Distanza alla quale il peso radiale è 0.5	10 km
$\overline{h}$	Differenza in quota alla quale il peso di quota è pari a 0.5	500 m
DXMAX	Distanza massima dal punto di griglia ammessa dall'algoritmo per la ricerca delle stazioni	15 km
NTH	Numero minimo di stazioni selezionate per valutare la regressione precipitazione/quota	15
XSTEP	Incremento radiale del raggio di ricerca	5 km
DSTH	Soglia massima ammessa per DXMAX	50 km

<b>Tabella UNIMI_FIS-4.</b> Riepilogo dei valori utilizzati per ottenere la miglior prestazione del modello
---

Abbiamo anche provato ad utilizzare un metodo che, se la regressione precipitazioni/quota presenta un'incertezza relativa sul coefficiente di regressione  $\frac{b(x,y)}{\sigma_{b(x,y)}}$  o quella sull'intercetta  $\frac{a(x,y)}{\sigma_{a(x,y)}}$  maggiore di 50%, prevede che la precipitazione sul punto di griglia venga valutata con un'interpolazione pesata e non con una funzione di regressione. L'interpolazione viene calcolata considerando i pesi radiale, di quota, di slope e di facet, più un peso angolare che rende ragione della separazione geografica tra i siti con dati disponibili. Il peso angolare ha la forma seguente:

 $w_i^{ang}(x, y) = 1 + \frac{\sum_{i=1}^n w_i \left[ 1 - \cos \theta_{(x, y)}(i, l) \right]}{\sum_{i=1}^n w_i(x, y)}$ (13)

dove  $\theta_{(x,y)}(i,l)$  è la separazione angolare tra le stazioni *i* ed *l* con il vertice nell'angolo definito al punto di griglia (x,y), e  $w_i(x, y)$  è il peso totale così come definito nell'equazione (11). Il peso finale è il prodotto tra il peso totale il termine angolare. Questo metodo però non ha mostrato significativi benefici e pertanto esso non è poi stato utilizzato. Per valutare l'affidabilità complessiva del modello si è utilizzata una cross-validazione punto per punto, ossia si è ricostruito ogni valore di stazione e messo a confronto con il valore originale. Per quantificare l'accuratezza del modello sono stati utilizzati quattro stimatori d'errore: l'errore medio assoluto (MAE) e il BIAS, entrambi valutati in termini di errori assoluti e relativi (MAER e BIASR rispettivamente) come segue:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left| P_i^{est} - P_i^{obs} \right|}{N}$$
(14)

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left( P_i^{est} - P_i^{obs} \right)}{N}$$
(15)

$$MAER = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left| \frac{P_i^{est}}{P_i^{obs}} - 1 \right|}{N}$$
(16)

$$BIASR = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left(\frac{P_i^{est}}{P_i^{obs}} - 1\right)}{N}$$
(17)

In generale, per l'Italia Centro-Settentrionale il MAE è sempre compreso tra 8.1 mm (per il mese di luglio) e 14.7 mm (a novembre), che rappresentano, rispettivamente, un MAER del 12.3 e del 12.4 %. Il BIAS nell'area è sempre molto prossimo allo 0 e il BIASR non supera mai il valore di 1.5%, con i valori più alti a febbraio. Le figure 15 e 16 mostrano il risultato di questa cross-validazione per i valori totali annuali. La prima figura mostra le differenze (in mm) tra il valore ricostruito e quello reale, mentre la seconda ne evidenzia i rapporti (in %). Qui viene ovviamente fatta l'assunzione, in realtà non rigorosamente vera, che il dato di stazione sia effettivamente rappresentativo della maglia di territorio che include la stazione stessa, ovvero che esso rappresenti il "vero" valore per questa porzione di territorio.



*Figura UNIMI\_FIS-15.* Differenze (in mm/anno) tra piogge totali annue ricostruite e osservate, per tutte le maglie di territorio che includono la stazione osservativa. Le crocette rappresentano stazioni per le quali il totale ricostruito differisce, per almeno un mese, di 50 mm e del 50%.



*Figura UNIMI\_FIS-16.* Rapporti (in %) tra piogge totali annue ricostruite e osservate, per tutte le maglie di territorio che includono una stazione osservativa. Come nell'immagine precedente, le crocette rappresentano stazioni per le quali il totale ricostruito differisce per almeno un mese di 50 mm e del 50%.

Come si può vedere si può affermare che il modello coglie in maniera soddisfacente l'andamento generale delle precipitazioni sull'area considerata, a parte alcune aree particolarmente problematiche.

Il modello è quindi stato applicato per la costruzione della climatologia vera e propria, tramite l'estrapolazione del valore delle precipitazioni sull'intera griglia 1 km x 1 km che copre l'area interessata dalla nostra ricerca secondo le procedure appena descritte; i risultati sono riportati, in termini di precipitazioni mensili di gennaio per la regione Lombardia, nella figura 17, mentre la figura 18 evidenzia il mese di luglio e la figura 19 il cumulato annuale.

Per una presentazione più dettagliata della metodologia utilizzata per costruire le climatologie pluviometriche, si rimanda a Brunetti et al. (2009)9 nonché al riferimento Brunetti et al. (2010) già elencato in nota 310.

Qui, oltre alle climatologie presentate nelle figure 17-19 per l'intero territorio lombardo, presentiamo (figure 20-22) le climatologie del Nord-Est proposte in Brunetti et al. (2010). Esse sono state ottenute con una base di dati leggermente più ampia di quella utilizzata in Brunetti et al. (2009). Quest'ultima era stata quella utilizzata per costruire le climatologie presentate nelle figure 17-19.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, Nanni T, Simolo C, Spinoni J. 2009: *1961-90 high-resolution Northern and Central Italy monthly precipitation climatologies.* Adv. Sci. Res, 3, 73-78, www.adv-sci-res.net/3/73/2009/ <sup>10</sup> Questi articoli riportano anche una descrizione dettagliata degli errori che la metodologia comporta.



Figura UNIMI\_FIS-17. Climatologia delle precipitazioni della Lombardia (in mm): mese di gennaio.



Figura UNIMI\_FIS-18. Climatologia delle precipitazioni della Lombardia (in mm): mese di luglio.



Figura UNIMI\_FIS-19. Climatologia delle precipitazioni della Lombardia (in mm): cumulato annuale.



Figura UNIMI\_FIS-20. Climatologia delle precipitazioni del Nord Est (in mm): cumulato dicembre-febbraio.



**Figura UNIMI\_FIS- 21.** Climatologia delle precipitazioni del Nord Est (in mm): cumulato giugno-agosto.



**Figura UNIMI\_FIS-22**. Climatologia delle precipitazioni del Nord Est (in mm): cumulato annuale.

Riportiamo, infine, in figura 23 la climatologia delle precipitazioni del mese di luglio per un'area centrata sul Parco dell'Adamello.



*Figura UNIMI\_FIS-23.* Climatologia delle precipitazioni di un'area centrata sul Parco dell'Adamello (in mm): luglio.

In conclusione alla presentazione delle climatologie delle precipitazioni sottolineiamo come esse non rappresentino solo un tassello della procedura che consente di esprimere l'evoluzione delle precipitazioni di ogni punto del territorio considerato. Queste climatologie, infatti, al pari delle corrispondenti climatologie termometriche, hanno anche numerose altre applicazioni e costituiscono, per esempio, uno strumento molto importante nel contesto della valutazione della distribuzione spaziale del rischio di origine meteorologica.

## UNIMI\_FIS 1.4. Sovrapposizione climatologie e anomalie pluiviometriche

Come già osservato, le climatologie vanno integrate con gli andamenti temporali espressi in termini di anomalie, ovvero in termini di scostamento dalle climatologie, al fine di ottenere serie in valori assoluti. Questa procedura, già descritta al paragrafo 2.2 per le serie termometriche, è stata applicata anche alle serie pluviometriche, anche se in questo caso non si sono utilizzate le anomalie additive, ma quelle moltiplicative.



Figura UNIMI\_FIS- 24. Serie delle precipitazioni di Rovigo: dati osservati (rosso) e ricostruiti (blu) per il periodo dicembre-febbraio (grafico superiore (a)) e giugno-agosto (grafico inferiore (b)).

La figura 24 mostra un esempio dei risultati che si possono ottenere con questa procedura. Qui, anziché mostrare il risultato per un punto di griglia dell'area del Parco dell'Adamello, mostriamo il risultato relativo alla città di Rovigo (latitudine: 45.054 N, longitudine: 11.771 E, quota: 5 m). Ciò in quanto Rovigo dispone di una buona serie storica che permette un interessante confronto tra i dati che possono essere ottenuti con

questa metodologia ed i dati che sono stati realmente osservati11. È comunque evidente come, a prescindere dall'esempio mostrato, questa metodologia possa venire estesa ad un qualsiasi punto dell'area del Parco dell'Adamello.

## UNIMI\_FIS 2. IL FUTURO

#### UNIMI\_FIS 2.1. Metodologie per la costruzione di scenari per il futuro

I modelli di simulazione del clima (*General Circulation Models*, GCM, e, nella loro accezione più completa e aggiornata, *Atmospheric and Oceanic Global Coupled Models*, AOGCM) forniscono risultati su scala globale e, data la complessità del sistema e dei processi di azione e feedback che si propongono di riprodurre, sono vincolati alla produzione di risultati su una griglia grossolana, normalmente con celle dell'ordine di 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>. Gli AOGCM sono dunque, in sé, poco adatti per lo studio degli impatti locali a causa della loro risoluzione e, nello specifico, della loro insufficiente capacità nel risolvere importanti processi a scale inferiori alla loro griglia come, ad esempio, i processi di formazione delle nubi e il ciclo degli aerosol atmosferici.

I risultati prodotti dagli AOGCM necessitano quindi di un'operazione di *downscaling* che permetta una riorganizzazione degli output prodotti e l'ottenimento di un'informazione più di dettaglio, più locale: la parola *downscaling*, o disaggregazione spaziale, indica generalmente un'operazione di interpolazione condotta su un insieme di dati, raccolti ad una determinata scala spaziale, da cui si ottiene un insieme di dati ad una scala diversa, generalmente a più elevata risoluzione. Le operazioni di downscaling sono di norma operate su dati riferiti allo stesso istante temporale e le metodologie possono essere definite di tipo *dinamico* o *statistico*: con questi termini si delineano due tecniche per derivare il clima su scala locale dalle variabili atmosferiche predittrici definite su scala regionale (figura 25). Il downscaling statistico verrà discusso più ampiamente nel seguito. Il downscaling dinamico è basato sull'applicazione di modelli di simulazione denominati *Regional Climate Models (RCMs)*; essi utilizzano campi (dipendenti dal tempo), forniti da un GCM come condizioni al contorno dello specifico dominio considerato. Questi sono gli stessi campi che vengono considerati quando si procede con la metodologia del downscaling statistico.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> In questo caso, evidentemente, la metodologia è stata applicata non considerando i dati di Rovigo per la stima delle anomalie del corrispondente punto di griglia. Altrimenti sarebbe troppo facile ottenere una buona ricostruzione!



Figura UNIMI\_FIS-25. Illustrazione schematica dell'approccio generale al downscaling.

Entrambi gli approcci sono interessanti e giocano un ruolo fondamentale nella valutazione dell'impatto dei potenziali cambiamenti climatici proiettati in seguito all'atteso futuro incremento della concentrazione dei gas clima-alteranti: i loro aspetti di forza e debolezza sono riassunti nella figura 26.

Le metodologie del downscaling statistico (il downscaling statistico è anche spesso indicato come *downascaling empirico-statistico*) hanno, però, diversi vantaggi pratici rispetto alle metodologie dinamiche; in particolare, specialmente in contesti in cui sono richieste valutazioni di impatti climatici localizzate, rapide e a basso costo computazionale: per questa ragione, tale tecnica è stata investigata ed utilizzata nel Progetto CARIPANDA, utilizzando due sistemi informatici differenti: SDSM (Statistical DownScaling Model) e R-clim.pact. Di questi due sistemi sono valutate le caratteristiche salienti e presentati e discussi alcuni risultati.

	Statistical downscaling	Dynamical downscaling
Strengths	Station-scale climate information from GCM-scale output	<ul> <li>10-50 km resolution climate information from GCM-scale output</li> </ul>
	<ul> <li>Cheap, computationally undemanding and readily transferable</li> </ul>	<ul> <li>Respond in physically consistent ways to different external forcings</li> </ul>
	<ul> <li>Ensembles of climate scenarios permit risk/ uncertainty analyses</li> </ul>	<ul> <li>Resolve atmospheric processes such as orographic precipitation</li> </ul>
	<ul> <li>Applicable to 'exotic' predictands such as air quality and wave heights</li> </ul>	Consistency with GCM
Weakness	<ul> <li>Dependent on the realism of GCM boundary forcing</li> </ul>	<ul> <li>Dependent on the realism of GCM boundary forcing</li> </ul>
	<ul> <li>Choice of domain size and location affects results</li> </ul>	<ul> <li>Choice of domain size and location affects results</li> </ul>
	<ul> <li>Requires high quality data for model calibration</li> </ul>	<ul> <li>Requires significant computing resources</li> </ul>
	<ul> <li>Predictor-predictand relationships are often non-stationary</li> </ul>	<ul> <li>Ensembles of climate scenarios seldom produced</li> </ul>
	<ul> <li>Choice of predictor variables affects results</li> </ul>	<ul> <li>Initial boundary conditions affect results</li> </ul>
	<ul> <li>Choice of empirical transfer scheme affects results</li> </ul>	<ul> <li>Choice of cloud/ convection scheme affects (precipitation) results</li> </ul>
	<ul> <li>Low-frequency climate variability problematic</li> </ul>	<ul> <li>Not readily transferred to new regions or domains</li> </ul>
	<ul> <li>Always applied off-line, therefore, results do not feedback into the host GCM</li> </ul>	<ul> <li>Typically applied off-line, therefore results do not always feedback into the host GCM</li> </ul>

Figura UNIMI\_FIS-26. Principali punti di forza e debolezza del downscaling statistico e dinamico.

# UNIMI\_FIS 2.2. Downscaling statistico

All'interno della definizione di downscaling statistico dei dati da modello esistono tre tipi di tecniche: quella riferita alle *funzioni di trasferimento* fra i dati relativi ai GCM e i dati locali, dette *transfer function*; la tecnica che si avvale di *generatori stocastici*, o *stochastic weather generators*; e la ricostruzione per analoghi grazie ai *tipi di tempo*, o *weather-typing approaches*.

La metodologia delle *funzioni di trasferimento*, utilizzata nel nostro studio, si propone di trovare una relazione o un complesso di relazioni tra i parametri di larga scala (*variabili predittrici*) e i parametri di piccola scala (*variabili predittande*), allo scopo di ottenere un algoritmo che sia in grado di riprodurre in modo fisicamente adeguato fenomeni locali connessi a fenomeni a grande scala spaziale quali, nello specifico, gli andamenti futuri delle variabili meteorologiche proiettate per le ampie aree sottese dalla griglia degli AOGCM.

Il principale punto di forza del downscaling statistico con funzioni di trasferimento consiste nella relativa facilità di applicazione, connessa all'utilizzo di relazioni osservabili e quantificabili tra le diverse scale spaziali. La principale debolezza di questa tecnica consiste, naturalmente, nel fatto che il modello della funzione di trasferimento spesso è in grado di spiegare, e quindi riprodurre, solo parte della variabilità climatica presente nella serie reale. Inoltre, il dowscaling per gli eventi estremi futuri risulta problematico attraverso l'utilizzo dei metodi di regressione, in quanto tali fenomeni, per definizione, tendono a disperdersi lontano dalla funzione di trasferimento e calibrazione (della retta di regressione, per semplicità) del data set. Alcuni centri di ricerca, come il CICS (Canadian Institute for Climate Studies, dell'Università di Victoria, nella Columbia Britannica), offrono pacchetti software scaricabili come SDSM 4.1 (Statistical DownScaling Model, versione 4.1, 2007), che per ogni punto di griglia del pianeta includono le serie GCM di numerose variabili meteorologiche per calibrazioni con serie di stazioni meteo reali12.

Un primo ed immediato problema nell'utilizzo del downscaling statistico calibrato, tramite funzioni di trasferimento, con serie reali risiede proprio nel fatto che, vincolando la proiezione da modello alla distribuzione statistica storica delle serie reali, implicitamente si impone che tale distribuzione non vari anche sotto mutate condizioni climatiche generali, ossia sotto le condizioni di mutate concentrazioni di gas clima-alteranti previste dagli scenari. Allo stato attuale questo vincolo sembra troppo stringente, se non in contraddizione con le previsioni, specialmente alle medie latitudini, circa l'andamento futuro dei fenomeni estremi di temperature e precipitazioni atteso nel contesto globale. I fenomeni estremi, infatti, si pongono alle estremità della distribuzione statistica, e secondo alcuni studi recenti è proprio nell'allargamento della curva di distribuzione degli eventi meteoclimatici che si manifesterà il cambiamento climatico alle medie latitudini13. Come è ovvio per la fisica del clima, però, è di per sé irragionevole aspettarsi una previsione deterministica di eventi singoli su singole stazioni. Il senso del downscaling non è, guindi, quello di fornire previsioni corrette di cui fidarsi ciecamente per valutazioni d'impatto, ma risiede nell'incorporare importanti informazioni locali nelle serie in uscita dal modello, garantendo guindi una certa naturalezza ed attendibilità alle proiezioni stesse.

## UNIMI\_FIS 2.2.1. Downscaling statistico con SDSM 4.1

Il software SDSM 4.1 rappresenta un mezzo utile ed interessante per indagare le potenzialità delle tecniche di downscaling. Infatti, lo scopo ultimo di tale software è quello di fornire, sulla base dei modelli climatici, serie giornaliere future (fino al 30 dicembre 2099) di parametri meteoclimatici, calibrate grazie a serie storiche reali di variabili meteorologiche. Il concetto e la struttura fondamentale su cui si basa il downscaling statistico, è quello di mettere in relazione le variabili predittande a scala locale e le variabili predittrici a scala regionale atmosferica. Le variabili predittande sono quelle di cui si desidera ottenere una proiezione futura e sono generalmente rappresentate dalle temperature e dalle precipitazioni. Le variabili predittrici sono, invece, i parametri che rappresentano l'output del modello climatico. Le predittande sono, quindi, delle variabili locali che, nella maggior parte dei casi provengono da serie storiche reali di osservazioni meteo climatiche come, per esempio, dalle serie delle stazioni mostrate in tabella 5, mentre le variabili predittrici provengono dai GCM e perciò rappresentano i dati caratterizzati da una risoluzione spaziale più grossolana.

Da un punto di vista puramente matematico, il downscaling si propone di trovare le relazioni empiriche (per definizione, le funzioni di trasferimento) tra le predittande e le predittrici: ciò significa indagare le connessioni tra i pattern atmosferici esistenti a grande scala e gli andamenti locali delle variabili.

L'SDSM richiede quindi serie osservative locali. Quindi, identificato geograficamente il sito dove si intende procedere per la costruzione dello scenario locale (nel nostro caso l'area del Parco dell'Adamello) e recuperate buone serie osservative locali, si procede ad ottenere dal sito web <a href="http://www.cics.uvic.ca/scenarios/sdsm/select.cgi">http://www.cics.uvic.ca/scenarios/sdsm/select.cgi</a> la serie di scenario GCM che contiene tutti i parametri atmosferici necessari. Lo stesso sito permette anche l'accesso ai dati rianalizzati NCEP/NCAR, che coprono il periodo 1961-2001.

In seguito si procede con la creazione delle funzioni di trasferimento a livello mensile, rappresentate dalle equazioni di regressione lineare ottenute mettendo in relazione i dati di rianalisi e quelli reali. L'analisi di regressione lineare viene fatta per ogni singolo parametro

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> RL Wilby, CW Dawson and EM Barrow. *SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts Environ*. Model. Software, 17, (2002): 147–159.

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> Serva come riferimento il *IV Assessment Report dell'Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC 2007) disponibile nella sua forma completa anche in rete: www.ipcc.ch.

e per ciascun mese, utilizzando come variabili dipendenti i mesi omologhi della serie storica. E' inoltre importante ricordare che nelle calibrazioni di precipitazioni i valori nulli di assenza di precipitazione non vengono considerati all'interno della regressione, dato il loro eccessivo peso statistico.

Una volta ottenute le funzioni di trasferimento, la costruzione delle serie di scenario locali a partire dai dati su griglia forniti dai modelli è pressoché immediata.

# UNIMI\_FIS 2.2.2. Proiezione delle precipitazioni del Parco dell'Adamello tramite SDSM

È stato quindi in primo luogo testato il software SDSM 4.1, allo scopo di ottenere, tramite la tecnica delle funzioni di trasferimento, serie di proiezioni delle precipitazioni per tre sottoregioni che sottendono l'Area del Parco: le tre sottoregioni sono definite "Regione Pedemontana", "Regione Prealpina" e "Regione Alpina"; esse comprendono 53 serie storiche di precipitazioni di una macroregione compresa tra Schilpario ad Ovest, Bormio a Nord, Pinzolo ad Est e Salò a Sud. Le serie, suddivise nelle tre sottoregioni in base alla loro quota, sono state sottoposte a test di qualità e procedure di omogeneizzazione, in modo da selezionare le stazioni predittande più solide ed affidabili e che potessero rappresentare il miglior punto di partenza possibile per la disaggregazione spaziale delle proiezioni da Modello. La tabella 5 propone un elenco delle serie di precipitazioni recuperate e utilizzate per l'Area del Parco dell'Adamello.

**Tabella UNIMI\_FIS-5.** Elenco delle stazioni utilizzate nello studio della regione del Parco dell'Adamello. Nella tabella sono indicati i nomi delle stazioni, le rispettive sigle, la quota espressa in metri, gli anni mancanti all'interno del periodo di esistenza (A.M.), gli anni di esistenza della serie (A.E.), l'anno d'inizio della serie (I.S.) e quello finale (F.S.), il totale di dati espresso in mesi (T.D.), il numero di dati mensili mancanti (D.M.) ed infine la percentuale di dati mensili mancanti (P.D.M.).

Stazione	Sigla	Quota	A.M.	A.E.	I.S.	F.S.	T.D.	D.M.	P.D.M.
Aprica	APR	1181	1942, 1944 - 1946	70	1921	1990	840	48	5,7 %
Bagolino	BAG	800	1960	24	1951	1974	288	12	4,2 %
Bezzecca	BEZ	698	1961, 1962	24	1951	1974	288	24	8,3 %
Bissina	BSI	1791		24	1971	1994	288	41	14,2 %
Bormio	BRM	1225	1959, 1989	70	1921	1990	840	24	2,9 %
Borno Trobiolo	BTR	869		17	1968	1984	204	4	2,0 %
Bovegno	BOV	750	1980, 1985	36	1951	1986	432	24	5,6 %
Breno	BRO	312	1960, 1988	69	1921	1989	828	24	2,9 %
Caino	CAI	364	1980	34	1951	1984	408	14	3,4 %
Careser	CRS	2602		25	1970	1994	300	147	49,0 %
Cogolo Pont	CGL	1201		62	1929	1990	744	0	0,0 %
Dosso	DOS	880		15	1951	1965	180	0	0,0 %
Edolo	EDO	690	1983, 1986-2002	53	1951	2003	636	224	35,2 %
Fabrezza	FAB	1250		40	1921	1960	480	0	0,0 %
Gardone Val Trompia	GVT	326	1970-1973, 1977, 1979, 1980	33	1951	1983	396	84	21,2 %
Gaver	GAV	2015	1960, 1961, 1985	36	1951	1986	432	39	9,0 %
Grosio	GRS	652	1923, 1924, 1931	21	1921	1941	252	47	18,7 %
ldro	IDR	381	1983 - 1990	22	1970	1991	264	133	50,4 %
Lago Baitone	LAB	2258	1983	57	1928	1984	684	41	6,0 %
Lago d'Arno	LAR	1820		66	1921	1986	792	5	0,6 %
Lago d'Avio	LAO	1902	1924, 1988	68	1923	1990	816	24	2,9 %
Lago Pantano d'Avio	LPV	2379		25	1970	1994	300	55	18,3 %
----------------------------	-----	------	---	----	------	------	------	-----	--------
Lago Salarno	LSR	2038	1984	56	1931	1986	672	27	4,0 %
Lavenone	LVN	385	1964, 1965, 1969-1973, 1980	34	1951	1984	408	100	24,5 %
Lumezzane	LUM	350	1960-1973, 1980	34	1951	1984	408	187	45,8 %
Malga Bissina	MLB	1792		31	1960	1990	372	0	0,0 %
Malga Boazzo	BOA	1200		24	1971	1994	288	45	15,6 %
Memmo	MEM	1000	1960, 1968, 1980, 1982-1985	36	1951	1986	432	99	22,9 %
Ono Degno	ONO	790	1961-1968, 1980	34	1951	1984	408	108	26,5 %
Ono San Pietro	OSP	516	1924, 1925, 1944, 1945, 1951, 1961-1964, 1966	58	1923	1980	696	123	17,7 %
Passo del Tonale	PDT	1850		68	1923	1990	768	0	0,0 %
Peio	PEO	1574		70	1921	1990	840	0	0,0 %
Pian Palù	PPA	1803		25	1970	1994	300	132	44,0 %
Pinzolo	PNZ	765		70	1921	1990	840	0	0,0 %
Ponte Murandin	PMD	720		31	1960	1990	228	0	0,0 %
Prati di Veno	PVE	540		49	1923	1971	588	0	0,0 %
Prese d'Adda	PDA	944	1942-1986	89	1913	2001	1068	652	61,0 %
Preseglie	PRG	386		15	1951	1965	180	4	2,2 %
Salò	SAL	100		39	1961	1999	468	0	0,0 %
San Zeno di Montagna	SZM	583	1980, 1981, 1983	34	1951	1984	408	37	9,1 %
Santa Caterina Valfurva	SCV	1740	1944-1946, 1964-1967, 1987	70	1921	1990	840	100	11,9 %
Sant'Antonio Valfurva	SAV	1339	1942-1950	31	1927	1957	372	108	29,0 %
Schilpario	SCH	1200	1949-1954, 1978	56	1928	1983	672	89	13,2 %
Sonico	SNC	1090	1959, 1961-1971, 1973, 1985	36	1951	1986	432	171	39,6 %
Sparsinica	SPA	1200	1980, 1981	55	1928	1982	660	33	5,0 %
Storo	STR	393		40	1961	2000	228	0	0,0 %
Temù	TEM	1100	1984	65	1921	1985	780	12	1,5 %
Tione di Trento	TDT	563		70	1921	1990	804	0	0,0 %
Tirano	TIR	430	1947-1950	54	1921	1974	648	48	7,4 %
Val Genova	VGE	899		22	1971	1992	264	123	46,6 %
Vesio	VES	550	1975, 1976	28	1951	1978	336	26	7,7 %
Vezza d'Oglio	VDO	1070	1948-1951, 1987, 1988	70	1921	1990	840	72	8,6 %
Vobarno	VOB	260	1966-1973, 1985	22	1965	1986	264	112	42,4 %

È stata scelta una stazione esemplare per ogni regione, quella di migliore qualità in termini di errori e dati mancanti e che avesse almeno un trentennio di esistenza: le scelte sono state rivolte verso Salò, per la regione pedemontana, Edolo per la regione prealpina e Bormio per quella alpina.

Come già visto è possibile ottenere, dal Canadian Institute for Climate Studies (CICS), le proiezioni future di variabili meteo climatiche. In particolare qui si sono ottenuti gli output del modello HadCM3, dell'Hadley Centre, per gli scenari A2 e B2. Un punto fondamentale

nell'utilizzo del software è stata la scelta dei predittori che determinano in modo essenziale la proiezione dei predittandi. Sono state selezionate quattro variabili atmosferiche predisponenti, a grande scala, le precipitazioni: l'*altezza del geopotenziale a 500 hPa* (indicata nel programma con p500), l'*umidità specifica superficiale* (shum), la *vorticità* (\*\*\_z) e la *componente meridiana della velocità dei venti* (\*\*\_v).

Si presentano di seguito alcune delle elaborazioni effettuate con il software SDSM, utilizzando il modello HadCM3, scenari A2 e B2, e le serie storiche di precipitazioni di Salò, Edolo e Bormio. I risultati vengono presentati in modo separato per le 3 aree considerate. Questi risultati sono costituiti dalle proiezioni da modello, "downscalate" o *disaggregate* tramite SDSM. Essi permettono di fornire un confronto tra gli eventi di precipitazione mensili proiettati e quelli osservati.

• Regione Pedemontana



recipitazioni Salò (HadCM3\_A2

**SAL osservati 1961-1999: somme men SAL proiettati 1961-2097: somme mer Figura UNIMI\_FIS-27.** Applicazione del software per il downscaling statistico SDSM alle precipitazioni di Salò: confronto tra le somme mensili del 1961-1999 e quelle proiettate per il 1961-2097, con HadCM3 scenario A2.



# recipitazioni Salò (HadCM3\_B

**Figura UNIMI\_FIS-28.** Applicazione del software per il downscaling statistico SDSM alle precipitazioni di Salò: confronto tra le somme mensili del 1961-1999 e quelle proiettate per il 1961-2097, con HadCM3 scenario B2.

Dalle figure 27 e 28 si può osservare come per la stazione di Salò gli scenari dell'HadCM3 mostrino una diminuzione delle medie delle somme mensili di precipitazioni dal 1961 al 2097, in particolare durante i mesi invernali. Ciò fa supporre che tali scenari tengano conto di una North Atlantic Oscillation (NAO) positiva, ossia di un rafforzamento del ciclone d'Islanda (nella stagione invernale direttamente collegato al Vortice Polare) e dell'Anticiclone delle Azzorre e, in particolare, di un ampliamento di quest'ultimo sul Mediterraneo Occidentale. Con questo fenomeno le perturbazioni che si generano nel nord Atlantico sono costrette a seguire traiettorie molto settentrionali (Scandinavia, Europa centro-orientale) lasciando l'Italia in condizioni di scarse precipitazioni.

È interessante inoltre osservare la figura 29 in cui sono posti in uno stesso grafico i mm di pioggia osservati e quelli proiettati dall'HadCM3 in funzione degli anni (espressi in giorni). Qui si può, infatti, notare uno dei principali limiti di questo tipo di approccio: nelle precipitazioni previste si osserva l'assenza di fenomeni meteorologici estremi, presenti nella realtà.

## • Regione Prealpina

Per questa regione la serie scelta è stata Edolo in quanto possiede un periodo di esistenza di 35 anni, che vanno dal 1951 al 1985, mentre le altre sono lunghe poco più di vent'anni, seppur con percentuali di lacune basse. Anche per Edolo è stata utilizzata la medesima procedura di downscaling utilizzata per Salò.



*Figura UNIMI\_FIS-29.* Precipitazioni osservate per la stazione di Salò e quelle proiettate con HadCM3, scenario A2.



# Precipitazioni Edolo (HadCM3\_A2)

EDO osservate 1951-1985: somme mensili EDO proiettate 1951-2087:somme mensili *Figura UNIMI\_FIS-30.* Applicazione del software per il downscaling statistico SDSM alle precipitazioni di Edolo: confronto tra le somme mensili del 1951-1985 e quelle proiettate per il 1951-2087, con HadCM3 scenario A2.



# Precipitazioni Edolo (HadCM3\_B2)

EDO osservate 1951-1985: somme mensili EDO proiettate 1951-2087: somme mensili *Figura UNIMI\_FIS- 31.* Applicazione del software per il downscaling statistico SDSM alle precipitazioni di Edolo: confronto tra le somme mensili del 1951-1985 e quelle proiettate per il 1951-2087, con HadCM3 scenario B2.

Anche per Edolo, dai grafici prodotti tramite l'SDSM si osserva una generale diminuzione delle precipitazioni proiettate. Nello scenario A2 dell'HadCM3 (proposto in figura 30) si riscontra una lieve diminuzione della quantità di pioggia caduta durante tutto l'anno ad eccezione di gennaio ed in particolare di maggio, nel quale si osserva un aumento di circa 18.5 mm, in media. Altre differenze significative rispetto ai dati passati si hanno nei mesi di febbraio, aprile, ottobre e novembre, durante i quali si notano delle forti diminuzioni. Utilizzando lo scenario B2 dell'HadCM3 (mostrato in figura 31) si riscontra nuovamente il generale decremento del quantitativo pluviometrico annuale, in particolare durante la fine dell'autunno e durante l'inverno. Quest'ultimo potrebbe essere connesso all'influenza della NAO positiva proiettata, in termini barici, da tale scenario. Anche in questo scenario si osserva che in maggio le precipitazioni tenderanno ad aumentare notevolmente.

Infine, dalla figura 32, mettendo in grafico i mm di pioggia rispetto ai giorni, si nota che anche per questa stazione le proiezioni appiattiscono la distribuzione delle precipitazioni giornaliere.

• Regione Alpina:

La serie di Bormio, utilizzata per le proiezioni della regione alpina, copre un periodo di 86 anni. I risultati ottenuti dal software SDSM sono mostrati nelle figure 33-34. Dalla figura 33 (scenario A2) si evince una generale diminuzione delle precipitazioni in particolare nei mesi di dicembre, gennaio, febbraio, marzo e aprile, probabilmente dovuta all'influenza della NAO positiva sull'Italia che si protrae fino ai primi mesi della primavera. Anche per lo scenario B2 (figura 34) si assiste ad una forte diminuzione delle precipitazioni durante tutto l'anno, ad eccezione di maggio e dei mesi estivi. In particolare in giugno e luglio è previsto un aumento delle precipitazioni.



Figura UNIMI\_FIS- 32. Precipitazioni osservate per la stazione di Edolo e quelle proiettate con HadCM3, scenario A2.



# recipitazioni Bormio (HadCM3\_A2

BRM osservate 1913-1998: somme mense BRM proiettate 1913-2049: somme mens

*Figura UNIMI\_FIS-33.* Applicazione del software per il downscaling statistico SDSM alle precipitazioni di Bormio: confronto tra le somme mensili del 1913-1998 e quelle proiettate per il 1913-2049, con HadCM3 scenario A2.



# recipitazioni Bormio (HadCM3\_B2

Anche in questo caso il confronto con i dati osservativi da risultati simili a quelli relativi agli altri due punti (figura 35).

È naturalmente inevitabile che i modelli dinamici sia su scala globale sia su scala regionale non possano rappresentare la variabilità di una serie reale, sia per ragioni di fisica dell'atmosfera sia per ragioni di capacità computazionale. La tecnica del downscaling statistico, basato sulle funzioni di trasferimento, ha in ogni caso apportato notevoli miglioramenti nella qualità della rappresentazione degli eventi su scala globale. Esso, inoltre implica l'importanza della serie di osservazione con la quale si calibra il modello, come imprescindibile strumento di confronto e di analisi.



*Figura UNIMI\_FIS- 35.* Precipitazioni osservate per la stazione di Edolo e quelle proiettate con HadCM3, scenario A2.

# UNIMI\_FIS 2.2.3. Downscaling epirico-statistico con R-CLIM.PACT

Una procedura più avanzata rispetto ad SDSM 4.1, e recentemente diffusa nella letteratura scientifica internazionale, è quella del downscaling empirico-statistico (o ESD) con R-clim.pact, ossia una procedura che impiega le relazioni empiriche tra variabili atmosferiche a grande scala (regionale, continentale, emisferica) e serie storiche locali, o meteorologia a piccola scala. Una volta valutate le teleconnessioni, intese come le relazioni esistenti nel presente tra clima reale a grande scala e meteorologia locale, tali relazioni vengono utilizzare per istruire statisticamente i modelli climatici, ossia per istruire i modelli del futuro a rispettare e riprodurre le relazioni empiriche naturali evidenti nel presente.

Uno strumento di analisi, clim.pact, è stato sviluppato per il downscaling empirico-statistico e l'analisi del clima locale e regionale su base mensile. Questo pacchetto è costruito nell'ambiente d'analisi statistica dei dati "R", ed è liberamente scaricabile e modificabile. Più in dettaglio, l'assunzione fondamentale alla base dell'ESD, così come sviluppata nel pacchetto clim.pact, consiste nel valutare il clima locale (presente e futuro, nello specifico) come una funzione complessa di tre parametri: la situazione atmosferica a grande scala (emisferico-continentale), le caratteristiche meteorologiche locali, e la situazione climatologica globale; in termini di dati, ciò significa che la variabilità climatica futura del Parco dell'Adamello è leggibile come una funzione, rispettivamente, dei campi di rianalisi di un'area dell'emisfero boreale, delle serie storiche del Parco, e delle tendenze globali insite nelle proiezioni dei modelli climatici GCM.

In questo senso, è necessario in primo luogo stabilire quantitativamente le relazioni tra la situazione meteorologica locale, ossia tra le serie storiche di variabili meteorologiche del Parco dell'Adamello, e la situazione a scala emisferico-continentale rilevata, in termini di campi di rianalisi (ossia di sintesi di variabili meteorologiche determinanti le modulazioni

delle temperature e delle precipitazioni), in un'area adeguata dell'emisfero boreale, l'area che più influenza la meteorologia dell'area del Parco. Quest'area è individuabile nell'Atlantico Centro-Settentrionale, inteso in senso lato sia nella sua parte oceanica sia in quella continentale euroasiatica e nordafricana: si possono definire i suoi confini tra la latitudine 0° e 50° N e la longitudine -20° e 30° Est. Questa stessa area rappresenta il campo nel quale verranno valutati i modelli GCM, ossia l'insieme dei punti di griglia del modello che interverranno, con le loro caratteristiche di scenario emissivo e di eventuale trend di lungo termine, nella determinazione delle proiezioni climatiche per il Parco.

Il concetto e la struttura fondamentale su cui si basa il downscaling empirico-statistico, è quello di mettere in relazione le variabili a scala locale (o variabili predittande) e le variabili predittrici a scala regionale atmosferica, siano essi campi di sintesi (o rianalisi) reali o serie future di variabili da modello. Le variabili predittande sono quelle di cui si desidera ottenere una proiezione futura e sono rappresentate dalle temperature e dalle precipitazioni dell'area del Parco dell'Adamello. In senso ampio, invece, le variabili predittrici sono sia le grandezze meteorologiche a scala emisferico-continentale, ossia i parametri che permettono, nel presente, di definire le relazioni tra meteorologia a grande scala e clima dell'Adamello (possono anche essere definite "predittrici di calibrazione"), sia gli output dei modelli climatici selezionati.

Da un punto di vista puramente matematico ed informatico, l'ESD si propone quindi di trovare le relazioni empiriche (per definizione, le funzioni di trasferimento o "transfer functions") tra le predittande e le predittrici: ciò significa indagare le connessioni tra le strutture atmosferiche esistenti a grande scala e la variabilità locale nella climatologia. La definizione delle funzioni di trasferimento, però, va al di là della semplice possibilità matematica di indagare legami, in termini di regressione lineare, tra due o più serie temporali: essa deve basarsi su solidi fondamenti fisici, quali l'esistenza di forti relazioni fisiche tra predittande e predittrici, la significatività climatologica dell'area emisferico-continentale selezionata per le teleconnessioni, la stazionarietà di queste relazioni fisiche causali, oltre che, per le proiezioni vere e proprie, l'oggettiva abilità del modello GCM scelto nella riproduzione delle tendenze e della variabilità climatica.

Forti relazioni fisiche impongono la scelta di predittrici quali la temperatura, l'altezza di geopotenziale ai 500 hPa, la pressione a livello del mare per le proiezioni termometriche e l'altezza di geopotenziale ai 500 hPa, l'umidità specifica ai 750 hPa, e la pressione a livello del mare per le proiezioni pluviometriche. Preferibile è, inoltre, una combinazione di questi campi di rianalisi, in termini di "campi misti" (o "mixfields", ossia combinazioni lineari di variabili di per sé con un buon grado di correlazione reciproca, o collinearità). Le medesime variabili, o campi misti delle medesime variabili, possono rappresentare gli output dei modelli climatici GCM selezionati per provvedere alle proiezioni fino alla fine del XXI secolo.

# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BRESCIA

**BS:** Attività sperimentale sul ghiacciaio dell'Adamello, simulazione numerica della fusione tramite un modello di bilancio energetico e verifica di una applicazione del telerilevamento alla previsione dei deflussi nel bacino del fiume Oglio

Roberto Ranzi, Alessandro Gitti, Giovanna Grossi, Laura Bruschi, Stefano Barontini, Paolo Caronna.

## INTRODUZIONE

Le ricerche effettuate dall'U.O. dell'Università di Brescia nell'ambito del progetto CARIPANDA si sono articolate, principalmente, in tre attività:

- 1) attività sperimentale sul Ghiacciaio dell'Adamello nel corso del 2007, 2008 e 2009;
- 2) simulazione numerica delle fusione con un modello di bilancio energetico per il periodo 1995-2009;
- 3) simulazione numerica delle fusione con un modello di bilancio energetico secondo gli scenari di un modello climatico regionale proiettati al 2050 ed al 2090;
- 4) verifica di una applicazione del telerilevamento alla previsione dei deflussi nel bacino dell'Oglio.

Ciascuna di queste attività verrà descritta nel seguito

## BS 1. ATTIVITÀ SPERIMENTALE SUL GHIACCIAIO DELL'ADAMELLO

#### BS 1.1. Campagna di misura

Nell'estate 2007 sono state condotte cinque sessioni di misure ablatometriche sul ghiacciaio del Mandrone, finalizzate alla determinazione dell'ablazione puntuale del ghiacciaio su un periodo compreso tra luglio e settembre. La misura dell'ablazione e dell'accumulo puntuali se condotte su tutto l'anno idrologico consentono, nell'ipotesi che punti ad analoga quota e con analoga esposizione presentino uguali valori di ablazione, la stima diretta del bilancio di massa del ghiacciaio considerato; viceversa, se condotte su un periodo più breve compreso nella stagione di ablazione forniscono dati di fondamentale importanza per la stima del tasso di ablazione nel periodo considerato, per la verifica di modelli di simulazione della fusione nivoglaciale e, eventualmente, per la taratura dei parametri in ingresso ai modelli stessi. Nel caso in studio i dati raccolti durante la campagna estiva verranno utilizzati per la verifica di un modello a base fisica e distribuito nello spazio, di bilancio energetico del ghiacciaio; guesto modello calcola in ogni punto del bacino le componenti del bilancio energetico e guindi, localmente, consente anche la stima della fusione glaciale e dello scioglimento nivale. Le informazioni fornite dal modello possono essere successivamente utilizzate per effettuare un calcolo indiretto del bilancio di massa del ghiacciaio.

Questo rapporto riporta i dati di ablazione raccolti durante la campagna glaciologica condotta sul Ghiacciaio del Mandrone nell'estate 2007 durante la quale sono state collocate 29 paline ablatometriche in diversi punti sulla superficie del ghiacciaio caratterizzati da diversi gradi di esposizione alla radiazione solare e da diverse quote. Le paline utilizzate sono aste graduate in PVC della lunghezza complessiva di 3 m ciascuna. La lettura dell'altezza della palina in due istanti successivi consente di misurare l'abbassamento della superficie glaciale tra i due istanti considerati.

Durante la missione del 24-26 agosto, avvenuta a seguito di un'abbondante nevicata, sono state anche effettuate misure di altezza e di densità della neve. Di seguito si riporta

un inquadramento generale dei termini coinvolti nel bilancio di massa di un ghiacciaio dal punto di vista glaciologico e i dati ablatometrici e nivometrici raccolti nella campagna estiva dell'estate 2007. Il dato necessario per poter compiere una corretta stima dell'equivalente in acqua del ghiaccio, della neve o del firn è rappresentato dalle misure di densità, qualora non si disponga di misure dirette in situ della densità della neve, del ghiaccio o del firn, è necessario fare riferimento a dati riportati in letteratura. Secondo Kaser (2002) la densità del ghiaccio va considerata costante e pari a 900 Kg m<sup>-3</sup>, mentre quella del firn o della neve andrebbe misurata localmente. Paterson (1994) propone di associare alle diverse superfici le densità riportate in tabella 1:

Tipologia	Densità (Kg m⁻³)
Neve fresca (appena caduta con aria calma)	50-70
Neve fresca umida	100-200
Neve ventata	350-400
Firn	400-830
Neve molto bagnata con firn	700-800
Ghiaccio di ghiacciaio	830-910

Tabella BS-1. Densità tipiche dei diversi stadi di trasformazione della neve (Paterson, 1994)

Secondo Lliboutry (1964), invece, il nevato è quella neve a grani arrotondati con densità superiore a 540 Kg m<sup>-3</sup>, vale a dire con una porosità inferiore al 40%; sulle Alpi un simile tipo di nevato si forma in un anno circa. Se più grani si uniscono compattandosi, la porosità diminuisce ulteriormente e la densità può raggiungere i 770 Kg m<sup>-3</sup>.

#### BS 1.2. Metodi di misura

Per poter effettuare una stima diretta del bilancio di massa di un ghiacciaio è necessario determinare l'ablazione totale netta, e quindi l'entità della perdita di massa del ghiacciaio, nel periodo che va dal primo aprile al 30 settembre, e l'accumulo totale, ovvero il guadagno del ghiacciaio nel restante periodo dell'anno. Poiché sia l'ablazione che l'accumulo sono piuttosto uniformi, singoli punti di misura possono essere rappresentativi di vaste aree. La scelta dei punti deriva da considerazioni sull'andamento altitudinale del ghiacciaio, infatti temperatura varia con la guota secondo un gradiente termico approssimabile a 0.0065 °C/m, e sull'esposizione dei versanti alla radiazione incidente. Una volta scelti i punti su cui si vogliono compiere le misure vengono collocate le paline, aste graduate che possono essere di diversi materiali, vengono spesso utilizzate aste metalliche, in PVC o in legno (p.es. aste di bamboo). Le paline metalliche hanno due svantaggi in presenza di alte temperature e in zone caratterizzate da alta insolazione: il primo è che riscaldandosi significativamente alterano la conformazione del foro in cui sono collocate e potrebbero pertanto cadere, il secondo è che sempre per effetto del riscaldamento possono sprofondare di gualche cm nel ghiaccio alterando la misura, nel caso specifico l'ablazione verrebbe sottostimata. Lo svantaggio delle paline in PVC risiede invece nel fatto che in presenza di temperature molto basse sono caratterizzate da una maggiore fragilità e possono rompersi più facilmente, il vantaggio risiede nella loro leggerezza e quindi nella facilità di trasporto anche su percorsi lunghi.

Durante la campagna dell'estate 2007 sono state utilizzate paline in PVC di diametro esterno  $\Phi = 20$  mm e lunghezza complessiva di 3 m, eventualmente giuntabili a formare paline con lunghezza di 6 m. La misura, compiuta tra due istanti successivi t<sub>1</sub> e t<sub>2</sub>, restituisce l'abbassamento della superficie considerata tra i due istanti medesimi. Il valore dell'ablazione in cm di Water Equivalent (WE) tra i due istanti è perciò ricavabile attraverso la:

$$A = (h(t_2) - h(t_1)) \cdot \frac{\rho}{\rho_w} \qquad \text{in (cm w.e.)}.$$
(1)

Dove  $h(t_2)$  ed  $h(t_1)$  sono le letture dell'altezza della palina o equivalentemente della profondità della palina infissa (nel primo caso in generale risulterà  $h(t_2) > h(t_1)$  e A>0, nel secondo  $h(t_2) < h(t_1)$  e A<0),  $\rho_W$  (1000 kg m<sup>-3</sup>) è la densità dell'acqua e  $\rho$  (kg m<sup>-3</sup>) rappresenta la densità dello strato sottoposto ai fenomeni di ablazione.

Se in superficie vi è ghiaccio di ghiacciaio, considerando una densità costante e pari a 900 kg m<sup>-3</sup> si commette un errore quasi trascurabile nella stima dell'equivalente in acqua perduto dal ghiacciaio, questo i ragione del fatto che i valori di densità del ghiaccio di ghiacciaio presentano una scarsa variabilità spaziale e temporale. Viceversa se in superficie vi è uno strato nevoso o del firn, l'errore che si commette assumendo una densità costante nel tempo e uniforme nello spazio può essere decisamente maggiore, pertanto in questi casi avere a disposizione misure di densità in situ diventa un dato che assume grande importanza e significato ai fini della determinazione di un corretto bilancio di massa.

Nel corso della campagna condotta nel 2007 e qui riportata sono state anche effettuate misure di densità della neve, anche se tali misure sono riferite ad una neve estiva e non alla neve primaverile.

### BS 1.3. La campagna glaciologica dell'estate 2007



Figura BS-1. La vedretta della Lobbia a sinistra e del Mandrone a destra fotografata dal centro di studi Julius Payer (foto: A. Gitti)

Durante la campagna glaciologica dell'estate 2007 sono state compiute 6 missioni volte alla manutenzione ed al ripristino, nel settembre 2007, della stazione meteorologica del Dipartimento di Ingegneria Civile, Territorio ed Ambiente dell'Università di Brescia installata dal 2001 al Passo della Lobbia Alta, e purtroppo danneggiata nel corso del 2007, e alla realizzazione di misure ablatometriche. Sono state collocate complessivamente, e progressivamente, sul Ghiacciaio del Mandrone 29 paline ablatometriche in diverse date. Le paline utilizzate sono aste in PVC di 2 cm di diametro e 3m di lunghezza e sono state posizionate su tutta la superficie del ghiacciaio in punti caratterizzati da diversi gradi di esposizione alla radiazione solare e da diverse quote. Nel seguito si riporta una breve descrizione delle missioni effettuate.

BS 1.3.1. Missione del 13/07/07:

Partecipanti alla missione:

- Roberto RANZI
- Umberto BELFIORE
- Alessandro PE'
- Fabrizio SCALVINONI.

Sono state infisse nel ghiacciaio in prossimità del versante che porta al passo della Lobbia Alta e verso il Dosson di Genova 10 paline ablatometriche; si riportano in Tabella 2 le paline numerate, la loro posizione geografica e la quota.

Palina n°	E UTM	N UTM	Quota GPS
	(m)	(m)	(m.s.l.m.)
58	620723	5113841	2968
51	620618	5114036	2927
56	620538	5114258	2850
21	620458	5114428	2688
22	620371	5114475	2706
23	620123	5114419	2746.5
24	619918	5114312	2792.5
25	619637	5114013	2836
26	619689	5113757	2846.5
27	619896	5113695	2865.5

Tabella BS-2. Paline collocate sul Ghiacciaio del Mandrone durante la missione del 13/07/07.

#### BS 1.3.2. Missione del 01/08/07:

- Partecipanti alla missione:
- Roberto RANZI
- Andrea DI ROSA
- Pietro GUZZA (Guida Alpina).

Sono stati effettuati il riapprofondimento delle paline piantate nella missione precedente e la lettura della variazione di altezza della superficie della neve o del ghiaccio. Le misure di abbassamento della superficie glaciale sono riportate in Tabella 3. Sono state infisse nel ghiacciaio in prossimità di Passo Adamè e sul Dosson di Genova altre 14 paline ablatometriche, riportate in Tabella 4.

Palina n°	E UTM	N UTM	Quota GPS	Ablazione
	(m)	(m)	(m.s.l.m.)	(cm ice)
58	620723	5113841	2968	100
51	620618	5114036	2927	70
56	620538	5114258	2850	114
21	620458	5114428	2688	115
22	620371	5114475	2706	116
23	620123	5114419	2746.5	117
24	619918	5114312	2792.5	110
25	619637	5114013	2836	117
26	619689	5113757	2846.5	110
27	619896	5113695	2865.5	121

**Tabella BS-3.** Misure di ablazione alle paline, effettuate l'01/08/07, collocate sul Ghiacciaio del Mandrone durante la missione del 13/07/07.

Tabella BS-4. Paline collocate sul Ghiacciaio del Mandrone durante la missione dell'01/08/07.

Palina n°	E UTM	N UTM	Quota GPS
	(m)	(m)	(m.s.l.m.)
28	620107	5113729	2920
29	619970	5113482	2979
30	619842	5113348	-
52	619771	5112910	-
3	619384	5112110	3027
2	618868	5111846	3068
1	618576	5111465	3092
4	618406	5112090	3084
5	618537	5112461	3032
6	618660	5112965	2987
7	618893	5114175	2932
8	619359	5114883	2813
9	620436	5115221	2688
10	620327	5115756	2640

#### BS 1.3.3. Missione del 24-26/08/07:

Partecipanti alla missione:

- Andrea DI ROSA
- Giovanni MORESCHI
- Elia CARRARA

Sono stati effettuati il riapprofondimento delle paline piantate nella missione precedente e la lettura della variazione di altezza della superficie della neve o del ghiaccio. Le misure di abbassamento della superficie glaciale sono riportate in tabella 6. Sono state infisse nel ghiacciaio in prossimità del Pian di neve e in prossimità del Passo Brizio altre 5 paline ablatometriche, riportate in tabella 7. Sono state eseguite inoltre misure di densità della neve in 10 punti di misura, alcuni di questi coincidenti con i punti in cui sono state collocate le paline. I valori ottenuti sono particolarmente alti, tipici di un firn o di un nevato ovvero di una neve in fase di metamorfosi..La ragione di questi alti valori può essere dovuta al fatto che la neve estiva essendo sottoposta durante la giornata a temperature significative tende a bagnarsi considerevolmente e a causa dello sbalzo termico tra notte e giorno l'acqua percolante è sottoposta a cicli giornalieri di gelo-rigelo, in tal modo aumenterebbe il contenuto d'acqua della neve e la sua compattazione.

_								1	
			Misure	di densità			Volume della fue	stella campio	natrice
	Coordin (E	ate UTM ,N)	Peso (g)	quote GPS (m)	ρ (g/cm³)	ρ (kg/m³)	h	26	cm
	619637	5114013	270	2836	0,529	529	d	5	cm
	619689	5113757	190	2845	0,372	372	V	510,5	cm <sup>3</sup>
	619384	5112110	160	3027	0,313	313			
	618537	5112461	280	3032	0,548	548			
	618660	5112965	300	2987	0,588	588			
	617270	5111740	280	3115	0,548	548			
	617602	5114128	290	3011	0,568	568			
	617249	5114347	270	3024	0,529	529			
	620504	5114240	180	2879	0,353	353			
	620866	5113825	240	3007	0,470	470			

Tabella BS-5. Coordinate dei punti di misura e valore di densità su ciascun punto.

Tabella BS-6. Misure di ablazione alle paline tra l'01/08/07 e il 24-25-26/08/07.

Palina n°	E UTM	N UTM	Quota GPS	Ablazione
	(m)	(m)	(m.s.l.m.)	(cm ice)
58	620723	5113841	2968	63
51	620618	5114036	2927	60
56	620538	5114258	2850	78
21	620458	5114428	2688	68
22	620371	5114475	2706	81
23	620123	5114419	2746.5	83
24	619918	5114312	2792.5	68
25	619637	5114013	2836	76
26	619689	5113757	2846.5	65
27	619896	5113695	2865.5	68
28	620107	5113729	2920	60
29	619970	5113482	2979	53
30	619842	5113348	-	38
52	619771	5112910	-	n.d.
3	619384	5112110	3027	48
2	618868	5111846	3068	n.d.
1	618576	5111465	3092	n.d.
4	618406	5112090	3084	n.d.
5	618537	5112461	3032	37
6	618660	5112965	2987	52
7	618893	5114175	2932	n.d.
8	619359	5114883	2813	n.d.
9	620436	5115221	2688	83
10	620327	5115756	2640	92

**Tabella BS-7.** Paline collocate sul Ghiacciaio del Mandrone, sul Pian di Neve ed in prossimità del Passo Brizio, durante la missione del 24-25-26/08/07.

Palina n°	E UTM	N UTM	Quota GPS
	(m)	(m)	(m.s.l.m.)
54	617740	5111388	3117
60	617270	5111740	3115
53	617602	5114347	3011
57	617249	5114347	3024
55	617118	5114947	3113



Figura BS-2. Misure di densità della neve con fustella campionatrice e dinamometro (foto: Di Rosa)

**Figura BS-3**. Palina n. 10 e trivella sulla lingua del Mandrone in prossimità del termine del ghiacciaio. (foto: Di Rosa)



*Figura BS-4.* Operazione di riapprofondimento di una palina in modo da non perderla e poter quindi eseguire una misura nella missione successiva.

## BS 1.3.4. Missione del 14-15/09/07:

Partecipanti alla missione (da sinistra a destra nella fotografia):

- Luigi SABATTOLI (Società Escursionisti Bresciani "U. Ugolini")
- Alessandro BELTRAMI (Guida Alpina)
- Roberto RANZI
- Andrea DI ROSA

Lettura alle paline piantate nella missione precedente e riapprofondimento delle stesse. Le misure di abbassamento della superficie glaciale sono riportate in Tabella 8 mentre il team in Figura BS-5.

Palina n°	EUTM	N UTM	Quota GPS	Ablazione	
-	(m)	(m)	(m.s.l.m.)	(cm ice)	
58	620723	5113841	2968	4	
51	620618	5114036	2927	23	
56	620538	5114258	2850	n.d.	
21	620458	5114428	2688	42	
22	620371	5114475	2706	n.d.	
23	620123	5114419	2746.5	41	
24	619918	5114312	2792.5	43	
25	619637	5114013	2836	49	
26	619689	5113757	2846.5	44	
27	619896	5113695	2865.5	52	
28	620107	5113729	2920	36	
29	619970	5113482	2979	47	
30	619842	5113348	-	23	
52	619771	5112910	-	79	(*)
3	619384	5112110	3027	n.d.	
2	618868	5111846	3068	n.d.	
1	618576	5111465	3092	79	(*)
4	618406	5112090	3084	n.d.	
5	618537	5112461	3032	32	
6	618660	5112965	2987	40	
7	618893	5114175	2932	94	(*)
8	619359	5114883	2813	n.d.	
9	620436	5115221	2688	66	
10	620327	5115756	2640	86	
54	617740	5111388	3117	23	
60	617270	5111740	3115	20	
53	617602	5114347	3011	37	
57	617249	5114347	3024	42	
55	617118	5114947	3113	74	

**Tabella BS-8.** Misure di ablazione alle paline tra il 24-25-26/08/07 ed il 14-15/09/07; (\*) misure di ablazione dall'1/08/07 al 14-15/09/07.



Figura BS-5. Team di misura

#### BS 1.3.5. Missione del 22/09/07:

Partecipanti alla missione:

- Alessandro GITTI
- Andrea DI ROSA

Il ghiacciaio è risultato ricoperto da uno strato di circa 5-10 cm di neve bagnata, derivante dalle precipitazioni del martedì precedente, ovvero del 18/09/07; dalle osservazioni condotte alle paline poste alle quote inferiori, si deduce che non si sono manifestati su ghiacciaio significative perdite. Si sono potute osservare per ragioni di sicurezza (crepacci e inghiottitoi non sempre ben visibili) soltanto le paline poste alle quote inferiori e piuttosto esposte alla radiazione solare, quindi quelle nelle posizioni che nelle precedenti osservazioni avevano manifestato i fenomeni ablativi più intensi. Si è osservata un'ablazione di 16 cm alla palina n.10 ed una di 12 cm alla palina n. 9; considerando che la copertura nevosa su ghiacciaio era pressoché uniforme, con una lieve tendenza ad aumentare con la quota, si può stimare, con un buon grado di approssimazione, che lungo tutte le paline nella settimana intercorsa tra le due missioni non si sia osservato un significativo abbassamento della superficie,e comunque stimabile al massimo in 10 cm, con un tasso di ablazione corrispondente di circa 1.5 cm/d.



Figura BS-6. Palina n.9 in prossimità della seraccata a monte della lingua del Ghiacciaio del Mandrone.

## BS 1.4. Riepilogo della campagna glaciologica dell'estate 2007

La collocazione geografica delle paline, riportata in Figura 7, mette in evidenza l'intenzione di monitorare l'intera superficie del ghiacciaio, le paline, seppur collocate in momenti differenti, si estendono dai limiti del bacino a sud-est in prossimità di Passo Adamè e del Pian di Neve fino alla propaggine ablativa più distante e caratterizzata dai più evidenti fenomeni di ritiro, si estendono dal Dosson di Genova fino alla zona vicina al Passo Brizio. In Figura 8 è invece rappresentata l'ablazione cumulata alle paline sul massimo periodo di osservazione di ciascuna, complessivamente si dispone di valori di ablazione cumulata su 5 periodi differenti e di valori non disponibili per 3 paline; in alcuni casi infatti non si è

potuto effettuare la misura o a causa delle difficoltà nel poter raggiungere la palina stessa per ragioni si sicurezza o per la "scomparsa" della palina, travolta o dalle acque di ruscellamento o smarrita in qualche crepaccio.

In tabella 9 sono riportati, in modo sintetico, i dati relativi alle misure di ablazione condotte nel 2007. Tra il 13/07/07 ed l'01/08/08 l'ablazione media è stata di 109 cm di ghiaccio, con

un massimo di 121 cm osservato alla palina n. 28 (quota 2865 m.s.l.m. e esposizione di 288°). Queste prime misure, essendo relative a paline collocate tutte in prossimità del Passo della Lobbia Alta, non presentano tra loro grandi differenze ad eccezione delle due misure in corrispondenza delle paline n.51 e n.58 che per molte ore della giornata sono all'ombra della Lobbia Alta. Nelle misure condotte durante le due missioni successive (il 24-26/08/07 ed il 14-15/09/07) si osserva che, come ci si poteva attendere, la palina n.10, collocata sulla lingua della vedretta del Mandrone in prossimità del termine del ghiacciaio nella zona in evidente ritiro, è caratterizzata dai maggiori valori di ablazione.

Il 24-26/08/07 è stata infatti stimata dalle osservazioni condotte su tutte le paline un'ablazione media di 65 cm, mentre alla palina n.10 è risultata di 92 cm (+42% rispetto al valore medio osservato), mentre il 14-15/09/07 a fronte di un'ablazione media di 41 cm, alla palina n.10 è stata osservata di 86 cm (+110% rispetto alla media).

Dalla tabella risulta che per 12 paline si è potuto disporre di 3 misure a distanza approssimativamente di 20 giorni l'una dall'altra, per molte altre paline di 2 osservazioni successive, per alcune, tra cui le ultime collocate, di 1 misura.

Sono state cercate relazioni di proporzionalità esistenti tra ablazione cumulata e quota e tra ablazione cumulata ed esposizione dei versanti. Alle nostre altitudini infatti i principali contributi responsabili dei fenomeni ablativi sono lo scambio energetico radiativo, che varia in funzione dell'esposizione, e lo scambio di calore sensibile, che varia con la temperatura a sua volta variabile con la quota. I risultati sono riportati in Figura 16, ed in base alla tendenza altitudinale, fatte alcune ipotesi sul gradiente termico altitudinale, è possibile stimare in 7 mm/( $^{\circ}$ C d) il fattore di fusione per il ghiacciaio del Mandrone.



*Figura BS-7.* Posizione delle paline collocate sul ghiacciaio del Mandrone tra il 13/07/07 ed il 24-26/08/07 riportata sul DEM.



*Figura BS-8.* Ablazione cumulata alle paline collocate sul ghiacciaio del Mandrone tra il 13/07/07 ed il 22/09/07, osservata su periodi differenti della stagione di ablazione



*Figura BS-9.* Tasso di ablazione in corrispondenza delle paline collocate sul ghiacciaio del Mandrone tra il 13/07/07 ed il 22/09/07 e riferito a periodi differenti della stagione di ablazione













CARIPANDA

_	_				_				_		_	_		_							_		_	_	_	_		_	_	_	_	_				_
Ablazione	cumulata	dal 24-26/8	al 14-15/9	(cm ice)		ব	23	I	42	I	41	43	49	44	52	36	47	23	I	I	I	I	I	32	40	I	I	66	86	23	20	37	42	74		41.2
Ablazione	cumulata	dal 1/8 al	14-15/9	(cm ice)		67	83	I	110	I	124	111	125	109	120	96	100	61	62	1	I	62	I	69	92	94	I	149	178	I	I	I	I	I		102.6
Ablazione	cumulata	dal 13/7 al	14 - 15/9	(cm ice)		167	153	I	225	I	241	221	242	219	241	ı	ı	I	I	ı	Ι	T	-	Ι	-	-	I	-	-	I	I	-	Ι	I		213.6
cumulata sul	massimo	periodo di	osservazione	(cm ice)		167	153	192	225	197	241	221	242	219	241	96	100	61	79	48	n.d.	79	n.d.	69	92	94	n.d.	161	194	23	20	37	42	74		
			Ablazione	(cm ice)	22/09	ı	I	I	I	ı	I	I	ı	I	ı	ı	ı	ı	ı	ı	I	I	I	I	I	I	ı	12	16	I	I	I	I	I		
			Ablazione	(cm ice)	14-15/09	4	23	n.d.	42	n.d.	41	43	49	44	52	36	47	23	79	n.d.	n.d.	79	n.d.	32	40	94	n.d.	66	86	23	20	37	42	74		41.2
			Ablazione	(cm ice)	24-26/08	63	60	78	68	81	83	68	76	65	68	60	53	e e	n.d.	48	n.d.	n.d.	n.d.	37	52	n.d.	n.d.	83	92	start	start	start	start	start		65.2
			Ablazione	(cm ice)	01/08	100	70	114	115	116	117	110	117	110	121	start							109.0													
					13/07	start																				e dal DEM	,									
			Quota	(m.s.l.m.)		2968	2927	2850	2688	2706	2746.5	2792.5	2836	2846.5	2865.5	2920	2979	2990	3007	3027	3068	3092	3084	3032	2987	2932	2813	2688	2640	3117	3115	3011	3024	3113	uote stimat	2926.4
			MTU N	(L		5113841	5114036	5114258	5114428	5114475	5114419	5114312	5114013	5113757	5113695	5113729	5113482	5113348	5112910	5112110	5111846	5111465	5112090	5112461	5112965	5114175	5114883	5115221	5115756	5111388	5111740	5114347	5114347	5114947		,
			E UTM	(H)		620723	620618	620538	620458	620371	620123	619918	619637	619689	619896	620107	619970	619842	619771	619384	618868	618576	618406	618537	618660	618893	619359	620436	620327	617740	617270	617602	617249	617118		1
					Palina n°	58	51	56	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	52	m	2	1	4	5	9	7	8	6	10	54	60	53	57	55		nedia

**Tabella BS-9.** Tabella riassuntiva della misure di ablazione e ablazione cumulatasul Ghiacciaio del Mandrone dal 13/07/07 al 14-15/09/07.



*Figura BS-15.* Relazione tra le misure di ablazione cumulata su tre diversi periodi della stagione di ablazione dell'estate 2007 e la quota altimetrica delle paline.



*Figura BS-16.* Relazione tra le misure di ablazione cumulata su tre diversi periodi della stagione di ablazione dell'estate 2007 e l'esposizione del punto in cui è collocata ciascuna palina.



### **MISURE DI ABLAZIONE – ANNO 2007**

*Figura BS-17.* Esempio di misure di ablazione effettuate presso alcune delle 29 paline installate nel corso del 2007.

#### BS 1.5. Misure alla rete di paline nel corso del 2008

Nel corso del 2008 le misure ablatometriche sono state effettuate in corrispondenza delle paline la cui posizione, sul ghiacciaio dell'Adamello, è rappresentata in Figura BS18, durante alcuni sopralluoghi effettuati il 5 luglio, il 17 luglio, il 24 luglio, il 28 luglio, l'11 agosto, il 6 settembre ed il 29 settembre.



Figura BS-18. Rete delle paline ablatometriche nell'estate del 2008.



Figura BS-19. La palina n. 12 (a sinistra) e la palina n. 14 (a destra), presso la stazione micrometeorologica installata nel giugno 2008 sul Ghiacciaio del Mandrone.

Palina n.	Sito	UTM E	UTM N	Altit. (m s.l.m.)	H neve/ ghiaccio (cm) 5.7.08	H neve (cm) 5.7.08	Dens. neve (kg/m3) 5.7.08
11	Rifugio Lobbia	620708	5113862	2891	120	25	272
12	Ultima ex baracca	620610	5114113	2828	152	25	288
13	Sotto ex baracche	620624	5114288	2780	154	60	300
14	Stazione eddy	620409	5114500	2780	50		
15	monte seraccata	620560	5115003	2753	50		
16	valle seraccata	620445	5115187	2703	60	10	290
17	lingua Mandrone	620385	5115359	2675	80		
18	attacco Mandrone	620310	5115752	2650	65		

**Tabella BS-10**. Tabella riassuntiva delle misure di ablazione sul Ghiacciaio del Mandrone nell'estate del 2008.

Palina n.	Sito	H neve/ Ghiaccio 17.7.08	Fusione (mm w.eq.) 5.7-17.7	Fusione (mm w.eq. /d) 5.7-17.7	H neve/ Ghiaccio 17.7.08	H neve/ Ghiaccio 28.7.08	Fusione (mm w.eq. /d) 17.7-28.7.08
11	Rifugio Lobbia	80	428	35.7	160	90	57.3
12	Ultima ex baracca	112	432	36.0	150	92	47.5
13	Sotto ex baracche	0			240		
14	Stazione eddy	0			103	58	36.8
15	monte seraccata	0			60		
16	valle seraccata	17	416	34.7	87		
17	Lingua Mandrone	37	387	32.3	85		
18	attacco Mandrone	16	441	36.8	80		

Dall'analisi dei dati emerge come nel mese di luglio, per le paline poste tra i 2600 ed i 2900 metri di guota il tasso di ablazione si sia mantenuto compreso tra i 32 ed i 57 mm/d.

Presso la palina n. 14, alla stazione per le misure di eddy-correlation, le misure di ablazione sono proseguite l'11 agosto, con altezza del ghiaccio misurata di 63 cm e tasso di ablazione di 51 mm/d. La successiva trivellazione fino ad una profondità di 128 cm ha permesso di ritrovale la palina il

il 6 settembre infissa per 25 cm, con tasso di ablazione medio di 23 mm/d, ridotto anche a causa delle nevicate la cui entità non è stata misurata. Il 29 settembre il sito della stazione era ricoperto di un manto di 25-30 cm di neve fresca.

Una seconda serie di paline, a quote più elevate rispetto al primo gruppo è stata oggetto di misure di ablazione nel corso dei sopralluoghi effettuati il 24/7/2008, l'11/8/2008 e il 6/9/2008. I tassi di ablazione sono risultati dell'ordine di 37-63 mm/d nel periodo compreso tra il 24 luglio e l'11 agosto 2008 e tra 16 e 21 mm/d tra l'11 agosto ed il 6 settembre 2008, periodo nel quale, però, sono cadute precipitazioni nevose.

Palina n.	Sito	UTM E	UTM N	Altit. (m s.l.m.)	H neve/ Ghiaccio	H neve
					(cm) 24.7.08	(cm) 24.7.08
40	base Cresta Croce	619976	5113684	2990	108	30
41	base Cannone	619645	5113127	3007	112	50
42	Dosson di Genova	619250	5112164	3027	190	0
43	base Monte Fumo	618868	5111846	3068	150	0
44	Passo Adamé	618576	5111465	3092	237	0
46	Est Corno Bianco	618294	5112846	2987	133	0
7	P.ta Venerocolo	618893	5114175	2932	96	
48	Cima Venezia	619359	5114883	2813	78	
54	Pian di Neve	617740	5111388	3117	280	
45	Corno Bianco	617493	5111784	3115	122	0
53	Passo degli Inglesi	617600	5114131	3011	131	
47	Passo Brizio	617365	5114281	3113	107	

**Tabella BS-11.** Tabella riassuntiva delle misure di ablazione sul Ghiacciaio del Mandrone nell'estate del 2008. Secondo gruppo di paline.

Palina n.	H neve/ ghiaccio (cm) 11.8.08	Ablazione (mm w.eq.) 24.7-11.8.08	Ablazione (mm w.eq. /d) 24.7-11.8.08	H neve/ ghiaccio (cm) 11.8.08	H neve/ ghiaccio (cm) 6.9.08	Ablazione (mm w.eq.) 24.7-11.8.08	Ablazione (mm w.eq. /d) 24.7-11.8.08
40	11	690	38.3	93			
41	5	658	36.6	80			
42	106	756	42.0	146	56	810	20.3
43	59	819	45.5	109	20	801	20.0
44	110	1143	63.5	92	0	828	20.7
46	25	972	54.0	98			
7	0	864	48.0	85			
48	0	702	39.0	93			
54	176	936	52.0	176	102	666	16.7
45	24	882	49.0	93	22	639	16.0
53	40	819	45.5	90			
47	0	963	53.5	91			

#### BS 1.6. Sopralluogo del 5/10/2009 alla palina n. 54 al Pian di Neve

Nel corso dell'estate del 2009 è stata effettuata una sola missione sul Ghiacciaio, mirata a verificare lo stato della copertura nevosa residua al termine della stagione di fusione. Si è pertanto saliti al Pian di Neve dove è stata ritrovata la palina n. 54, installata a partire dal 24 agosto 2007 (Fig. BS 20) a 3117 m di quota. Il 6 settembre 2008 la palina era infissa nel ghiaccio per una profondità di 102 cm, mentre il 5 ottobre 2009 risultava infissa per 38 cm di altezza nella neve fresca appena caduta e nel ghiaccio. Lo spessore di infissione nella neve fresca era di circa 20 cm, a testimoniare che, a scala annuale dal 6.9.2008 al 5.10.2009, al Pian di Neve vi è stata una ablazione netta di ben 82 centimetri. In questo sopralluogo è stato possibile verificare come l'accumulo netto fosse positivo nella sola porzione sommatale del Dosson di Genova (Fig. BS21), mentre ai piedi del Monte Adamello sia stato, nel corso del 2008-2009 praticamente nullo (Fig. BS22).





**Figura BS-20.** La palina n. 54 al Pian di Neve, come è stata ritrovata ritrovata nel sopralluogo del 5.10.2009.



Figura BS-21. Il Dosson di Genova nel sopralluogo del 5.10.2009.



Figura BS-22. Il Monte Adamello nel sopralluogo del 5.10.2009.

### BS 2. INSTALLAZIONE, NEL 2008 DI UNA STAZIONE MICROMETEOROLOGICA SUL GHIACCIAIO DELL'ADAMELLO

La seconda attività di tipo sperimentale effettuata grazie al progetto CARIPANDA è consistita nell'installazione, nell'estate del 2008, di una stazione micrometeorologica. La stazione è stata installata sul Ghiacciaio del Mandrone ad una quota di 2780 m e con coordinate UTM

620409 E e 5114500 N. La stazione, rappresentata nella Figura BS23, era dotata di sensori per l'acquisizione dei dati a 20 Hz: le tre componenti del vettore velocità del vento V=(u, v, w), la concentrazione di CO2 e di vapore d'acqua, la pressione atmosferica. Grandezze derivate erano la temperatura sonica e la temperatura dell'aria (Figura BS-24). Inoltre erano installati dei sensori con acquisizione dei dati a frequenza semioraria: radiazione incidente e riflessa, radiazione netta, temperatura ed umidità dell'aria, flusso termico nel ghiaccio (Figura BS 25). I dati raccolti sono serviti per la messa a punto di un modello di calcolo del bilancio di massa ed energetico del Ghiacciaio dell'Adamello, nella situazione climatica attuale e in quella prevista da scenari di cambiamento climatico.



Figura BS-23. La stazione micrometeorologica del Ghiacciaio del Mandrone, installata il 14 giugno 2008.



*Figura BS-24.* I dati dei sensori con acquisizione ad alta frequenza della stazione micrometeorologica del Ghiacciaio del Mandrone, installata il 14 giugno 2008. Parte 1




**Figura BS-25 (a).** I dati dei sensori con acquisizione a bassa frequenza della stazione micrometeorologica del Ghiacciaio del Mandrone, installata il 14 giugno 2008. Dati di radiazione, temperatura, umidità relativa e flusso termico.



Figura BS-25 (b). I dati dei sensori con acquisizione a bassa frequenza della stazione micrometeorologica del Ghiacciaio del Mandrone, installata il 14 giugno 2008. Dati di albedo e flusso termico.



*Figura BS-25 (c).* I dati dei sensori con acquisizione a bassa frequenza della stazione micrometeorologica del Ghiacciaio del Mandrone, installata il 14 giugno 2008. Dati di albedo e radiazione.

### BS 3. EFFETTI DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO SUL BILANCIO ENERGETICO E DI MASSA DEL GHIACCIAIO DEL MANDRONE E SUI DEFLUSSI NEL BACINO DELL'OGLIO.

# BS 3.1. Bilancio di massa del Ghiacciaio del Mandrone nel periodo di controllo 1995-2009

Come terza attività si è completata la simulazione e verifica di un modello di bilancio energetico del Ghiacciaio del Mandrone, di tipo distribuito, con risoluzione di 30 m. Le simulazioni dei flussi di scambio energetico e della fusione di neve e ghiaccio hanno riguardato la stagione 'estiva', collocata convenzionalmente tra il 1° aprile ed il 30 settembre degli anni compresi tra il 1995 ed il 2009. Tenendo conto che l'accumulo delle precipitazioni nevose invernali è stato stimato dalle misure di equivalente in acqua misurato in diverse stazioni nivologiche limitrofe, la differenza tra l'accumulo invernale e la fusione estiva conduce ad una stima del bilancio di massa annuale del ghiacciaio. Un esempio dei risultati ottenuti per sei anni del periodo oggetto di indagine è riportato in Figura 26. Dalla figura emerge la netta differenza tra il 2001, anno in cui il bilancio di massa fu, probabilmente, appena negativo ed il 2003, anno nel quale le elevate temperature estive e le scarse precipitazioni invernali comportarono un bilancio di massa negativo prossimo a -4000 mm/a. Mediamente, nel periodo 1995-2009 il bilancio di massa stimato è stato di –1341 mm/a.





**Figura BS-26.** Bilancio di massa annuale ottenuto dalla differenza tra l'accumulo invernale, stimato dalle misure di equivalente in acqua presso stazioni nivologiche e le simulazioni di bilancio energetico estivo in ciascuno degli anni compresi tra il 1995 ed il 2006.



**Figura BS-27.** Bilancio di massa medio annuo ottenuto dalla differenza tra l'accumulo invernale, stimato dalle misure di equivalente in acqua presso stazioni nivologiche e le simulazioni di bilancio energetico estivo nel periodo 1995-2009.

# BS 3.2. Bilancio di massa del Ghiacciaio del Mandrone nell'ipotesi di cambiamento climatico.

Nel più recente rapporto di valutazione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007) l'area alpina è stata indicata come una tra le più vulnerabili ai futuri cambiamenti climatici previsti, sia per quanto riguarda i sistemi fisici che quelli biologici, con particolare riferimento alla riduzione della disponibilità di risorsa idrica. I cambiamenti climatici degli ultimi 250 anni nell'area alpina sono stati approfonditamente studiati nel progetto HISTALP (Auer et al., 2007; Brunetti et al., 2009). All'interno della Grande Regione Alpina (GAR) sono state identificate orizzontalmente quattro regioni climatiche nord-ovest (NW), nord-est (NE), sud-ovest (SW), sud-est (SE) e un'addizionale regione in senso verticale, data da zone di altitudine superiore ai 1500 metri (figura BS28).



*Figura BS-28.* Suddivisione in subregioni orizzontali per la Grande Regione Alpina: nord-ovest (NW), nordest (NE), sud ovest (SW), sud-est (SE). (Auer et al., 2007).

Dallo studio HISTALP si è osservato un aumento della temperatura media annua per la GAR (avvenuto in 2 diversi passi temporali, di cui l'ultimo in atto) di circa 2°C, tra la fine del 19° secolo e gli inizi del 21°; ciò è avvenuto senza particolari differenze a livello subregionale. Ne risulta che nel secolo passato le temperature siano ivi aumentate più del doppio rispetto alla media globale.

Nel medesimo intervallo temporale non è invece riscontrabile alcun particolare andamento relativo alle precipitazioni sull'area alpina (Beniston et al., 2002). Anche all'interno del progetto STARDEX (Bardossy et al., 2003), riferito al Nord Italia, si è appurata l'effettiva mancanza di una effettiva tendenza precipitativa per le Alpi nell'ultimo secolo.

L'analisi storica della copertura nevosa delle Alpi italiane (Valt et al., 2005) ha inoltre rivelato una grande variabilità della copertura nevosa per il periodo 1920-2005, non individuando una specifica tendenza.

Studi in dettaglio sull'evoluzione futura dell'area alpina sono stati condotti dall'Agenzia Europea per l'Ambiente (EEA Report No 8/2009) e all'interno del progetto ClimChAlp (2007), sulla base delle simulazioni di modelli climatici regionali (RCM) con copertura temporale sino al termine del 21° secolo. Gli RCM costituiscono l'avanguardia nella modellistica climatica, poiché permettono di descrivere quei processi fisici a scala locale che sfuggono ai modelli globali (GCM), vista la risoluzione dell'ordine dei 200-300 km di quest'ultimi. Sono tuttavia ancora pochi i risultati delle simulazioni di RCM disponibili per la ricerca scientifica. L'EEA si è avvalsa del modello CLM (COSMO model in CLimate Mode) del "Deutsche Wetterdienst" (con risoluzione di circa 18 km). Le simulazioni sono riferite agli scenari di emissioni IPCC (SRES) B1 e A1B per il 2000-2100: si tratta di uno scenario ottimista, il B1, e di uno moderatamente pessimista, l'A1B (figura BS29).

A1. Mondo futuro caratterizzato da una crescita economica e demografica molto rapida (con un calo di popolazione mondiale dopo la metà del secolo)
 A1B. Bilancio tra le fonti energetiche fossili e non.

**B1.** Evoluzione demografica simile all'A1 ma con maggiore importanza data alle soluzioni globali per l'economia, alla sostenibilità sociale ed ambientale



#### Medie di più modelli e intervalli valutati per il riscaldamento superficiale

*Figura BS-29.* Scenari climatici individuati dall'IPCC. Sono evidenziati quelli considerati dall'European Environmental Agency nel Report No 8/2009. (IPCC, 2007. Rielaborazione).

Le principali caratteristiche tecniche del modello CLM sono riportate in tabella BS-10. Dal report EEA risulta che la tendenza all'aumento delle temperature in atto è destinata ad accentuarsi ulteriormente. In particolare le zone della Grande Regione Alpina più colpite sarebbero la sottoregione Sud-Occidentale (SW) e la fascia a quote superiori a 1500 m s.l.m. (figura BS30). Il ghiacciaio dell'Adamello ricade in entrambe.



*Figura BS-30.* Cambiamento delle temperature nell'area alpina e sue sottoregioni gli scenari di emissioni, simulati dal modello CLM, A1B e B1 (Lautenschalger et al., 2008)

Lo scenario CLM A1B prevede un aumento di temperatura per l'area alpina di  $3.9^{\circ}$ C entro la fine del ventunesimo secolo, contro l'incremento medio pesato su tutto il territorio europeo di  $3.3^{\circ}$ C. In particolare il riscaldamento è previsto più accentuato alle quote superiori a 1500 metri (+4.2°C), coinvolgendo quindi i rilievi montuosi più alti. In generale tale aumento seguirebbe due distinti trend: un primo, fino alla metà del secolo, meno marcato (circa +1.4°C), seguito da uno, molto più forte, dal 2050 al 2100 (almeno +2.1°C). Secondo lo scenario CLM B1 l'incremento di temperatura entro il 2100 sarebbe meno accentuato: è infatti previsto pari a +2.6°C, con due aumenti di +1°C e +1.6°C per gli intervalli temporali definiti in precedenza.

Il futuro aumento di temperatura varierebbe inoltre significativamente a livello stagionale. Il maggiore incremento è previsto in estate, con una media di +4.8 °C (A1B), con picchi fino a oltre 6 °C per alcune celle della griglia (corrispondenti per il CLM a circa 15 km x23 km), generalmente riferite alle vette più alte. La crescita minore si avrebbe in primavera (mediamente + 2.7 °C, A1B).

Contrariamente a quanto simulato per le temperature, i risultati delle tendenze modellistiche di precipitazione sono ancora gravati da notevoli incertezze. Si hanno spesso infatti differenze tra modelli riferiti ad un medesimo scenario, maggiori che per i diversi scenari SRES relativi a un singolo modello. Una tendenza generalmente condivisa dai vari modelli regionali con copertura sull'area alpina riguarda l'aumento delle precipitazioni invernali a scapito di quelle estive (ClimChAlp, 2007). Nel modello CLM tale tendenza risulta molto accentuata (figura BS31).

Dati di simulazio	ne climatica CLM
Compilazione dei dati	Model and Data Group (M&D), MPI for Meteorology,
	Hamburg
Modello	CLM 2.4.11 (Climate mode of the Local Model of the
	DWD)
	- Modello dinamico;
	<ul> <li>Forzante: ECHAM5/MPIOM,</li> </ul>
	<ul> <li>Caratteristiche: non idrostatico</li> </ul>
Regione del modello	Europa
Periodo di simulazione	1960-2100 (Il run di controllo ha inizio l'1 gennaio
	1955 ore 00:00 UTC. I risultati del modello sono
	messi a disposizione dal 1 Gennaio 1960 ore 00:00
	UTC. I primi 5 anni della simulazione sono la fase di
	spin-up)
Scenari di emissione IPCC simulati	A1B, B1 (dal 2001)
Risoluzione	- 0.165° (data stream 2)
	- 0.200° (data stream 3)
	approssimativamente 20 km
Struttura	<ul> <li>Griglia ruotata del modello (data stream 2 = DS2)</li> </ul>
	<ul> <li>Latitudine/Longitudine regolari (data stream 3 =</li> </ul>
	DS3);
	-Caratteristiche: estrazione di sottoregioni possibile
	solo per il DS3
Formato dei dati	netCDF

Tabella BS-10. Caratteristiche del modello CLM (Hollweg et al., 2008).



G: 3.7, A: 4.0, NW: 4.1, NE: 4.0, SW: 4.0, SE: 4.1, H: 4.2



G: 2.2, A: 2.7, NW: 2.7, NE: 2.2, SW: 3.0, SE: 2.5, H: 3.2

Precipitation



G: 3, A: 5, NW: -1, NE: 5, SW: 8, SE: 13, H: 6



G: 11, A: 10, NW: 16, NE: 24, SW: -2, SE: 8, H: 11



G: 4.6, A: 4.8, NW: 4.8, NE: 4.1, SW: 5.1, SE: 4.7, H: 5.0



G: -33, A: -33, NW: -27, NE: -25, SW: -41, SE: -37, H: -30



*Figura BS-31.* Variazioni stagionali di precipitazioni e temperature entro la fine del 21° secolo, secondo lo scenario A1B CLM. A sinistra: differenza assoluta di temperatura. A destra: differenze relative di precipitazione. Statistiche regionali: G = Greater Alpine Region, A = Alpi, NW = north-western Alps, NE = north-eastern Alps, SW = south-western Alps, SE = south-eastern Alps, H = altitudine maggiore di 1 500 m. Stagioni: Inverno (dicembre, gennaio, febbraio), Primavera (marzo, aprile, maggio), Estate (giugno, Luglio, agosto), Autunno (settembre, ottobre, novembre). (Lautenschalger et al., 2008).

Mentre i cambiamenti relativi alla media annua di deflusso totale saranno con ogni probabilità correlati ai cambiamenti delle precipitazioni (un lieve calo entro la fine del 21° secolo), tale legame non avrebbe modo di sussistere a scala stagionale, soprattutto in

inverno e primavera. In queste stagioni lo scioglimento delle nevi contribuirebbe ai deflussi in modo preponderante rispetto ai soli eventi meteorici. L'aumento delle temperature non dovrebbe portare soltanto ad un aumento delle piogge rispetto alle nevicate, ma porterebbe soprattutto a un più rapido processo di fusione la neve caduta durante l'inverno. Ciò comporterebbe, in media, un aumento del deflusso in area alpina fino al 19% (CLM A1B, figure BS32 e BS33), dovuto prevalentemente allo scioglimento invernale. Si ridurrebbero così, i deflussi da scioglimento nevoso delle stagioni più calde; ne conseguirebbe una riduzione in termini di deflusso in primavera fino al 17%. In estate, per alcune parti della zona centro-meridionale alpina è addirittura previsto un decremento fino al 55% entro la fine del 21° secolo, con evidenti ripercussioni sulla disponibilità idrica per le Alpi stesse e ancor più per le regioni a valle.

Riguardo a futuri eventi siccitosi, al momento non vi è alcuna prova evidente che lunghi periodi di carenza di acqua in una regione siano diventati più frequenti. L'estremamente asciutta e calda estate del 2003 ha comunque dimostrato che anche le Alpi possono soffrire della carenza d'acqua.



*Figura BS-32.* Variazioni nelle precipitazioni e nei regimi di deflusso stagionali secondo diversi scenari di emissioni simulati dal modello CLM (Lautenschalger et al., 2008)

I risultati a scala giornaliera del modello CLM sono stati utilizzati per proiettare il quindicennio 1995-2009 di simulazioni del modello di fusione nivoglaciale PDSLIM (Physically based Distributed Snowmelt Land and Ice Model), di cui si è detto in precedenza, agli scenari B1 e A1B. In particolare si sono considerate 8 celle del modello, di cui una (denominata cella G), contenente per intero il ghiacciaio dell'Adamello ed avente quota media pari a 2168 m s.l.m. (figura BS34).



Snow cover





G: -8, A: 19, NW: 29, NE: -4, SW: 33, SE: 5, H: 128



40, NE: -64, SW: -51, SE: -73, H: -35 50. NW:



Figura BS-33. Cambiamento percentuale di deflussi e copertura nevosa invernali entro la fine del ventunesimo secolo, secondo lo scenario CLM A1B. G = Greater Alpine Region, A = Alpi, NW = northwestern Alps, NE = north-eastern Alps, SW = south-western Alps, SE = south-eastern Alps, H = altitudine maggiore di 1 500 m. (Lautenschalger et al., 2008).



Figura BS-34. Parte della griglia del modello CLM riportata su una carta fisica; nel riquadro rosso più grande la regione selezionata, in quello più piccolo la cella contenente il ghiacciaio dell'Adamello. In giallo l'ubicazione puntuale delle coordinate della cima del Monte Adamello. In rosa i centri di ciascuna cella nel modello CLM

Si è dunque considerato il ventennio di controllo CLM\_1979-2009, confrontandolo con le proiezioni CLM\_2040-2060 e CLM\_2079-2099 (indicate con gli anni mediani 2050 e 2090), per entrambi gli scenari. In particolare sono state analizzate le stesse variabili meteorologiche registrate dalle stazioni meteorologiche nei pressi e sul ghiacciaio del Mandrone, utilizzate come ingresso del modello PDSLIM per le simulazioni 1995-2009. Il confronto tra simulazioni di controllo e proiezioni è stato condotto in termini di rapporto (k) tra le medie mensili ventennali di entrambi. Nel caso delle temperature si è invece adottata la differenza ( $\Delta$ ), sempre tra medie mensili sui ventenni.

Non sono previste variazioni di grossa entità per ciò che riguarda pressione al suolo e velocità dei venti.

La temperatura media giornaliera è stata valutata per tutte le 8 celle considerate. Con una interpolazione lineare dei relativi valori in funzione della quota di ogni cella, sono stati determinati i valori a scala giornaliera della temperatura a 3020 m s.l.m. (figura BS35), quota della principale stazione meteorologica (Passo della Lobbia) di riferimento per la registrazione dei dati.



**Figura BS-35.** Δ-valori ventennali di temperatura media a 2 metri per ciascun mese e annuali da confronto tra simulazione di controllo 1979-1999 e scenari proiettati al 2040-2060, 2079-2099 (quota 3020 m s.l.m.)

Appare netto l'aumento delle temperature rispetto al periodo 1979-1999, più marcato per lo scenario A1B, e comunque forte in entrambi gli scenari nel ventennio di fine ventunesimo secolo. Le variazioni degli altri parametri considerati sono state valutate in corrispondenza della cella contenente il ghiacciaio, operando un confronto anche sulle medie spaziali riferite a tutte le 8 celle.

Le precipitazioni, come visto in precedenza per l'intera Grande Regione Alpina, sono previste anche per la cella G in diminuzione nei mesi estivi e in aumento in quelli invernali (figura BS36).



Figura BS-36: △-valori ventennali di precipitazione per ciascun mese e annuali da confronto tra simulazione di controllo 1979-1999 e scenari proiettati al 2040-2060, 2079-2099 (cella G)

Le proiezioni relative all'umidità relativa vedono quest'ultima in calo, ad eccezione del mese di novembre (in cui contemporaneamente è previsto un cospicuo aumento delle precipitazioni) (figura BS37).



Figura BS-37: △-valori ventennali di umidità relativa media al suolo per ciascun mese e annuali da confronto tra simulazione di controllo 1979-1999 e scenari proiettati al 2040-2060, 2079-2099 (cella G)

La radiazione globale è prevista in leggero aumento nei soli mesi estivi, in calo nelle altre parti dell'anno, soprattutto in primavera, plausibilmente a causa di un aumento della copertura nuvolosa (figura BS38).



*Figura BS-38:* ∆-valori ventennali di radiazione media globale per ciascun mese e annuali da confronto tra simulazione di controllo 1979-1999 e scenari proiettati al 2040-2060, 2079-2099 (cella G)

Gli indici correttivi ricavati per ciascuno scenario e ventennio considerato sono riportati in tabella BS11. Questi sono stati utilizzati come fattori moltiplicativi (additivi nel caso delle temperature) per le serie storiche utilizzate per le simulazioni delle stagioni di fusione tra il 1995 e il 2009. Gli indici kw relativi agli interi semestri invernali sono invece stati utilizzati per la valutazione del bilancio di massa invernale, nell'ipotesi che tutte le precipitazioni cadute in questi sei mesi saranno comunque sempre a carattere nevoso. Ad eccezione dello scenario CLM\_A1B\_2090, il modello PDSLIM è stato quindi sollecitato da un aumento delle precipitazioni invernali. In particolare lo scenario CLM\_B1\_2050 presenta un incremento del 35%.

	Parametro	Fattore correttivo	Mese									
			Α	М	J	J	Α	S				
	T [℃]	∆[°C]	0.15	0.84	1.67	0.44	0.93	1.38				
B1 2050	P [Kg/m²]	K [-]	1.24	0.75	1.00	1.17	0.81	0.76				
D1 2030	UR [%]	K [-]	1.00	1.01	0.99	1.01	1.02	0.98				
	$R_g [W/m^2]$	K [-]	0.93	0.97	0.99	0.97	0.99	1.01				
	T [℃]	∆[°C]	1.80	4.08	4.54	3.00	3.63	3.19				
CLM	P [Kg/m²]	K [-]	1.12	0.67	0.71	0.68	0.70	0.70				
B1 2090	UR [%]	K [-]	0.97	0.92	0.90	0.92	0.97	0.91				
	$R_{g}[W/m^{2}]$	K [-]	0.92	0.99	1.04	1.02	1.04	1.06				
	T [℃]	∆[°C]	1.16	2.38	2.89	1.24	2.15	1.47				
CLM	P [Kg/m²]	K [-]	1.02	0.71	0.93	0.85	0.70	0.67				
A1B 2050	UR [%]	K [-]	0.96	0.93	0.95	1.00	0.98	0.99				
	$R_g [W/m^2]$	K [-]	0.93	0.99	1.02	0.98	1.03	1.01				
	T [℃]	∆[°C]	2.59	6.05	6.45	5.47	5.32	4.74				
CLM	P [Kg/m²]	K [-]	1.17	0.75	0.71	0.64	0.52	0.65				
A1B 2090	UR [%]	K [-]	0.94	0.89	0.87	0.92	0.91	0.91				
	$R_g [W/m^2]$	K [-]	0.86	0.97	1.05	1.01	1.06	1.06				

 
 Tabella BS-11. Variazione dei parametri rispetto alla simulazione di controllo per ogni scenario CLM (aprilesettembre)

Avendo proiettato i bilanci di massa ed energetico annuale a ciascuno scenario CLM (tabella BS12), si sono pertanto ottenute 4 diverse proiezioni di bilancio di massa del ghiacciaio del Mandrone. Tutte in ogni caso amplificano il deficit di bilancio di massa durante la stagione di fusione, ed anche di quello annuale (tabelle BS13 e BS14). L'incremento di precipitazioni invernali, pur nell'ottimistica ipotesi che queste siano totalmente a carattere nevoso, non è in grado di contrastare l'ablazione estiva, dando luogo a bilanci di massa annuali praticamente sempre negativi (figure BS39 e BS40).

	Apr	Mov	lun	Ind	Διια	Son	1st Oct	Socon
	Арі	way	Juli	Jui	Aug	Sep	001	Season
	0	0	- 1	20	46	0		00
	0	0	1	32	40	0		00
Rain Snow	0	43	35	18	3	37		137
Snowfall Snow	78	107	82	3	4	60		334
Evr Ice	0	0	0	-8	-1	2		-8
Evr snow	22	15	9	1	0	6		53
Ice melt	0	0	53	780	693	68		1594
Snow Melt	0	200	601	148	6	64		1019
PEMED	0	0	1	41	47	6		94
PAREA	57	135	109	60	54	98		513
Total melt	0	200	655	969	747	138		2710
WEQsnow	632	689	623	130	0	0	26	606
DWEQs	57	-66	-493	-129	0	26		606
Monthly ICE mass Balance	0	0	-53	-772	-692	-70		-1586
Monthly snow mass balance	57	-66	-493	-129	0	26		-606
Monthly ice+snow mass balance	57	-66	-546	-901	-693	-44		-2192
Cumulative Ice mass balance	0	0	-53	-824	-1516	-1586		-1586
Cumulative snow mass balance	57	-9	-502	-632	-632	-606		-606
Cumulative Ice & snow mass balance	57	-9	-555	-1456	-2148	-2192		-2192

 

 Tabella BS-12..
 Esempio di tabella per il bilancio energetico e di massa mensile, stagionale e annuale (1995\_A1B\_2050) fornita dalla simulazione del modello PDSLIM

	Bilancio d	di massa	stagione	e invern	ale	Bilancio d	li massa	stagion	e di fusi	one
	Simulazione di controllo	B1 2050	B1 2090	A1B 2050	A1B 2090	Simulazione di controllo	B1 2050	B1 2090	A1B 2050	A1B 2090
1995	658	896	773	632	709	-1187	-1721	-3142	-2192	-4267
1996	642	875	755	616	692	-754	-1236	-2759	-1854	-3766
1997	711	967	835	683	766	-2475	-3166	-4866	-3660	-6654
1998	620	844	729	596	668	-1727	-2140	-3670	-2801	-4745
1999	545	744	642	524	588	-1667	-2455	-4089	-3067	-5258
2000	537	728	629	516	578	-1948	-2921	-5503	-3930	-7268
2001	1458	1978	1710	1402	1570	-1139	-1687	-3159	-2380	-4757
2002	323	437	378	311	347	-2051	-2798	-4691	-3536	-6071
2003	601	812	704	578	646	-3651	-4461	-6411	-5096	-7890
2004	1022	1388	1200	983	1101	-2874	-3681	-5978	-4489	-7802
2005	323	445	382	309	349	-2056	-2825	-4606	-3594	-5713
2006	640	871	753	615	690	-2025	-2873	-4881	-3654	-6170
2007	309	417	362	297	332	-1408	-2789	-4856	-3608	-6249
2008	582	787	681	560	626	-3046	-4670	-6701	-5477	-8287
2009	1172	1585	1373	1128	1262	-2246	-3851	-6074	-4672	-7952
Media	676	918	794	650	728	-2017	-2885	-4759	-3601	-6190

Tabella BS-13. Bilanci di massa stagionali per gli anni 1995-2009: Simulazione di controllo e scenari SRES.

 Tabella BS-14. Bilanci di massa annuali per gli anni 1995-2009, ottenuti come somma algebrica di quelli stagionali: Simulazione di controllo e scenari SRES.

		Bilancio di	massa annuale		
	Simulazione di controllo	B1 2050	B1 2090	A1B 2050	A1B 2090
1995	-529	-825	-2369	-1560	-3558
1996	-112	-361	-2004	-1238	-3074
1997	-1764	-2199	-4031	-2977	-5888
1998	-1107	-1296	-2941	-2205	-4077
1999	-1122	-1711	-3447	-2543	-4670
2000	-1411	-2193	-4874	-3414	-6690
2001	319	291	-1449	-978	-3187
2002	-1728	-2361	-4313	-3225	-5724
2003	-3050	-3649	-5707	-4518	-7244
2004	-1852	-2293	-4778	-3506	-6701
2005	-1733	-2380	-4224	-3285	-5364
2006	-1385	-2002	-4128	-3039	-5480
2007	-1099	-2372	-4494	-3311	-5917
2008	-2464	-3883	-6020	-4917	-7661
2009	-1074	-2266	-4701	-3544	-6690
Media	-1341	-1967	-3965	-2951	-5462



Figura BS-39. Bilanci di massa invernali ed estivi (simulazione di controllo e scenari SRES) per il ghiacciaio Mandrone: il contributo dell'accumulo invernale è minoritario rispetto al deficit estivo.



Figura BS-40. Bilanci di massa annuali mediati sull'area glacializzata ed andamento cumulato nei 15 anni (simulazione di controllo e scenari SRES)

Appare evidente la correlazione tra incremento di temperature e accelerazione dei processi di fusione. In figura BS41 è riportato un grafico a doppio asse fornente l'andamento delle temperature medie ventennali a quota 3020 m s.l.m. ricavate dalle simulazioni CLM, e quello dei bilanci di massa annuali, di controllo e in proiezione. In questo modo è visualizzabile l'effettivo legame tra i due processi fisici. Come si può notare esso risulta molto evidente, non solo in termini di andamento stagionale, ma anche dal punto di vista del bilancio di massa proiettato dai diversi scenari. Sembra essere proprio la

temperatura il fattore discriminante, al di là dell'importanza di tutte le altre variabili meteorologiche considerate.



*Figura BS-41*. Bilanci di massa annuali mediati sull'area glacializzata nei 15 anni considerati (simulazione di controllo e scenari SRES) ed andamento delle temperature medie ventennali a quota 3020 m s.l.m. da elaborazioni CLM.

Al di là delle incertezze relative al modello di fusione (legate in particolare alla stima delle precipitazioni e a quella dei flussi energetici turbolenti) va dunque considerato che le proiezioni future del bilancio di massa del ghiacciaio rispondono principalmente ad una forte sollecitazione costituita dall'aumento delle temperature medie estive previsto dal modello climatico regionale.

Il bilancio di massa medio per ciascun scenario è rappresentato spazialmente dalle seguenti mappe (figura BS-42. a,b,c,d):





*Figura BS-42*. Bilancio di massa medio annuale 1995-2009 (mm) proiettato al 2050 dallo scenario CLM\_B1 (a); al 2090 dallo scenario CLM\_B1 (b); al 2050 dallo scenario CLM\_A1B (c); al 2090 dallo scenario CLM\_A1B (d)

Dalle immagini soprastanti si può notare come le proiezioni non prevedano sostanzialmente alcuna zona presentante bilancio di massa annuale positivo. Risultano minoritarie le aree in deficit annuale inferiore, in valore assoluto, a 2000 mm equivalenti in acqua. La punta settentrionale della vedretta del Mandrone e la lingua discendente dal

Monte Venerocolo paiono destinate al completo ritiro, evidente già oggi con temperature ben inferiori a quelle delle proiezioni. In figura BS43 è riportata una suddivisione (assolutamente semplificativa) della porzione di superficie del ghiacciaio oggetto di studio in zone che in futuro potrebbero risentir in maniera diversa degli effetti dei mutamenti climatici, qualora questi si presentassero come sono attualmente previsti dai modelli (o comunque se proseguisse l'attuale tendenza di ritiro). Le parti più vulnerabili sarebbero quelle appena citate. Il ghiaccio sui pendii dovrebbe invece presentare maggiore resistenza alla fusione, più che in tutte le rimanenti aree del ghiacciaio, visto il minor angolo di incidenza della radiazione solare.



**Figura BS-43.** Suddivisione del ghiacciaio Mandrone in zone a diversa vulnerabilità ai possibili futuri mutamenti climatici (Verde= medio-bassa; Giallo= medio-alta; Viola= alta) (Google Earth, rielaborazione).

# BS 3.3. Effetti del cambiamento climatico sul regime dei deflussi nel bacino dell'Oglio

Per valutare i possibili effetti del cambiamento climatico sui regimi dei deflussi nel bacino dell'Oglio, sono stati simulati i deflussi mensili nel bacino chiuso alla traversa di Sarnico, allo sbocco del Lago d'Iseo (Barontini et al., 2009; Ranzi et al., 2009). Il modello climatico scelto per le simulazioni è stato il modello PCM-NCAR, in grado di meglio riprodurre il regime termico e delle precipitazioni rispetto all'ECHAM ed al modello di HADLEY. Nonostante un leggero aumento delle precipitazioni le maggiori perdite per evapotraspirazione comporterebbero, secondo lo scenario pessimistico A2, una diminuzione dei deflussi del 7% e del 13%, rispettivamente, per la metà e la fine del XXI secolo (Figura BS 44). In virtù della significativa capacità di regolazione dei serbatoi, questa diminuzione si riflette anche sulla producibilità idroelettrica.



Simulated runoff after PCM (1979-1999) Simulated runoff after PCM\_A2 (2040-2060) Simulated runoff after PCM\_A2 (2079-2099) **Figura BS-44.** Regime delle precipitazioni e dei deflussi nella situazione attuale ed a seguito di un cambiamento del clima, secondo le proiezioni modello PCM, scenario A2.

# BS 4. VERIFICA DI UNA APPLICAZIONE DEL TELERILEVAMENTO ALLA PREVISIONE DEI DEFLUSSI NEL BACINO DELL'OGLIO.

Agli scopi della gestione della risorsa idrica è stata, infine, effettuata una verifica di una metodologia di previsione degli afflussi nel bacino dell'Oglio chiuso al lago di Iseo, basata sull'utilizzo di mappe di copertura nivale misurata da satellite. Il metodo, messo a punto a seguito di una linea di ricerca avviata nel lontano 1992, si fonda sulla correlazione individuata tra la frazione di area innevata, rilevata dall'elaborazione di immagini NOAA-AVHRR e MODIS ed i volumi di deflusso misurati nel bacino dell'Oglio nel successivo periodo delle morbide primaverili ed estive. In base alla frazione di area innevata, stimata dal team di ARPA Lombardia coinvolto nel progetto Caripanda, sono stati previsti i successivi volumi di deflussi, e, in due occasioni, le stime sono state comunicate in anticipo anche ad ARPA ed al Consorzio dell'Oglio. I risultati della verifica effettuata a posteriori in base ai dati misurati, sono rappresentati in Figura 45.

Rainfall and Runoff regimes for Oglio@Sarnico (1840 km<sup>2</sup>)

VERIFICA 2007



*Figura BS-45.* Confronto tra i deflussi misurati e quelli previsti in base alla frazione innevata del bacino dell'Oglio, chiuso a Sarnico, stimata in base ad immagini MODIS. In rosso rappresentate le previsioni comunicate in anticipo ad ARPA Lombardia.

# CONCLUSIONI

L'U.O. dell'Università di Brescia ha svolto attività sperimentale in situ, sul Ghiacciao dell'Adamello, e di simulazione numerica per la stima del bilancio di massa ed energetico del Ghiacciaio. Ha inoltre stimato il possibile impatto del cambiamento climatico sul regime dei deflussi nel bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico.

L'attività sperimentale in pieno campo è consistita nell'effettuazione di due campagne di misure ablatometriche nel 2007 e 2008 e di un sopralluogo di verifica il 5 ottobre 2009. Inoltre nel 2008 è stata installata una stazione micrometeorologica sul Ghiacciaio del Mandrone.

I risultati delle misure di ablazione condotte nella campagna del 2007, riportati in Figura 16, mostrano come sia possibile stimare in 7 mm/( $^{\circ}$ C d) il fattore di fusione per il ghiacciaio del Mandrone. I tassi di ablazione osservati sono stati dell'ordine 5.7 mm/d nel mese di luglio 2007 nella zona a valle del Passo della Lobbia, di 3-3.5 mm/d nel mese di agosto 2007 e di 2.5-3 mm/d nel periodo compreso tra il 1° agosto ed il 15 settembre 2007.

Dall'analisi delle misure di ablazione effettuate nel 2008 emerge come nel mese di luglio, per le paline poste tra i 2600 ed i 2900 metri di quota il tasso di ablazione si sia mantenuto compreso tra i 32 ed i 57 mm/d. Presso la palina n. 14, alla stazione per le misure di eddy-correlation, le misure di ablazione sono proseguite l'11 agosto, con altezza del ghiaccio misurata di 63 cm e tasso di ablazione di 51 mm/d.

Una seconda serie di paline, a quote più elevate rispetto al primo gruppo è stata oggetto di misure di ablazione nel corso dei sopralluoghi effettuati il 24/7/2008, l'11/8/2008 e il 6/9/2008. I tassi di ablazione sono risultati dell'ordine di 37-63 mm/d nel periodo compreso tra il 24 luglio e l'11 agosto 2008.

Dal 14 giugno al 29 settembre 2008 è stata installata una stazione micrometeorologica sul ghiacciao del Mandrone che ha permesso di misurare radiazione, albedo, flusso termico e componenti turbolente della velocità del vento e della concentrazione di CO2 e di vapore d'acqua.

Dai calcoli effettuati con il modello di bilancio energetico PDSLIM (*Physically based Distributed Snowmelt Land and Ice Model; Ranzi et al., 2009*) è stato calcolato un bilancio di massa medio per il Ghiacciaio del Mandrone nel periodo nel periodo 1995-2009 corrispondente ad una perdita di equivalente in acqua di 1341 mm/a.

La proiezione futura del bilancio energetico effettuata assumendo la medesima variabilità meteorologica del periodo 1995-2009, ma applicando, in modo additivo o moltiplicativo, le variazioni delle variabili meteorologiche previste dal modello regionale CLM proietterebbe al 2050 una perdita di massa media di 2885 mm/a e di3601 mm/a secondo lo scenario B1 e A1B, rispettivamente. Ancora più pessimista la proiezione al 2090 con una perdita di massa media di 4759 e 6190 mm secondo i due scenari.

Per valutare i possibili effetti del cambiamento climatico sui regimi dei deflussi nel bacino dell'Oglio, sono stati simulati i deflussi mensili nel bacino chiuso alla traversa di Sarnico, allo sbocco del Lago d'Iseo (Barontini et al., 2009; Ranzi et al., 2009). Il modello climatico scelto per le simulazioni è stato il modello PCM-NCAR, in grado di meglio riprodurre il regime termico e delle precipitazioni rispetto all'ECHAM ed al modello di HADLEY. Nonostante un leggero aumento delle precipitazioni le maggiori perdite per evapotraspirazione comporterebbero, secondo lo scenario pessimistico A2, una diminuzione dei deflussi del 7% e del 13%, rispettivamente, per la metà e la fine del XXI secolo (Figura BS 44). In virtù della significativa capacità di regolazione dei serbatoi, questa diminuzione si riflette anche sulla producibilità idroelettrica.

#### **RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI**

Auer I., Bohm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schoner W., Ungersbock M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Muller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E., 2007, *"Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region 1760–2003"*, International Journal of Climatology 27, pp. 17–46.

Bárdossy A., Anagnostopoulou C., Cacciamani C., 2003, "Trends in extreme daily precipitation and temperature across Europe in the 2nd half of the 20th century". Deliverable D9 of STARDEX project : STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions.

Beniston M., Jungo P., 2002, "Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the alpine region in response to the behaviour of the North Atlantic Oscillation", Theoretical and Applied Climatology, Vol. 71, p 29-42.

Brunetti M., Lentini, G., Maugeri M., Nanni T., Auer I., Böhm R., Schöner W., 2009, *"Climate variabilità and change in the Great Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis"*, International Journal Of Climatology

ClimChAlp, 2007, "Interreg III b Alpine Space, Work Package 5", responsible: S. Castellari (CMCC/INGV, Italy), Climate Change Assessment Report.

EEA - European Environment Agency, 2009, "*Regional climate change and adaptation: the Alps facing the challenge of changing water resources*", EEA Report No 8/2009

Hollweg H.D., Böhm U., Fast I., Hennemuth B., Keuler K., Keup-Thiel E., Lautenschlager M., Legutke S., Radtke K., Rockel B., Schubert M., Will A., Woldt M., Wunram C., Hamburg, 2008, "*Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios*", Technical Report No. 3

IPCC, 2007: "Summary for Policymakers". In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. and Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Lautenschlager M., Keuler K., Wunram C., Keup- Thiel E., Schubert M., Will A., Rockel B., Boehm U. (EURAC), 2008, "*Climate simulation with CLM, climate of the 20th century, data stream 3: European region MPI-M/MaD*", World Data Center for Climate

Valt M., Cagnati A., Crepaz A., 2005, "*Recent trend of snow precipitation on Italian Alps*", AINEVA - Neve e Valanghe, Vol. 56, p. 24 – 31.

# AGENZIA REGIONALE PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE - LOMBARDIA

**ARPA:** Stime puntuali e da remoto per la valutazione dei volumi glaciali e nivali e del bilancio idrologico dell'area dell'Adamello

Dario Bellingeri, Ombretta Martinelli e Roberto Serra



L'area glacializzata dell'Adamello, sullo sfondo la Val d'Avio Immagine satellitare IKONOS, ottobre 2007

# ARPA 1. PARTE IDROLOGICA

# ARPA 1.1. Analisi Preliminari

Nei paragrafi seguenti vengono riportate sinteticamente le analisi preliminari sui dati di base di tipo idrologico, effettuate nel corso del primo anno di progetto.

# ARPA 1.1.1. Analisi dei dati di base

Lo scopo del progetto è di valutare l'evoluzione della disponibilità di risorsa idrica per il sistema Parco dell'Adamello, con particolare attenzione alla determinazione di scenari verosimili, in relazione alle evoluzioni climatiche in atto, così da fornire un utile strumento di supporto alle decisioni.

Per questo motivo il primo passo è stato il recupero delle serie storiche termopluviometriche, nivometriche ed idrometriche, per una finestra temporale il più ampia possibile. Con particolare interesse alla componente glaciologica e nivale, di grande rilievo per il bilancio idrico del parco.

Le serie così ritrovate saranno utilizzate per descrivere la disponibilità e la distribuzione spaziale e temporale della risorsa idrica nel territorio del parco, tramite indici climatici ed idrologici di sintesi.

Sono state realizzate due diverse finestre di consistenza dei dati a disposizione: una denominata "**IDROLOGICA**", contenente le stazioni appartenenti ad un area limitata alla zona del Parco dell'Adamello e l'altra "**CLIMATOLOGICA**" di area più estesa. La diverse denominazione delle finestre dipende dai diversi obiettivi di ciascuna: la finestra idrologica contiene stazioni pluvio, termo, idro e nivo necessarie per effettuare il bilancio idrologico del parco, mentre la finestra climatologica ha come scopo l'analisi climatologica dell'intera area del bacino del fiume Oglio.

I campi analizzati sono stati: l'ente gestore, il nome della stazione, la quota, il periodo di funzionamento dello strumento, la tipologia del sensore, le coordinate in Gauss-Boaga e la tipologia della finestra di appartenenza (climatologica o idrologica). Si riporta la mappa con l'individuazione delle diverse finestre e un estratto della consistenza delle stazioni per la finestra climatologica (C) e idrologica (I).



ENTE	FINESTRA	NOME	QUOTA	DAL_	AL	SENSORE	TIPOLOGIA	CGB_NORD	CGB_EST
ARPA	С	Alpe Costa	1972	27/10/1989	OGGI	Pluviometro	Automatico	5118320	1568470
ARPA	С	Alpe Costa	1972	31/12/1989	OGGI	Nivometro	Automatico CMG	5118320	1568470
ARPA	С	Alpe Gera	2115	01/01/1987	31/12/2004	Pluviometro	meccanico carta	5129320	1572853
ARPA	С	Alpe Gera	2115	01/01/1987	31/12/2004	Termometro	meccanico carta	5129321	1572853
ARPA	С	Alpe Gera	2115	01/01/1987	31/12/2004	Nivometro	meccanico carta ex-ld	5129321	1572853
ARPA	С	Aprica	1196	01/01/1988	31/12/2005	Termometro	meccanico info	5111774	1588605
ARPA	С	Aprica	1196	01/01/1991	31/12/2005	Nivometro	meccanico info Gadi	5111774	1588605
ARPA	С	Aprica	1196	01/01/1920	31/12/2005	Pluviometro	meccanico info	5111774	1588605
ARPA	С	Aprica	1950	01/01/2004	OGGI	Nivometro	Automatico Bormio	5109119	1588734
ARPA	С	Aprica *	1950	01/01/2004	OGGI	Pluviometro	Automatico	5111234	1589565
ARPA	С	Aprica *	1950	01/01/2004	OGGI	Termometro	Automatico	5111234	1589565
ARPA	С	Aprica Magnolta	1950	01/01/1972	31/12/2005	Nivometro	meccanico info Bormio	5109381	1588051
ARPA	С	Aquilone	1082	24/11/1987	OGGI	Pluviometro	Automatico	5139560	1604160
ARPA	С	Aquilone	1082	24/11/1987	OGGI	Idrometro	Automatico	5139560	1604160
ARPA	С	Arnoga	1880	01/01/2002	31/12/2004	Nivometro	meccanico info Gadi	5149381	1596219
ARPA	С	Arnoga	1880	01/01/1987	31/12/2005	Pluviometro	meccanico info	5149381	1596219
ARPA	С	Arnoga	1880	01/01/1990	31/12/2005	Termometro	meccanico info	5149381	1596219
ARPA	С	Arnoga	1880	02/05/1988	OGGI	Pluviometro	Automatico	5145800	1595400
ARPA	С	Barbellino	1880	01/01/1982	31/12/2005	Nivometro	meccanico info Bormio	5101767	1580562
ARPA	С	Bessimo	224	01/01/1957	31/12/1965	Idrometro	meccanico carta	5082540	1592246
ARPA	С	Bessimo	224	01/01/1979	31/12/2004	Nivometro	meccanico carta ex-ld	5082540	1592246
ARPA	С	Bessimo	224	01/01/1987	31/12/2005	Pluviometro	meccanico info	5082540	1592246
ARPA	1	Bienno	501	01/01/1996	31/12/2001	Pluviometro	meccanico info	5098198	1599978
ARPA	1	Bienno *	501	01/01/2004	OGGI	Pluviometro	Automatico	5088825	1599776
ARPA	1	Bienno *	501	01/01/2004	OGGI	Termometro	Automatico	5088825	1599776
ARPA	С	Bormio	1307	01/01/1973	31/12/2005	Nivometro	meccanico info Bormio	5143992	1606730
ARPA	С	Bormio	1307	01/01/1988	31/12/2005	Termometro	meccanico info	5147813	1605123
ARPA	С	Bormio	1307	01/01/1933	31/12/2005	Pluviometro	meccanico info	5147813	1605123
ARPA	С	Bormio	1225	01/11/1993	OGGI	Pluviometro	Automatico	5147330	1605380
ARPA	С	Bormio	1225	01/11/1993	OGGI	Termometro	Automatico	5147330	1605380
FORALPS-serie Kyoto	С	Bormio	1	1913	2003	Pluviometro			
ARPA	С	Bovegno *	572	01/01/2004	OGGI	Pluviometro	Automatico	5071275	1598828
ARPA	С	Bovegno *	572	01/01/2004	OGGI	Idrometro	Automatico	5071275	1598828
ARPA	1	Breno	342	09/06/1992	OGGI	Pluviometro	Automatico	5090096	1600850
ARPA		Breno	342	09/06/1992	OGGI	Termometro	Automatico	5090096	1600850
ARPA	С	Cam Boer	2114	25/01/1988	OGGI	Nivometro	Automatico CMG	5137520	1602380
ARPA	С	Camboer	2114	13/03/1988	OGGI	Pluviometro	Automatico	5137520	1602380
ARPA	С	Campo Franscia	1650	28/10/1989	24/02/1999	Pluviometro	Automatico	5126810	1569650
ARPA	С	Campo Franscia	1650	18/01/2001	OGGI	Nivometro	Automatico CMG	5126810	1569650
ARPA	С	Campo Moro	1976	01/01/1996	31/12/1996	Termometro	meccanico info	5128470	1571437
ARPA	ċ	Campo Moro	1976	01/01/1974	31/12/2005	Nivometro	meccanico info Bormio	5128154	1571450
ABPA	ċ	Campo Moro	1976	01/02/1990	OGGI	Nivometro	Automatico CMG	5128154	1571450
ABPA	- C	Campo Moro *	1976	28/10/1989	OGGI	Pluviometro	Automatico	5128460	1571450
,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	Ű	Sampe More	1070	20/10/1000	000	11011011010	ratematice	0120100	107 1400

Figura ARPA-1. Mappa con l'individuazione delle diverse finestre e un estratto della consistenza delle stazioni per la finestra climatologica (C) e idrologica (I).

#### ARPA 1.1.2. *Caratterizzazione dei bacini*

Il passo successivo è stato scegliere i **bacini idrografici** per i quali eseguire il bilancio idrologico. Sulla base dei dati a disposizione, della loro distribuzione spaziale e della conoscenza dei dati di gestione degli invasi di proprietà di ENEL, dei quali si parlerà nella prossima sezione, si sono scelti i seguenti bacini:

- 1. Benedetto
- 2. Miller
- 3. Pantano
- 4. Salarno
- 5. Baitone



Figura ARPA-2. Bacini idrografici.

## ARPA 1.1.3. Analisi dei dati di gestione degli invasi

Per ciascun bacino si sono analizzati ed elaborati i dati storici di invaso di ENEL. Tali grandezze riguardano:

- 1. Altezza del manto nevoso
- 2. Densità della neve al suolo
- 3. Pioggia
- 4. Livelli di invaso
- 5. Temperatura massima
- 6. Temperatura minima
- 7. Temperatura istantanea
- 8. Portata

Le dighe a disposizione sono:

- 1. Arno
- 2. Baitone
- 3. Benedetto
- 4. Campellio
- 5. Dosazzo
- 6. Lago Avio
- 7. Miller
- 8. Pantano D'Avio
- 9. Salarno
- 10. Venerocolo

Si riporta la mappa degli impianti e dei collegamenti analizzati e un estratto della consistenza dei dati ENEL.



Luogo	Nome stazione	Variabile	Quota	CGB_Est	CGB_Nord	Dal	AI	Aggregazione	
ARNO	MTT01	H,D	1820	1610656	5100393.1	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	MTT02	Н	1980	1611050	5100646.7	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	MTT03	H,D	1950	1613290	5099889.8	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	MTT04	H,D	2040	1610346	5099878.5	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	MTT05	H,D	2150	1615670	5105104.4	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	MTT06	H,D	2185	1616276	5104593.5	1967	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	L	1820	1610652	5100416	1966	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	Р	1820	1610652	5100416	1966	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	TMAX	1820	1610652	5100416	1966	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	TMIN	1820	1610652	5100416	1966	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	Н	1820	1610652	5100416	1966	2007	Giornaliera	
ARNO	Arno Diga	L	1820	1610652	5100416	2000	2007	6 ore	
ARNO	Arno Diga	Р	1820	1610652	5100416	2000	2007	6 ore	
ARNO	Arno Diga	T ist	1820	1610652	5100416	2000	2007	6 ore	
BAITONE	MRR01	Н	2520	1611285	5112286.7	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	MRR02	Н	2470	1611232	5111787.2	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	MRR03	Н	2540	1611652	5111692.6	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	MRR04	H,D	2315	1610955	5111458	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	MRR05	Н	2270	1610664	5110901.7	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	MRR06	H,D	2220	1612919	5109978.4	1967	2007	Giornaliera	
BAITONE	Baitone Diga	L	2280	1610514	5110708	1966	2007	Giornaliera	
BAITONE	Baitone Diga	Р	2280	1610514	5110708	1966	2007	Giornaliera	

Figura ARPA-3. Mappa degli impianti ed estratto della consistenza dei dati ENEL

### ARPA 1.1.4. Bilancio idrologico annuo

Una volta raccolti ed analizzati i dati a disposizione si è eseguito un bilancio idrologico annuo speditivo sui bacini di interesse. L'equazione di bilancio utilizzata è stata del tipo:

$$P = Q + DELTA V + ET$$

Dove:

*P* = precipitazione spazializzata, intesa come neve + pioggia;

Q = portata che defluisce dalla sezione di chiusura del bacino;

DELTA V = variazione del volume invasato;

ET = evapotraspirazione, per il momento si è supposta nulla

Ciascuna variabile in gioco è stata accuratamente analizzata e validata. Si riportano i risultati preliminari per ciascun bacino idrografico per alcuni anni campione.

### 1. Bacino del Benedetto



bilancio an	bilancio annuo da ottobre a settembre										
Data	delta V1 (Mmc)	delta V2 (Mmc)	delta V3 (Mmc)	Q2 (Mmc)	<b>CB (Mmc)</b>	Aff. (Mmc)	DELTA	ENTRATE	LECITE	C	perdite
2002	-0.39	-0.58	2.13	22.80	22.03	34.00	1.16	56.03	23.95	0.43	32.08
2003	-9.49	-0.69	-6.04	24.34	23.18	65.96	-16.22	89.14	8.12	0.09	81.02
2004	8.59	1.13	5.84	10.15	20.40	63.95	15.57	84.35	25.72	0.30	58.62
2005	-4.54	-1.37	-5.68	42.97	19.43	33.77	-11.59	53.20	31.39	0.59	21.81
2006	3.75	0.85	4.71	24.15	21.26	34.31	9.30	55.57	33.45	0.60	22.12

Figura ARPA-4 e Tabella ARPA-1. Risultati per il bacino del Benedetto per alcuni anni campione.

## 2. Bacino del Miller



bilancio ani	nuo da ottobre a								
Data	delta V5 (Mmc)	Q4 (Mmc)	Q5 (Mmc)	Aff. (Mmc)	DELTA	ENTRATE	USCITE	с С	perdite
2002	0.08	9.13	21.83	9.18	0.08	18.31	21.91	1.20	-3.60
2003	0.00	7.42	19.68	13.90	0.00	21.32	19.68	0.92	1.63
2004	0.00	8.11	13.10	17.82	0.00	25.93	13.10	0.51	12.83
2005	-0.08	5.81	9.33	9.57	-0.08	15.38	9.26	0.60	6.13
2006	0.08	5.68	17.98	10.87	0.08	16.55	18.06	1.09	-1.51

Figura ARPA-5 e Tabella ARPA-2. Risultati per il bacino del Miller per alcuni anni campione.

## 3. Bacino del Pantano



bilancio an	ilancio annuo da ottobre a settembre								
Data	delta V1 (Mmc)	delta V2 (Mmc)	Q1 (Mmc)	Aff. (Mmc)	DELTA	ENTRATE	USCITE	с С	perdite
2002	0.00	0.00	17.85	13.82	0.00	13.82	17.85	1.29	-4.02
2003	0.41	0.00	13.59	34.62	0.41	34.62	14.00	0.40	20.62
2004	-0.38	0.00	27.10	31.43	-0.38	31.43	26.73	0.85	4.71
2005	0.05	-0.03	16.09	11.48	0.02	11.48	16.11	1.40	-4.63
2006	-0.06	0.00	9.99	15.49	-0.06	15.49	9.92	0.64	5.57

Figura ARPA-6 e Tabella ARPA-3. Risultati per il bacino del Pantano per alcuni anni campione.
# 4. Bacino del Salarno



bilancio annuo da ottobre a settembre										
Data	delta V6 (Mmc)	delta V7 (Mmc)	Q5 (Mmc)	Q9 (Mmc)	Aff. (Mmc)	DELTA	ENTRATE	USCITE	С	perdite
2002	-0.73	-0.53	21.83	7.38	17.64	-1.27	39.47	6.12	0.15	33.35
2003	-6.49	0.11	19.68	14.48	24.24	-6.38	43.92	8.10	0.18	35.83
2004	1.78	0.26	13.18	13.06	32.66	2.04	45.84	15.10	0.33	30.74
2005	-0.86	-0.20	9.33	7.98	21.97	-1.07	31.30	6.92	0.22	24.38
2006	1.13	0.09	17.98	6.37	22.12	1.22	40.10	7.59	0.19	32.51

Figura ARPA-7 e Tabella ARPA-5. Risultati per il bacino del Salarno per alcuni anni campione.

### 6. Bacino del Baitone



bilancio annuo da ottobre a settembre								
Data	delta V4 (Mmc)	Q4 (Mmc)	Aff. (Mmc)	DELTA	ENTRATE	USCITE	С	perdite
2002	-2.28	9.13	18.81	-2.28	18.81	6.86	0.36	11.96
2003	-0.92	7.42	36.26	-0.92	36.26	6.50	0.18	29.76
2004	-1.22	8.17	41.98	-1.22	41.98	6.95	0.17	35.03
2005	1.41	5.81	17.71	1.41	17.71	7.22	0.41	10.49
2006	-0.64	5.68	8.00	-0.64	8.00	5.04	0.63	2.96

Figura ARPA-8 e Tabella ARPA-6. Risultati per il bacino del Baitone per alcuni anni campione.

Le elaborazioni preliminari conducono alle seguenti considerazioni:

- 1. I bilanci effettuati con metodi semplificati hanno evidenziato la necessità di approfondire la stima degli afflussi;
- 2. per giungere alla definizione di bilanci mensili occorre studiare in dettaglio la dinamica degli accumuli e della fusione di neve e ghiaccio;
- 3. occorre valutare l'opportunità di effettuare misure di portata di precisione sui principali affluenti degli invasi.

# ARPA 1.1.5. *Bilancio idrologico mensile*

Per passare ad una analisi a scala mensile è necessario fare una distinzione tra gli afflussi nella fase di accumulo e quelli nella fase di fusione; si fanno le seguenti ipotesi semplificative:

*<u>Fase di accumulo</u>:* si suppone vada dal 1 ottobre al 30 aprile, che non vi sia fusione e che quindi lo swe sia sempre in aumento, si conservi e non contribuisca agli afflussi.

### Afflusso netto = A – SWE mese

Dove:

*A* = precipitazioni al pluviometro riscaldato, quindi pioggia+neve; *SWE mese* = neve che si accumula

*<u>Fase di fusione</u>:* si suppone vada dal 1 maggio al 30 settembre, che lo swe costituisca afflusso, e che non vi siano più nuove nevicate.

Afflusso netto = A + SWE fuso

Dove: *A* = solo pioggia; *SWE fuso* = neve che si fonde

Analizzati gli afflussi e presi in considerazione i deflussi (variazione dei volumi di invaso e portate derivate e turbinate) si calcola il coefficiente di deflusso, come:

### *C* = *deflussi/afflussi*

Tenendo conto che 0 < C < 1 se annuo; C può essere > 1 se mensile, in fase di fusione o in caso di elevate precipitazioni.

Di seguito si riportano le equazioni di bilancio idrologico mensile utilizzate per i bacini del lago Benedetto, del Baitone e del Pantano.

1. Bacino del Benedetto



data	Α	SWE	A netto	delta V1 (mm)	delta V2 (mm)	delta V3 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	A_mese	deflussi (mm)	PERDITE	С
ott-00	378.0	0.0	378.0	6.14	12.99	-23.67	115.35	116.35	498.89	115.35	383.54	0.23
nov-00	525.0	91.3	433.7	-46.85	-31.77	12.19	96.68	31.53	531.66	96.68	434.98	0.18
dic-00	111.0	35.2	75.8	-13.48	-48.10	-34.01	72.36	14.80	186.19	72.36	113.83	0.39
gen-01	239.0	96.0	143.0	-74.22	1.51	-79.23	132.82	8.59	303.53	132.82	170.70	0.44
feb-01	21.0	-62.2	83.2	-80.19	0.07	36.32	35.77	4.42	131.45	35.77	95.68	0.27
mar-01	263.0	80.5	182.5	-88.72	0.00	-107.22	148.74	4.50	382.92	148.74	234.18	0.39
apr-01	141.0	-81.9	222.9	-64.02	0.00	-10.35	46.15	5.69	302.96	46.15	256.81	0.15
mag-01	103.0	32.1	135.1	-34.62	34.41	199.25	134.13	148.33	84.44	134.13	-49.69	1.59
giu-01	226.0	37.5	263.5	186.25	26.76	-4.44	117.02	246.31	301.20	117.02	184.18	0.39
lug-01	203.0	51.7	254.7	215.33	38.82	-11.27	180.90	285.43	297.29	180.90	116.39	0.61
ago-01	156.0	57.7	213.7	-11.09	-7.86	-69.21	230.77	250.48	552.35	230.77	321.58	0.42
set-01	151.0	20.9	171.9	2.14	-42.10	-44.76	132.64	67.90	324.57	132.64	191.93	0.41
ott-01	104.0	0.0	104.0	-14.18	-2.57	6.04	131.75	55.26	169.97	131.75	38.22	0.78
nov-01	18.0	6.6	11.4	-48.95	-45.65	-43.86	90.77	17.18	167.04	90.77	76.27	0.54
dic-01	1.0	-5.5	6.5	-80.24	0.00	-80.72	88.13	11.16	178.62	88.13	90.49	0.49
gen-02	11.0	8.4	2.6	-100.51	0.00	-20.83	73.29	3.79	127.74	73.29	54.45	0.57
feb-02	85.0	51.2	33.8	-103.55	-0.02	-28.33	29.45	3.90	169.57	29.45	140.12	0.17
mar-02	104.0	18.3	85.7	-137.97	0.00	0.00	1.19	4.61	228.28	1.19	227.09	0.01
apr-02	89.8	-73.1	162.9	-5.68	0.00	0.00	0.37	5.73	174.28	0.37	173.91	0.00
mag-02	108.8	0.6	109.4	2.75	17.01	-0.05	57.52	120.81	210.47	57.52	152.94	0.27
giu-02	123.0	21.3	144.3	150.10	55.83	14.47	2.16	240.29	164.16	2.16	162.01	0.01
lug-02	139.0	27.8	166.8	176.76	-4.88	-2.78	195.52	234.04	231.73	195.52	36.21	0.84
ago-02	160.0	25.6	185.6	149.41	-20.34	-7.66	170.01	156.73	220.93	170.01	50.93	0.77
set-02	63.0	14.7	77.7	-4.93	-24.33	-12.04	140.93	94.64	213.66	140.93	72.73	0.66
ott-02	112.0	0.0	112.0	-41.41	-39.14	25.90	120.74	30.90	197.55	120.74	76.81	0.61
nov-02	426.0	44.0	382.0	-25.58	1.65	-26.79	64.81	23.24	455.96	64.81	391.15	0.14
dic-02	56.0	28.6	27.4	-60.01	0.00	-61.74	131.11	12.05	161.20	131.11	30.08	0.81
gen-03	28.0	16.8	11.2	-97.71	0.00	-59.72	104.49	5.95	174.58	104.49	70.09	0.60
feb-03	12.0	-7.3	19.3	-121.62	0.00	-58.00	91.29	4.31	203.26	91.29	111.97	0.45
mar-03	1.4	-12.2	13.6	-98.69	0.00	-79.33	73.14	4.95	196.56	73.14	123.42	0.37
apr-03	55.2	-73.1	128.3	-25.60	0.00	9.94	0.00	14.43	158.41	0.00	158.41	0.00
mag-03	52.0	1.8	53.8	34.11	40.09	55.52	5.47	179.90	103.97	5.47	98.50	0.05
giu-03	94.0	13.2	107.2	195.59	57.13	124.90	210.95	275.54	5.16	210.95	-205.78	0.81
lug-03	159.0	12.5	171.5	-185.74	-88.52	-189.22	237.16	221.36	271.34	237.16	619.20	0.28
ago-03	76.0	15.0	91.0	-14.22	5.30	-0.69	2.31	173.46	274.12	2.31	271.81	0.01
set-03	30.0	7.4	37.4	32.34	-6.28	-0.71	6.21	51.39	63.43	6.21	57.22	0.10
ott-03	151.0	20.0	131.0	-10.10	-7.70	-0.47	4.98	33.50	182.77	4.98	177.79	0.03
nov-03	210.0	77.0	133.0	-36.97	-0.02	0.69	0.33	13.01	182.32	0.33	181.99	0.00
dic-03	92.0	60.5	31.5	-18.19	0.02	2.83	0.00	8.03	54.87	0.00	54.87	0.00
gen-04	31.0	-51.6	82.6	-0.72	0.00	-3.52	0.00	5.13	91.97	0.00	91.97	0.00
feb-04	50.0	31.7	18.3	-1.50	0.00	0.89	0.00	4.31	23.20	0.00	23.20	0.00
mar-04	46.0	-9.8	55.8	0.50	-0.02	0.00	0.00	4.61	59.90	0.00	59.90	0.00
apr-04	59.0	-104.0	163.0	-1.56	0.00	-0.10	0.00	8.37	173.03	0.00	173.03	0.00
mag-04	131.0	4.9	135.9	24.95	13.40	0.37	0.00	54.10	151.30	0.00	151.30	0.00
giu-04	90.0	10.9	100.9	156.57	28.06	127.11	0.00	222.22	11.41	0.00	11.41	0.00
lug-04	171.0	12.1	183.1	173.53	31.21	148.46	210.91	264.12	94.00	210.91	-116.92	2.24
ago-04	70.0	12.7	82.7	119.21	-29.21	7.72	85.71	183.77	168.78	85.71	83.07	0.51
set-04	67.0	9.3	76.3	-35.88	13.08	-32.59	135.06	76.86	208.60	135.06	73.55	0.65
ott-04	243.0	0.0	243.0	57.12	-53.69	22.12	113.60	68.72	286.17	113.60	172.57	0.40
nov-04	85.0	33.0	52.0	-43.46	-2.85	-31.10	152.27	56.93	186.34	152.27	34.07	0.82
dic-04	47.0	36.3	10.7	2.06	0.02	-61.83	68.05	12.79	83.24	68.05	15.19	0.82
gen-05	8.0	-30.0	38.0	-99.05	0.00	22.49	63.81	5.65	120.22	63.81	56.41	0.53
feb-05	8.0	2.4	5.6	-149.63	0.00	-122.15	273.35	3.38	280.72	273.35	7.38	0.97
mar-05	31.0	-34.2	65.2	-174.17	0.00	-39.56	134.35	3.79	282.68	134.35	148.33	0.48
apr-05	99.0	-15.6	114.6	-46.00	-0.02	39.89	0.00	5.73	126.46	0.00	126.46	0.00
mag-05	93.0	0.0	93.0	72.30	0.00	63.77	0.00	87.68	44.61	0.00	44.61	0.00
giu-05	77.0	0.0	77.0	11.75	61.48	-218.20	427.18	198.23	420.20	427.18	-6.97	1.02
lug-05	147.0	0.0	147.0	-2.42	-10.53	-2.35	330.61	172.16	334.47	330.61	3.86	0.99
ago-05	135.0	0.0	135.0	88.27	-29.62	-0.08	165.88	121.15	197.58	165.88	31.70	0.84
set-05	112.0	0.0	112.0	88.00	-23.82	6.29	120.37	99.88	141.40	120.37	21.04	0.85
ott-05	117.0	0.0	117.0	18.32	-0.15	33.66	30.49	46.74	111.91	30.49	81.42	0.27
nov-05	48.0	29.7	18.3	-35.36	-1.57	47.23	0.00	17.03	25.03	0.00	25.03	0.00
dic-05	71.0	30.8	40.2	-32.75	-0.02	10.89	0.59	7.18	69.26	0.59	68.67	0.01
gen-06	18.0	0.0	18.0	-111.56	0.00	-76.74	72.62	4.61	210.91	72.62	138.29	0.34
feb-06	77.0	91.5	-14.5	-74.14	0.00	-13.56	66.11	4.09	77.29	66.11	11.18	0.86
mar-06	100.0	-35.4	135.4	-23.23	0.00	-4.52	0.22	3.53	166.66	0.22	166.44	0.00
apr-06	60.0	-91.0	151.0	0.32	0.00	12.82	0.00	10.08	147.93	0.00	147.93	0.00
mag-06	108.0	5.4	113.4	35.80	32.49	63.77	35.81	114.87	96.24	35.81	60.43	0.37
giu-06	47.0	8.2	55.2	88.15	57.37	42.97	215.26	214.52	81.26	215.26	-134.00	2.65
lug-06	203.0	11.1	214.1	139.06	6.87	-103.14	363.44	227.87	399.21	363.44	35.76	0.91
ago-06	251.0	7.2	258.2	152.98	-29.04	12.04	149.37	148.96	271.23	149.37	121.86	0.55
set-06	74.0	8.0	82.0	3.60	-29.52	77.25	105.46	115.68	146.30	105.46	40.85	0.72

Tabella ARPA-7. Bilancio idrologico mensile Bacino del Benedetto

### 2. Bacino del Baitone



A mese

 Tabella ARPA-8. Bilancio idrologico mensile Bacino del Baitone

data	A (mm)	SWE	A netto	delta V4 (mm)	Q4 (mm)	A _ m e s e	deflussi (m m )	PERDITE	С
o tt-0 0	393.0	0.0	393.0	-235.28	272.32	628.3	272.3	356.0	0.43
n o v - 0 0	423.0	110 0	313.0	-474 95	46747	788 0	4675	320.5	0.59
00 001	97.1	100.5	20.4	142.20	145.05	100.0	467.5	41.0	1.40
010-00	07.1	120.5	-39.4	-143.30	145.05	103.9	145.1	-41.2	1.40
g e n - 0 1	179.0	116.4	62.6	-88.45	200.06	151.0	200.1	-49.0	1.32
feb-01	10.2	-14.6	24.8	-103.56	5.68	128.4	5.7	122.7	0.04
m a r - 0 1	263.0	51.2	211.8	0.24	4.80	211.5	4.8	206.7	0.02
apr-01	36.5	10.4	26.1	0.96	1.75	25.1	1.7	23.4	0.07
m a g - 0 1	49.3	1.8	51.1	1.44	2.18	49.6	2.2	47.5	0.04
g iu - 0.1	175.8	47.5	223.3	2073	29.6	16.0	29.6	-13.6	1.85
g1u-01	175.8	47.5	223.3	207.3	29.0	10.0	29.0	-13.0	1.65
lug-01	203.0	97.8	300.8	231.0	38.1	69.8	38.1	31./	0.55
ago-01	176.8	115.1	291.9	-126.6	146.3	418.5	146.3	272.3	0.35
s e t - 0 1	109.6	37.8	147.4	-189.04	218.51	336.4	218.5	117.9	0.65
o tt-0 1	112.0	0.0	112.0	-249.16	252.56	361.2	252.6	108.6	0.70
n o v - 0 1	35.2	0.0	35.2	-271.86	210.87	307.1	210.9	96.2	0.69
dic-01	7.0	11.0	-4.0	-109.3	213.27	105.3	213.3	-107.9	2.02
010-01	7.0	11.0	-4.0	-109.3	213.27	105.5	213.3	-107.9	2.02
g e n - 0 2	32.0	-12.0	44.0	-210.90	194.50	254.9	194.5	60.4	0.76
feb-02	33.0	18.3	14.7	-37.88	73.78	52.6	73.8	-21.2	1.40
m a r - 0 2	30.0	67.1	-37.1	-63.35	46.71	26.3	46.7	-20.5	1.78
apr-02	59.6	-45.5	105.1	-18.87	3.06	124.0	3.1	120.9	0.02
m a g - 0 2	150.3	37	154 1	4371	0.00	110.3	0.0	110.3	0.0
ain 00	00.0	0.7	0.0.4	000 70	10.01	145.4	10.0	150.0	0.1
g10-02	00.2	17.0	00.4	200./9	10.91	-145.4	10.9	-156.5	-0.1
lug - 0 2	356.9	17.9	3/4.8	107.69	33./3	267.1	33./	233.4	0.13
ago-02	449.7	14.9	464.6	125.64	43.66	339.0	43.7	295.3	0.13
s e t - 0 2	203.8	5.2	209.0	62.20	70.40	146.8	70.4	76.4	0.48
o tt-0 2	112.0	0.0	112.0	38.26	138.40	73.7	138.4	-64.7	1.88
nov-02	350.0	715	278.5	-263 32	107.83	5418	107.8	434 0	0.20
dic 02	11.0	5.5	5.5	-110.90	231 20	116.2	2314	-115 1	1 0 0
010-02	11.0	0.5	5.5	-110.02	231.39	110.3	231.4	-115.1	1.99
g e n - 0 3	9.2	24.0	-14.8	-122.57	74.87	107.8	74.9	32.9	0.69
feb-03	6.0	12.2	-6.2	-61.05	57.63	54.8	57.6	-2.8	1.05
m a r - 0 3	15.6	6.1	9.5	-32.46	12.22	42.0	12.2	29.7	0.29
apr-03	49.0	-68.9	117.9	13.78	0.00	104.1	0.0	104.1	0.00
m a g = 0 3	2587	127	2714	216.87	11 13	54 5	11.1	43.4	0.20
mug 00	200.7	16.7	10.7	210.07	4.15	047.5	4.1	40.4 0.51.0	0.20
g1u-03	0.0	16.7	10.7	364.16	4.15	-347.5	4.1	-351.6	0.0
lug - 0 3	180.4	18.0	198.4	-117.19	177.47	315.6	177.5	138.1	0.56
ago-03	73.1	22.7	95.8	18.70	43.44	77.1	43.4	33.6	0.56
s e t - 0 3	42.9	0.0	42.9	-60.47	78.80	103.4	78.8	24.6	0.76
o tt-0 3	102.0	20.0	82.0	-36.61	109.91	118.6	109.9	8.7	0.93
n o v = 0 3	145.0	22.0	123.0	-79 75	0.00	2027	0.0	2027	0.00
110 00	07.0	10.5	120.0	10.70	170.70	202.7	4707	202.7	0.00
d ic - 0 3	37.0	16.5	20.5	-69.73	1/0./0	90.2	170.7	-80.5	1.89
gen-04	35.0	36.0	-1.0	-115.46	159.35	114.5	159.4	-44.9	1.39
feb-04	48.8	48.8	0.0	-108.38	0.00	108.4	0.0	108.4	0.00
m a r - 0 4	69.5	6.1	63.4	-25.81	0.00	89.2	0.0	89.2	0.00
apr-04	52.0	0.0	52.0	-19.40	0.00	71.4	0.0	71.4	0.00
m 2 g - 0 4	200.9	0.0	200.9	19.67	0.00	181 2	0.0	181.2	0.00
mag=04	200.3	0.0	200.3	19.07	0.00	101.2	1110	101.2	0.00
g IU - 0 4	57.4	4.9	62.3	98.13	114.17	-35.8	114.2	-150.0	-3.2
lug-04	22.4	9.2	31.6	258.64	209.34	-227.1	209.3	-436.4	-0.9
ago-04	75.0	8.1	83.1	13.93	199.08	69.2	199.1	-129.9	2.88
s e t - 0 4	39.0	7.8	46.8	-89.95	69.96	136.7	70.0	66.8	0.51
o tt-0 4	129.0	0.0	129.0	80.50	0.00	48.5	0.0	48.5	0.00
n o y - 0 4	46.0	0.0	46.0	130.44	42.02	-8/ /	42.0	-126.5	-0.50
dia 0.4	20.0	5.5 0		45.00	208 70	20.1	2007	070.7	14.00
010-04	30.0	0.0	-25.0	-45.06	290./3	20.1	298./	-2/8./	14.89
gen-05	2.8	24.0	-21.2	-230.96	206.39	209.8	206.4	3.4	0.98
feb-05	7.0	-6.1	13.1	-133.47	18.23	146.6	18.2	128.3	0.12
m a r - 0 5	32.2	-30.5	62.7	-72.71	35.04	135.4	35.0	100.4	0.26
apr-05	92.3	-26.0	118.3	-28.48	0.00	146.8	0.0	146.8	0.00
m ag - 0.5	103.8	1.9	105.7	26.16	0.00	79.5	0.0	79.5	0.00
giu - 0.5	112.3	6.6	118.9	160.94	0.00	-42.0	0.0	-42.0	0.00
giu-05	0000	0.0	207.0	100.54	100.00	-42.0	1004	-42.0	0.00
lug - 0 5	390.6	6.6	397.2	161.12	100.09	236.1	100.1	136.0	0.42
ago-05	357.2	10.1	367.3	57.75	0.00	309.6	0.0	309.6	0.00
s e t - 0 5	649.3	4.7	654.0	71.88	33.73	582.2	33.7	548.4	0.06
o tt-0 5	150.9	0.0	150.9	-26.06	61.56	177.0	61.6	115.4	0.35
n o y - 0 5	58.9	0.0	58.9	-45.82	128.79	104.7	128.8	-24.1	1,23
dic 05	47.5	60.5	-12.0	-177 70	156.05	164.9	156.0	7 0	0.05
010-05	47.5	00.5	-13.0	-177.79	100.95	104.0	100.9	7.0	0.95
gen-06	4.2	12.0	- / .8	-89.55	43.22	81.8	43.2	38.5	0.53
feb-06	23.6	-18.3	41.9	-56.40	0.00	98.3	0.0	98.3	0.00
m a r - 0 6	77.3	134.2	-56.9	-38.03	7.31	-18.9	7.3	-26.2	-0.39
apr-06	68.2	-65.0	133.2	-31.09	0.00	164.3	0.0	164.3	0.00
m a.g0.6	138.9	14 1	153.0	38.13	0.00	114 9	0.0	114 9	0.00
	94.6	27.0	121.6	179.53	18.88	-58.0	18 9	-76.8	-0.3
y10-06	54.0	27.0	121.0	179.53	10.00	-58.0	10.9	-70.0	-0.3
lug - 0 6	153.8	43.7	197.5	233.52	15.72	-36.1	15.7	-51.8	-0.4
ago-06	266.2	21.8	288.0	-81.99	231.06	370.0	231.1	139.0	0.62
set-06	62.6	33.4	96.0	15.30	53.81	80.7	53.8	26.9	0.67

## 3. Bacino del Pantano



Tabella ARPA-9. Bilancio idrologico mensile Bacino del Pantano

Data	A (mm)	SWE	A netto	delta V1 (mm)	delta V2 (mm)	Q1 (mm)	A_mese	deflussi (m m )	PERDITE	С
ott-00	376	5.0	371.0	13.37	2.44	155.87	355.2	155.9	199.3	0.44
nov-00	405	214.5	190.5	-101.99	-5.97	237.63	298.5	237.6	60.8	0.80
dic-00	112	35.2	76.8	-29.34	-9.05	140.44	115.2	140.4	-25.2	1.22
gen-01	165	90.0	75.0	-161.58	0.28	209.71	236.3	209.7	26.6	0.89
feb-01	19	-79.3	98.3	-174.57	0.01	183.12	272.9	183.1	89.7	0.67
mar-01	199	156.2	42.8	-193.13	0.00	199.87	236.0	199.9	36.1	0.85
apr-01	124	-104.0	228.0	-139.36	0.00	173.75	367.4	173.8	193.6	0.47
mag-01	105	64.8	169.8	-75.37	6.47	171.86	238.7	171.9	66.9	0.72
giu-01	191	69.3	260.3	35.03	5.03	54.13	220.3	54.1	166.1	0.25
lug-01	226	105.0	331.0	40.50	7.30	144.42	283.2	144.4	138.8	0.51
ago-01	117	124.0	241.0	-2.09	-1.48	496.94	244.5	496.9	-252.4	2.03
set-01	154	36.9	190.9	0.40	-7.92	208.11	198.4	208.1	-9.7	1.05
ott-01	115	0.0	115.0	-0.99	0.00	8.42	116.0	8.4	107.6	0.07
nov-01	33	11.0	22.0	0.52	3.77	24.61	17.7	24.6	-6.9	1.39
dic-01	1	-2.2	3.2	26.77	5.48	0.00	-29.0	0.0	-29.0	0.00
gen-02	6	1.2	4.8	29.85	0.89	0.00	-25.9	0.0	-25.9	0.00
feb-02	79	89.1	-10.1	28.64	1.57	0.00	-40.3	0.0	-40.3	0.00
mar-02	47	-22.0	69.0	9.80	6.09	99.37	53.1	99.4	-46.3	1.87
apr-02	88.52	-18.2	106.7	-0.68	-5.49	244.92	112.9	244.9	-132.0	2.17
mag-02	77.6	0.3	77.9	-2.50	-11.45	213.88	91.9	213.9	-122.0	2.33
giu-02	109	17.6	126.6	-18.99	-0.84	235.83	146.4	235.8	-89.4	1.61
lug-02	159	21.0	180.0	-19.34	0.00	229.21	199.4	229.2	-29.8	1.15
ago-02	181	19.6	200.6	-22.18	-0.01	301.70	222.8	301.7	-78.9	1.35
set-02	111	11.5	122.5	-31.05	0.00	314.19	153.5	314.2	-160.7	2.05
ott-02	129	0.0	129.0	0.00	0.00	3.97	129.0	4.0	125.0	0.03
nov-02	356	167.2	188.8	2.92	4.19	42.49	181.7	42.5	139.2	0.23
dic-02	62	55.0	7.0	27.90	10.38	0.00	-31.3	0.0	-31.3	0.00
gen-03	39	7.2	31.8	30.13	-2.75	0.00	4.4	0.0	4.4	0.00
Teb-03	2	-35.4	37.4	27.66	-1.11	4.45	10.8	4.4	6.4	0.41
mar-03	6	-48.8	54.8	6.52	1.36	86.97	46.9	87.0	-40.0	1.85
apr-03	54	1.3	52.3	-0.14	2.96	145.83	49.5	145.8	-96.4	2.95
mag-03	124	12.4	130.4	-7.30	-5.70	232.90	149.4	232.9	-03.5	1.05
giu-03	90	49.9	139.9	-3.79	-9.03	101.20	153.3	101.3	-0.0	1.05
lug-03	184	49.8	233.8	-12.84	0.28	184.45	246.3	184.4	61.9	0.75
ago-03	02	20.2	140.0	-10.53	0.01	211.04	914	211.0	-53.9	1.34
set-03	157	40.0	117.0	-10.00	0.00	172 75	120.7	172.9	-118.5	1.24
011-03	156	106.7	10.3	-7.55	5.79	171.86	51.1	171.0	-120.8	3.37
dic-03	29.7	-20.9	50.6	36.06	5.79	54.13	8.8	54.1	-120.0	6.1
gen-04	0.8	14 4	-13.6	40.50	7 30	144 42	-61.4	144 4	-205.8	-2.4
feb-04	2.4	-36.6	39.0	-1.82	-1.48	465.14	42.3	465.1	-422.8	11.0
m ar=0.4	22.0	109.8	-87.8	0.00	-8.08	239.90	-79.7	239.9	-319.6	-3.0
apr-04	83.2	-91.0	174.2	-2.20	0.93	142.71	175.5	142.7	32.8	0.8
mag-04	54	11.7	65.7	-8.46	-9.84	229.78	84.0	229.8	-145.8	2.73
aiu-04	91	31.9	122.9	-16.06	0.00	186.43	139.0	186.4	-47.4	1.34
lug-04	170	41.6	211.6	-17.37	0.00	215.30	228.9	215.3	13.6	0.94
ago-04	67	43.3	110.3	-21.32	0.00	261.48	131.6	261.5	-129.9	1.99
set-04	76	31.5	107.5	-24.93	0.00	254.48	132.4	254.5	-122.1	1.92
ott-04	260	6.0	254.0	-1.07	0.00	10.88	255.1	10.9	244.2	0.04
nov-04	103.0	52.8	50.2	0.52	3.20	56.40	46.5	56.4	-9.9	1.2
dic-04	50.0	33.0	17.0	29.20	10.45	50.82	-22.6	50.8	-73.5	-2.2
gen-05	0.0	-18.0	18.0	32.85	-1.10	0.95	-13.8	0.9	-14.7	-0.1
feb-05	11.0	12.2	-1.2	26.67	-4.26	0.00	-23.6	0.0	-23.6	0.0
mar-05	16	-39.0	55.0	-0.46	-3.33	188.23	58.8	188.2	-129.4	3.20
apr-05	111.2	3.9	107.3	-6.56	-7.94	217.19	121.8	217.2	-95.4	1.78
mag-05	79	7.1	86.1	-5.86	0.31	86.31	91.6	86.3	5.3	0.94
giu-05	90	16.9	106.9	-10.66	0.00	134.67	117.6	134.7	-17.1	1.15
lug-05	151	18.7	169.7	-16.71	0.00	215.11	186.4	215.1	-28.7	1.15
ago-05	185	14.8	199.8	-26.06	0.00	305.96	225.8	306.0	-80.1	1.35
set-05	160	12.5	172.5	-17.45	0.00	240.76	189.9	240.8	-50.8	1.27
ott-05	154.0	0.0	154.0	-4.81	0.00	17.13	158.8	17.1	141.7	0.1
n o v - 0 5	57.0	44.0	13.0	6.42	7.54	74.38	-1.0	74.4	-75.3	-77.9
dic-05	46.0	71.5	-25.5	38.10	10.86	38.33	-74.5	38.3	-112.8	-0.5
gen-06	15.0	-25.2	40.2	-38.16	-17.14	581.26	95.5	581.3	-485.8	6.1
feb-06	6.0	-15.9	21.9	-3.11	0.57	169.97	24.4	170.0	-145.6	7.0
mar-06	42.4	96.4	-54.0	8.47	-0.33	31.61	-62.1	31.6	-93.7	-0.5
apr-06	70.6	-84.5	155.1	-1.63	-1.49	21.39	158.2	21.4	136.8	0.1
mag-06	60	9.3	69.3	-7.32	0.00	0.00	76.6	0.0	76.6	0.00
giu-06	48	22.8	70.8	-3.36	0.00	0.00	74.1	0.0	74.1	0.00
lug-06	174	34.8	208.8	-0.13	0.00	1.14	208.9	1.1	207.8	0.01
ago-06	263	18.9	281.9	-0.28	0.00	0.28	282.2	0.3	281.9	0.00
set-06	84	24.2	108.2	0.09	0.00	0.09	108.2	0.1	108.1	0.00

Di seguito si riportano, a titolo di esempio, il grafico dei coefficienti di deflusso mensili e il grafico con gli afflussi e i deflussi mensili per il Bacino del Lago Benedetto.



Figura ARPA-9. Grafico dei coefficienti di deflusso mensili e il grafico con gli afflussi e i deflussi mensili per il Bacino del Lago Benedetto.

200

100

0

# ARPA 1.2. Misure di Portata

Nel corso del progetto sono state eseguite due campagne di misura delle portate effettuate in data 4 luglio 2008 e 28 luglio 2009.

# ARPA 1.2.1. Prima campagna di misure di portata: 4 luglio 2008

Scopo della prima campagna di misure è stato quello di valutare la fattibilità e l'attendibilità di misure di portata effettuate ad alta quota con acque di fusione provenienti dal ghiacciaio del Venerocolo. Si voleva inoltre misurare l'apporto della fusione del ghiacciaio in uno dei periodi di massimo contributo, a conferma delle stime effettuate nell'ambito del progetto. L'apporto indagato è quello proveniente dal ghiacciaio e prelevato tramite due bocche di presa che convogliano le acque nel bacino di carico costituito dal Lago Venerocolo.



Figura ARPA-10. Il Lago Venerocolo

Ai piedi del ghiacciaio, infatti, tra le quote 2550 e 2600 circa, nel periodo delle campagne effettuate si formano venute d'acqua di fusione che convergono in due ruscelli convogliati a loro volta da due opere di presa.



Figura ARPA-11. Opera di presa "sinistra" e opera di presa "destra".

Durante la prima campagna sono state effettuate le misure in tre sezioni una sul ruscello di destra e due su quello di sinistra. In effetti la prima misura effettuata sul ruscello di sinistra, per alcune difficoltà operative, non era qualitativamente soddisfacente. Si è quindi ripetuta la misura in un'altra sezione, arrivando ad ottenere una misura decisamente

migliore. Le misure sono state tutte effettuate nel pomeriggio del giorno 4 luglio 2008 ed hanno dato i risultati riportati di seguito.

1. Misura effettuata nella sezione a valle di una briglia in gabbioni per la misura del ramo di destra:

Malgrado qualche piccola difficoltà operativa la misura è stata eseguita in modo sufficientemente accurato.



Figura ARPA-12. Reportage fotografico della prima misura di Portata



Figura ARPA-13. Report strumentale della misura effettuata

Il valore misurato di portata è di 366 l/s pari a circa 0.37 mc/s

- 2. La prima misura effettuata sulla diramazione sinistra è soggetta a difficoltà operative per cui risulta soggetta ad alto errore di misura.
- 3. La seconda misura effettuata è stata sulla diramazione di sinistra, in una sezione a circa 50 m a monte di un ponticello pedonale.

Tale sezione era di buona qualità per quanto riguardava il flusso dell'acqua, ma evidenziava alcune difficoltà di tipo operativo, non consentendo un'adeguata sistematicità di campionamento.



Figura ARPA-14. Reportage fotografico della seconda misura di Portata



Figura ARPA-15. Report strumentale della misura effettuata

Tale misura è però insoddisfacente sia perché il numero complessivo di colonne misurate è insufficiente sia perchè tali colonne sono più ampie proprio dove maggiore è la portata transitante. In ogni caso il valore misurato di portata è di 453 l/s pari a circa 0.45 mc/s

4. Si è optato quindi a per ripetere la misura sul ramo di destra utilizzando la passerella pedonale come appoggio alla misura.



Figura ARPA-16. Reportage fotografico della misura di Portata

La distribuzione della corrente non era ottimale, in quanto coincidente con un piccolo restringimento dell'alveo, ma la possibilità di fare un adeguato campionamento rende la misura più affidabile della precedente. Il report di tale misura è riportato di seguito.



Figura ARPA-17. Report strumentale della misura effettuata

Il valore misurato di portata è di 533 l/s pari a circa 0.53 mc/s, valore superiore a quello misurato precedentemente di ben il 15%. Per quanto detto precedentemente, si assume quest'ultimo valore come valore di riferimento per valutare l'apporto del ramo di sinistra. Riassumendo è stata riscontrata la seguente portata captata dalle opere di presa:

SEZIONE	PORTATA [m3/s]
Presa destra	0.37
Presa sinistra	0.53
Totale	0.90

Le misure sono state effettuate tra le 15 e le 17 circa (ora solare – UTC+1).

# ARPA 1.2.2. Seconda campagna di misure di portata: 28 luglio 2009

Visto i risultati positivi e le indicazioni emerse dalla prima campagna sperimentale di misurazione, in accordo con il Dipartimento D.I.I.A.R. del Politecnico di Milano si è programmata e realizzata una seconda campagna di misure più strutturata e ripetuta lungo l'arco della giornata del 28 luglio 2009. Rispetto al 2008, la prima metà del 2009 è stata più fresca e nevosa. Per questo motivo, sul versante di nostro interesse, le condizioni climatiche e lo stato dei luoghi alla fine del mese di luglio del 2009 è molto simile alle condizioni che si avevano all'inizio di luglio nel 2008. Si tratta quindi di una situazione molto favorevole per poter effettuare dei confronti: tra gli scopi di questa seconda campagna, infatti, ci si era prefissi di capire se si confermava la quantità rilevata l'anno precedente, e di valutare come varia l'apporto di portata durante l'arco della giornata,



Figura ARPA-18. Il bacino di raccolta delle acque di fusione del ghiacciaio del Venerocolo e la presa "destra"

Anche visivamente la situazione del luglio 2009, per molti aspetti simile a quanto riscontrato l'anno precedente, mostrava una diversa suddivisione della portata nei due rami afferenti alle prese ed in particolare si notava una maggiore esiguità nel ruscello di sinistra a favore di una più marcata presenza d'acqua in quello di destra. La diversa distribuzione delle portate tra i due rami è dovuta sostanzialmente ad una diversa distribuzione dei sedimenti grossolani che indirizzano la corrente d'acqua verso una direzione o l'altra. Probabilmente tali spostamenti sono di origine naturale, dovuti cioè ai movimenti del nevaio/ghiacciaio, e antropica, cioè appositamente causati da interventi umani dei manutentori degli impianti.

Per ottenere la contemporaneità delle misure ci si è organizzati con due squadre di operatori che hanno effettuato ben 6 misure di portata per ciascuna sezione per un totale

di 12 misure effettuate con cadenza oraria a partire dalle 11 fin dopo le 16 (ora solare – UTC+1). Per le misure effettuate da ARPA si riportano di seguito i report specifici.

1. Sezione di misura presa destra: report



Figura ARPA-19. Reportage fotografico della misura di Portata

Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente cella Lombarcia		Bollettino Misura di Portata File Itom File Data e Orario Inizio Misura 14	Dettagli Sezione Nome Sezione Operatore/i ROBDAR
Bollettino Misura di Portata           File         VENE0101.WAD           Data e Orario Inizio Misura         2009/07/28 14:00:03           Informazioni Sistema         Tipologia Sensore           Tipologia Sensore         Flow Tracker           Num. Seriale         P1599           Ver. Software         2.20           Distanza         m/s           Area         m^3/s           Informazioni generali         Num. Verticali           Int di Acquisizione         40           SNR Medio         47.8 dB           Area         7.200           SNR Medio         47.8 dB           Sez Centrale         Velocità Media           O.7005         Portata Totale           O.7005         Portata Totale           O.7005         Portata Totale	Data produzione: Wed Jul 29 2009           ROBDAR           Accuratezza           Categoria         Stats           Accuratezza         1.0%         Stats           Accuratezza         1.0%         Stats           Accuratezza         1.0%         Stats           Accuratezza         0.4%         4.3%           Velocità         0.4%         Categoria         Stats           Accuratezza         1.0%         Stats           Accuratezza         0.2%         Stats           Accuratezza         0.2%         O.2%           Metodo         2.5%         -           Num.         Stationi         3.9%           Totale         4.8%         6.9%		togressiva (m)
Risultati Misura			
Vert         Drario         Prg         Metodo         Prf         Prf%         PMiis         Vel.         FattCorr         Vi           0         0.400         0.00         Wessuno         0.000         0.0         0.00	EMBedia         Area         Portata         Portata%           0.0000         0.0000         0.000         0.000           0.7870         0.117         0.0821         9.8           0.7688         0.149         0.1127         12.5           0.8380         0.150         0.1244         13.2           0.7831         0.130         0.1016         10.8           0.7895         0.115         0.1252         13.3           0.8100         0.130         0.1053         11.2           0.8078         0.155         0.1252         13.3           0.5975         0.100         0.0598         6.3           0.5421         0.0571         0.47         3.2           0.2490         0.0594         0.0407         4.3           0.2460         0.084         0.0404         0.4		

Figura ARPA-20. Report strumentale della misura effettuata

Ageruza Regionale per la Protezione dell'Ami della Lombardia Bollettino Misura di F	Portata							
Ella	orcaca	Dotto ali Sa	Dat	a produ	izione: We	d Jul	29 2009	
File         Dettagli Sezione           Nome File         VENE0102.WAD         Nome Sezione           Data e Orario Inizio Misura         2009/07/28 14:48:15         Operatore/i         ROBDAR								
Informazioni Sistema	Unità (Sister	ma Metrico)	Incer	tezza	Portata			
Tipologia Sensore FlowTracker	Distanza	m	C	ategoria	a I	SO	Stats	
Num. Seriale P1599	Velocità	m/s	Accura	tezza		1.0%	1.0%	
Versione Firmware CPU 3.1	Area	m^2	Profon	dità		0.4%	4.8%	
Ver. Software 2.20	Portata	m^3/s	Velocit	à		0.9%	3.4%	
Informazioni generali			Larghe	zza		0.2%	0.2%	
Int di Acquisizione 40 1	Num. Verticali	13	Metode			2.4%		
Sponda Inizio Misura Sponda Dx L	arghezza Totale.	7.200	Num. S	stazioni		3.9%	6.00/	
SNR Medio 48.5 dB	Area Totale	1.323	Totale	2		NO 70	6.0%	
Temperatura media 3.74 °C	Profondità Media	0.184						
Equazione Sez Centrale	/elocita Media	0./5/0						
	Portata Totale	1.0015						
Risultati Misura								
Vert Orario Prg Metodo Prf F	Prf% PMis Vel	FattCorr	VelMedia	Area	Portata	Port	ata%	
0 14:48 0.00 Nessuno 0.000	0.0 0.0 0.0	000 1.00	0.0000	0.000	0.0000		0.0	
1 14:48 1.20 0.6 0.140	0.6 0.056 0.8	272 1.00	0.8598	0.126	0.1083		10.8	
3 14-51 2.30 0.6 0.200	0.6 0.112 0.7	32 1.00	0.7273	0.134	0.1120		12.5	
4 14:54 2.80 0.6 0.320	0.6 0.128 0.75	183 1.00	0.7983	0.160	0.1277		12.8	
5 14:56 3.30 0.6 0.250	0.6 0.100 0.78	374 1.00	0.7874	0.125	0.0984		9.8	
6 14:57 3.80 0.6 0.200	0.6 0.080 0.6	519 1.00	0.6619	0.100	0.0662		6.6	
7 14:59 4.30 0.6 0.260	0.6 0.104 0.8	348 1.00	0.8848	0.130	0.1150		11.5	
8 15:00 4:80 0.6 0.310	0.6 0.124 0.8	588 1.00	0.8388	0.155	0.1300		13.0	
10 15:05 5.80 0.6 0.130	0.6 0.052 0.54	139 1.00	0.5439	0.065	0.0354		3.5	
11 15:08 6.30 0.6 0.090	0.6 0.036 0.24	457 1.00	0.2457	0.063	0.0155		1.5	
12 15:08 7.20 Nessuno 0.000	0.0 0.0 0.0	1.00	0.0000	0.000	0.0000		0.0	



Figura ARPA-21.: Report strumentale della misura effettuata

Acenzia Regionale per la Protecione dell'Ar cella Londractia Bollettino Misura di	Portata		Data produ	tioner Wed Iu	29 2009					
File		Dettagli Se	zione							
Nome File VEN	E0103.WAD	Nome Sezione	2							
Data e Orario Inizio Misura 2009/0	07/28 15:47:38	Operatore/i		ROBDAR						
Informazioni Sistema	Unità (Siste	ma Metrico)	Incertezza	Portata						
Tipologia Sensore FlowTracker	Distanza	m	Categoria	ISO	Stats					
Num, Seriale P1599	Velocità	m/s	Accuratezza	1.0%	1.0%					
Versione Firmware CPU 3.1	Area Dortata	m^2/e	Profondità	0.4%	5.9%					
ver. sortware 2.20 Portata m <sup></sup> 3/S Velocità 0.9% 2.6%										
Informazioni generali			Matodo	2.5%	0.270					
Int di Acquisizione 40	Num. Verticali	13	Num, Stazioni	3.9%						
Sponda Inizio Misura Sponda Dx	Larghezza Totale	7.200	Totale	4.8%	6.5%					
Temperatura media 3.00 °C	Profondità Media	0.196								
Equazione Sez Centrale	Velocità Media	0.7455								
	Portata Totale	1.0526								
					_					
Risultati Misura			and the state of t							
Vert Orario Prg Metodo Prf	Prt% PMis Ve	. FattCorr	VelMedia Area	Portata Por	tata%					
1 15:47 1.20 0.6 0.140	0.6 0.056 0.8	586 1.00	0.8686 0.126	0.1094	10.4					
2 15:50 1.80 0.6 0.300	0.6 0.120 0.8	074 1.00	0.8074 0.165	0.1332	12.7					
3 15:51 2.30 0.6 0.290	0.6 0.116 0.8	531 1.00	0.8531 0.145	0.1237	11.8					
4 15:53 2.80 0.6 0.340	0.6 0.136 0.8	292 1.00	0.8292 0.1/0	0.1410	13.4					
6 15:56 3.80 0.6 0.210	0.6 0.084 0.7	016 1.00	0.7016 0.105	0.0737	7.0					
7 15:58 4.30 0.6 0.270	0.6 0.108 0.8	054 1.00	0.8054 0.135	0.1087	10.3					
8 15:59 4.80 0.6 0.340	0.6 0.136 0.8	181 1.00	0.8181 0.170	0.1391	13.2					
9 16:01 5.30 0.6 0.210	0.6 0.084 0.6	483 1.00	0.6483 0.105	0.0681	6.5					
10 16:02 5:80 0.6 0.130 11 16:06 6:30 0.6 0.130	0.6 0.052 0.5	297 1.00	0.5394 0.065	0.0351	3.3					
12 16:06 7.20 Nessuno 0.000	0.0 0.0 0.0	000 1.00	0.0000 0.000	0.0000	0.0					
Le righe in "italics" indicano un avviso per il	Controllo di Qualità (CC	2)								



Figura ARPA-22. Report strumentale della misura effettuata

Ordinando le misure ottenute da ARPA con quelle sulla medesima stazione (ma in orari diversi) rappresentativa della presa di destra effettuate dal Politecnico si ottiene il seguente grafico:



Figura ARPA-23. Presa di destra, scala oraria

2. Sezione di misura presa sinistra: report



Figura ARPA-23. Reportage fotografico della misura di Portata

Acercia Regionale per la Potecione dell'A cella Londardo Bollettino Misura di	nbiente Portata		Dat	a produ	izione: We	lut b	29 2009	
File VEN	E0201.WAD	Dettagli Se Nome Sezione	zione					
Data e Orario Inizio Misura 2009/	07/28 11:48:12	Operatore/i	·		ROBD	AR		
Informazioni Sistema	Unità (Siste	ma Metrico)	Incer	tezza	Portata			
Tipologia Sensore FlowTracker	Distanza	m	C	ategoria	a 19	60	Stats	
Num, Seriale P1599	Velocità	m/s	Accura	tezza		1.0%	1.0%	
Versione Firmware CPU 3.1	Area	m^2	Profon	dità	(	0.5%	3.1%	
ver, sortware 2,20	Portata	m^3/s	Velocit	à	(	0.6%	3.8%	
Informazioni generali			Larghe	zza	(	0.2%	0.2%	
Int di Acquisizione 40	Num. Verticali	13	Metode	<b>.</b>		2.5%		
Sponda Inizio Misura Sponda Dx	Larghezza Totale	2,400	Num, 9	Stazioni		3.9%		
SNR Medio 41.4 dB	Area Totale	0.196	Totale		4	.8%	5.0%	
Temperatura media 5.61 °C	Profondità Media	0.082						
Equazione Sez Centrale	Velocità Media	0.2398						
	Portata Totale	0.0470						
Risultati Misura				_		_		
Vert Orario Prg Metodo Prf	Prf% PMis Ve	. FattCorr	VelMedia	Area	Portata	Port	ata%	
0 11:48 0.00 Nessuno 0.060	0.0 0.0 0.0	000 1.00	0.0601	0.006	0.0004		0.8	
1 11:48 0.20 0.6 0.060	0.6 0.024 0.0	501 1.00	0.0601	0.012	0.0007		1.5	
2 11:49 0.40 0.6 0.060	0.6 0.024 0.2	529 1.00	0.2529	0.012	0.0030		6.5	
4 11:52 0.80 0.6 0.090	0.6 0.036 0.2	978 1.00	0.2914	0.018	0.0052		11.2	
5 11:53 1.00 0.6 0.090	0.6 0.036 0.3	001 1.00	0.3001	0.018	0.0054		11.5	
6 11:54 1.20 0.6 0.090	0.6 0.036 0.3	289 1.00	0.3289	0.018	0.0059		12.6	
7 11:55 1.40 0.6 0.090	0.6 0.036 0.3	067 1.00	0.3067	0.018	0.0055		11.7	
8 11:57 1.60 0.6 0.090	0.6 0.036 0.3	194 1.00	0.3194	0.018	0.0057		12.2	
9 11:58 1.80 0.6 0.090	0.6 0.036 0.2	912 1.00	0.2912	0.018	0.0052		11.2	
10 11:59 2.00 0.6 0.110	0.6 0.044 0.2	065 1.00	0.2065	0.022	0.0045		9.7	
11 12:01 2.20 0.6 0.090	0.6 0.036 -0.0	059 1.00	-0.0059	0.018	-0.0001		-0.2	
12 12:01 2:40 Nessuno 0.000	Centralla di Onalità (Ci	000 1.00	0.0000	0.000	0.0000	_	0.0	
Le righe in italics indicano un avviso per li	e righe in "italics" indicano un avviso per il Controllo di Qualità (CQ)							



Figura ARPA-24. Report strumentale della misura effettuata

Boll	RP/		enzia Region La Protezior La Lombardia Misura	ale e dell'A	mbiente Por	tata		Dettagli Se	zio	Dat	a produ	zione: We	d Jul	29 2009
Nome	File			VE	NE0202	.WAD	- 11-	Nome Sezion	e					
Data	e Orario	Inizio	Misura	2009/	07/28 1	2:30:30		Operatore/i				ROBE	DAR	
Info	rmazio	ni Si	stema		Uni	tà	(Sistema	Metrico)		Incer	tezza	Portata		
Tipolo	ogia Sens	sore	FlowT	Fracker	Dista	anza		m		Ca	ategoria	1 I	so	Stats
Num.	Seriale		P1	599	Velo	cità		m/s		Accura	tezza		1.0%	1.0%
Versio	one Firm	ware (	CPU 3	.1	Area			m^2		Profon	dità		0.5%	1.6%
ver. s	Ver. Software 2.20 Portata m^3/s Velocità 0.7% 5.3%													
Info	rmazio	ni ge	nerali							Larghe	zza		0.2%	0.2%
Int di	Acquisiz	ione	4	10	Num.	Verticali		13		Metodo			2.5%	
Spond	da Inizio	Misur	a Spon	da Dx	Larghe	ezza Tot	tale	2.400		Totale	stazioni		3.3%	5.6%
SNR 1	1edio		42.	1 dB	Area T	Totale		0.221	1	Totale			10 10	5.0 %
Eaura	eratura i tiono	media	5./	ntrale	Velocit	idita Medi	dia	0.092						
Lidoaz	Lione		362.0	enuale	Porta	ta Tota	ale	0.0527						
<u> </u>					. or cu	tu rott		010527						
Risu	ltati Mi	isura												
Vert	Orario	Prg	Metodo	Prf	Prf%	PMis	Vel.	FattCorr	Ve	Media	Area	Portata	Por	tata%
0	12:30	0.00	Nessuno	0.070	0.0	0.0	0.000	0 1.00		-0.0008	0.007	0.0000		0.0
1	12:31	0.20	0.6	0.080	0.6	0.032	-0.000	8 1.00		-0.0008	0.016	0.0000		0.0
+	12:32	0.40	0.6	0.080	0.6	0.032	0.284	2 1.00		0.2842	0.016	0.0045		8.5
4	12:35	0.80	0.6	0.100	0.6	0.040	0.299	9 1.00		0.2999	0.020	0.0061		11.4
5	12:37	1.00	0.6	0.100	0.6	0.040	0.301	9 1.00		0.3019	0.020	0.0060		11.5
6	12:39	1.20	0.6	0.100	0.6	0.040	0.334	1 1.00		0.3341	0.020	0.0067		12.7
1-1	12:40	1.40	0.6	0.100	0.6	0.040	0.325	2 1.00		0.3252	0.020	0.0065		12.3
	12:41	1.60	0.6	0.100	0.6	0.040	0.310	4 1.00		0.3108	0.020	0.0062		11.8
10	12:44	2.00	0.6	0.110	0.6	0.044	0.143	5 1.00		0.1435	0.022	0.0032		6.0
11	12:45	2.20	0.6	0.100	0.6	0.040	0.078	4 1.00		0.0784	0.020	0.0016		3.0
12	12:45	2.40	Nessuno	0.000	0.0	0.0	0.000	0 1.00		0.0000	0.000	0.0000		0.0
Le righe	in "italics	s" indic	ano un avvi	so per il	Controll	o di Qua	lità (CQ)							



Figura ARPA-25. Report strumentale della misura effettuata

Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Lombarcija	Bollettino Misura di Portata Data produzione: Wed Jul 29 2009 File VENE20303.WAD Data e Orario Inizio Misura 2009/07/28 13:19:10 Dete e Orario Inizio Misura 2009/07/28 13:19:10
Bollettino Misura di Portata File Nome File Data e Orario Inizio Misura 2009/07/28 13:19:10 Data e Orario Inizio Misura 2009/07/28 13:19:10	12 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10
Informazioni Sistema Tipologia Sensore         Ilità         (Sistema Metrico) Distanza         Incertezza Portata           Versione FilowTracker Num. Seriale         P1599 Velscità         Narea Portata         m/s         Categoria         ISO         Stats: Accuratezza         1.0% 1.0%           Ver. Software         2.20         Portata         m^3/s         Velocità         0.5%         1.9%           Informazioni generali         Int di Acquisizione         40         Num. Verticali         13           Sponda Inzio Misura         Sponda Inzio Misura         Larghezza         0.2%         Metodo         2.3%           SNR Medio         42.5 dB         Area Totale         0.093         1093         Totale         4.7%o         2.8%           Portata         Orofati A Hedia         0.093         2.785         Portata Totale         0.0624	0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0 1.2 1.4 1.6 1.8 2.0 2.2 2.4 Progressiva (m) 0.35 0.45 0.5 0.45 0.5 0.45 0.5 0.5 0.5 0.5 0.5 0.5 0.5 0.
Risultati Misura           Vert         Orario         Prg         Metodo         Prf         Prf%o         PMis         Vel.         FattCorr         VelMedia         Area         Portata         Portata%o           0         13:19         0.00         Nessuno         0.080         0.0         0.000         1.00         0.1857         0.008         0.0015         2.4           1         12:22         0.20         0.6         0.680         0.65         0.022         0.2840         1.000         0.1857         0.008         0.0015         2.4           2         13:22         0.40         0.6         0.400         0.3008         1.000         0.1857         0.008         0.0016         2.4           3         13:24         0.60         0.6         0.100         0.3008         1.000         0.3008         0.020         0.0060         9.6           5         13:27         1.00         0.6         0.100         0.3308         1.000         0.3371         0.020         0.0067         10.8           7         13:28         1.40         0.6         0.100         0.6         0.400         0.3371         1.000         0.3374         0.020	

Figura ARPA-26. Report strumentale della misura effettuata

Ordinando le misure ottenute da ARPA con quelle sulla medesima stazione (ma in orari diversi) rappresentativa della presa di sinistra effettuate dal Politecnico si ottiene il seguente grafico:



Figura ARPA-27. Presa di destra, scala oraria

#### ARPA 1.2.3. Sintesi dei rilievi di portata

Riassumendo, se si schematizzano le misure effettuate contemporaneamente da ARPA e Politecnico, si può ricavare la seguente tabella (le misure ARPA sono in grassetto):

Ora UTC+1	Presa destra Q[m3/s]	Presa sinistra Q[m3/s]	Somma Q[m3/s]		
11	0,67	0,047	0,72		
12	0,81	0,053	0,87		
13	0,93	0,062	0,99		
14	0,942	0,059	1,00		
15	1,001	0,064	1,07		
16	1,053	0,062	1,11		

Si noti che nel corso del pomeriggio le portate hanno continuato ad incrementare. Si può osservare inoltre che il valore somma delle due misure effettuate nel 2008 è molto simile alla medie delle somme del 2009.



Figura ARPA-28. Grafico delle portate

Di particolare interesse risulta verificare se è determinabile il rapporto tra fusione glaciale ed andamento della temperatura. Per questo si è preso come riferimento per l'andamento della temperatura la vicina stazione di Pantano d'Avio a una guota un po' inferiore (2105 m slm), ma che ha funzionato correttamente sia nel 2008 che nel 2009. Si può notare (figura ARPA-29) che la temperatura, per la stazione di Pantano d'Avio, nelle ore centrali della giornata è molto simile nei giorni delle due campagne del 2008 e 2009. La "campana" della giornata del 04-07-2008, però, è più larga e spostata verso le ore pomeridiane. Ciò

porta ad avere una media del periodo osservato (dalle 9 alle 18) che è circa un grado e mezzo superiore della giornata di misura effettuata nel 2009.



Andamento temperatura [℃] Stazione di Pantano d'Avio (2105 m slm)

Figura ARPA-29. Andamento temperatura [°C] Stazione Pantano d'Avio

Mettendo sullo stesso grafico le misure di portata e l'andamento delle temperature si può notare che il valore complessivo è molto simile a quanto riscontrato nella misura effettuata l'anno precedente, ma con variazioni significative (anche superiori al 30%) in uno spazio temporale tutto sommato relativamente breve (6 ore).



Figura ARPA-29. Confronti misure di portata

Inoltre, è significativo il fatto che, malgrado una minore temperatura media, nella misura effettuata nel 2009 si è osservato un maggiore apporto complessivo alle opere di presa considerate rispetto a quanto riscontrato nel 2008.

Concludendo si può affermare che le campagne di rilevamento della portata effettuate ai piedi del ghiacciaio coperto del Venerocolo hanno evidenziato che:

- 1. a distanza di un anno, in condizioni climatiche simili l'apporto in portata dell'acqua di fusione captata dalle prese è risultato simile;
- 2. all'interno della stessa giornata la differenza di apporto è comunque sensibile e tende ad aumentare nel corso del pomeriggio, con un'inerzia evidente rispetto all'andamento giornaliero della temperatura dell'aria;
- 3. la temperatura dell'aria non è il solo fattore da tenere in considerazione, ma probabilmente hanno influenza le condizioni iniziali del corpo del ghiacciaio e la distribuzione della temperatura localizzata in superficie e sotto la superficie; la presenza di permafrost e l'influenza sulla permeabilità dei suoli.

In ogni caso si può però affermare che i dati raccolti nelle due campagne di misura possono essere utilizzati per tarare modelli anche complessi che utilizzino anche le informazioni di natura diversa raccolte dalle varie squadre all'interno del progetto CARIPANDA.

# ARPA 2. PARTE NIVO-GLACIOLOGICA

La presente parte del report sintetizza le attività svolte nell'ambito del progetto CARIPANDA, in particolare relativamente ai temi di carattere nivologico (analisi statistiche dei dati alle stazioni, mappatura delle aree innevate da satellite, stime distribuite di equivalente idrico della neve) e glaciologico (monitoraggio planimetrico e volumetrico dei ghiacciai dell'Adamello con tecniche di telerilevamento).

# ARPA 2.1. Nivologia

### ARPA 2.1.1. Analisi dei dati nivometrici alle stazioni

Fra le analisi dei dati di base, nel progetto hanno particolare rilevanza i dati di carattere nivologico. Lo studio dei dati di innevamento (e delle relative serie storiche) ha infatti un duplice utilizzo ed importanza, sia per poter stimare una delle principali componenti degli afflussi ai bacini idrografici di interesse del progetto, sia per poterne valutare l'andamento nel tempo con un approccio di tipo climatologico. Nel corso del progetto, si è provveduto al recupero, all'omogeneizzazione ed all'analisi dei dati storici di innevamento provenienti dalle reti automatiche e manuali gestite da ARPA. A titolo di esempio, nella figura seguente viene mostrato l'andamento dello spessore della neve al suolo misurato alla stazione "automatica" di Pantano d'Avio nelle ultime stagioni.



*Figura ARPA-30.* Andamento dello spessore della neve al suolo misurato alla stazione "automatica" di Pantano d'Avio nelle stagioni 2003-2004.

Analogamente, nella figura seguente si riporta l'andamento della variabile "altezza del manto nevoso" rilevata nel corso delle stagioni invernali 2006/2007, 2007/2008 e 2008/2009 alla stazione "manuale" di Pantano, confrontata con la mediana, il 10° ed il 90° percentile della serie storica (nel caso specifico, riferita al periodo 1984/2006).

### Stazione di Pantano [2390 m s.l.m.]



*Figura ARPA-31.* Andamento della variabile "altezza del manto nevoso" rilevata nel corso delle stagioni invernali 2006/2007, 2007/2008 e 2008/2009 alla stazione "manuale" di Pantano, confrontata con la mediana, il 10° ed il 90° percentile della serie storica (nel caso specifico, riferita al periodo 1984/2006).

Oltre ai dati provenienti dalle reti di monitoraggio automatiche e manuali gestite da ARPA, sono stati analizzati i dati di carattere nivologico forniti da ENEL. In particolare, sono state elaborate le serie storiche dei rilievi ai "punti neve" gestiti da ENEL sul territorio del Parco dell'Adamello. Tali misure (attive dal 1967), prevedono il rilievo dell'altezza del manto nevoso in 6 date fisse nel corso dell'anno (1 febbraio, 1 marzo, 1 aprile, 15 aprile, 1 maggio, 1 giugno) su una trentina di punti. Su un sottoinsieme di questi (mediamente 12 punti all'anno) viene misurata anche la densità media del profilo, ed è quindi possibile stimare l'equivalente idrico (SWE) locale del manto nevoso. Nella figura seguente viene riportata la distribuzione dei "punti neve" in cui viene misurata anche la densità media del profilo, in relazione anche ai bacini idrografici di alta quota.



Figura ARPA-32. Distribuzione dei "punti neve" in cui viene misurata anche la densità media del profilo

Focalizzando l'attenzione sui punti dotati anche della misura di densità, sono state ricostruite le serie storiche 1967-2009 di SWE locale (per tutte le sei date di misura nell'arco di ogni stagione). A titolo di esempio, il grafico seguente riporta l'andamento dello SWE locale stimato al punto neve denominato "MPA05" (posto a 2520 metri s.l.m.), riferito al 1 aprile di ogni anno.



Figura ARPA-33. SWE locale stimato al punto neve denominato "MPA05" (posto a 2520 metri s.l.m.)

Nelle immagini seguenti si riportano alcune altri andamenti (riferiti ad altri siti di misura o ad altre date di riferimento) dello SWE stimato ai punti neve ENEL, nello specifico al sito MQA03 (1940 m slm) nelle date del 1/4 e del 15/4, e del sito MRR04 (2315 m slm) nelle date del 15/4 e del 15/4 e del 15/4 e del 15/4.

Il primo utilizzo di questo tipo di dati è di tipo climatologico, essendo possibile ricostruire delle serie storiche di SWE. Emerge inoltre l'utilità per la stima periodica delle disponibilità idriche e per i bilanci idrologici.

Un secondo tipo di utilizzo delle misure dirette di SWE disponibili alle stazioni, ne prevede infatti la spazializzazione sui bacini idrografici. Il prodotto di questo tipo di attività sono delle stime periodiche di equivalente idrico potenziale della neve, riferibili ad esempio ai singoli bacini idrografici di interesse del progetto.

Per la spazializzazione del dato locale di SWE, l'approccio applicato prevede delle relazioni lineari con la quota delle stazioni. A titolo di esempio, l'immagine seguente riassume le relazioni quota/SWE riferite alle misure del 15 aprile degli anni dal 2000 al 2007.





**Figura ARPA-34.** Andamenti dello SWE stimato ai punti neve ENEL, nello specifico al sito MQA03 (1940 m slm) nelle date del 1/4 e del 15/4, e del sito MRR04 (2315 m slm) nelle date del 15/4 e del 1/5.



Figura ARPA-35. Relazioni quota/SWE riferite alle misure del 15 aprile degli anni dal 2000 al 2007.

Il data set storico delle misure ai "punti neve" gestiti da ENEL è stato oggetto di alcuni approfondimenti di carattere statistico. Ad esempio, è stato valutato il grado di dipendenza statistica della variabile "equivalente idrico" locale dalla quota, in funzione del periodo di misura (vedasi la figura seguente).

La media del coefficiente di correlazione fra le misure di SWE e la quota è sempre superiore a 0,5, e tendenzialmente cresce con l'avanzare della stagione. Tale tipo di analisi avvalora l'approccio iniziale che prevede spazializzazioni lineari delle misure di SWE locali in funzione della quota delle stazioni.



*Figura ARPA-36.* Legame tra la variabile "equivalente idrico" locale e la quota, in funzione del periodo di misura.

Un secondo tipo di analisi statistica, ha riguardato i valori medi di densità dei profili di manto nevoso. Nella figura e nella tabella seguenti se ne propone un esempio, riferito in particolare all'analisi dei valori di densità media, distinti per quota e periodo di misura. La quota pare essere una variabile che ha poco peso sui valori medi di densità, mentre ovviamente la maggiore variabilità è dovuta al periodo di misura.



		Densità del manto nevoso - medie dei rilievi 1967-2007						
	Stazioni	01-feb	01-mar	01-apr	15-apr	01-mag	01-giu	
	1820	254,5	279,4	352,0	369,4	381,5	507,3	
	1940	253,1	269,2	337,0	343,9	405,7	408,0	
	1950	267,5	275,5	325,3	365,2	403,1	390,3	
	2040	276,8	270,4	313,2	338,1	368,1	474,7	
	2040	260,1	266,9	321,5	367,6	370,4	460,2	
	2070	262,9	284,2	318,5	334,3	391,6	405,6	
Quota	2185	266,8	282,8	316,8	340,5	392,6	432,5	
	2220	275,1	293,6	325,0	330,4	391,9	409,5	
	2235	263,0	339,7	321,6	307,9	353,8	468,3	
	2315	289,5	298,8	314,8	318,7	402,4	375,6	
	2520	320,2	322,5	314,2	342,0	377,5	414,9	
	2530	303,4	308,0	312,6	345,3	365,2	435,7	
	2590	319,1	318,1	314,5	339,1	364,5	419,9	
	2800	307,3	316,4	320,9	357,5	359,4	421,5	
	Media	280,0	294,7	322,0	342,9	380,6	430,3	
	Dev. St.	23,6	23,0	10,8	17,8	17,4	36,0	

Figura ARPA-37. Valori di densità media, distinti per quota e periodo di misura.

### ARPA 2.1.2. Mappe di innevamento da satellite

Nell'ambito del progetto, sono state elaborate diverse serie multitemporali di immagini satellitari, al fine di estrarre mappe multitemporali di estensione delle aree innevate. L'immagine seguente ne è un esempio, relativo ai bacini del sistema Avio-Poglia (a sinistra, un'immagine satellitare Landsat visualizzata in sintesi falso-colore, a destra la relativa mappa di innevamento).



Figura ARPA-38. Mappe multitemporali di estensione delle aree innevate.

Tali prodotti sono utilizzabili sia per costruire indicatori di tipo meteo-climatico (es.: andamento percentuale delle aree innevate per bacini idrografici, curve di deplezione, permanenza al suolo del manto nevoso, ecc..) ed inoltre possono essere usati per migliorare le stime areali di equivalente idrico della neve (ad esempio tramite l'integrazione fra le spazializzazioni delle misure di SWE puntuali e le informazioni sulla presenza/assenza della neve al suolo). Nell'immagine seguente, ad esempio, la mappa di SWE sulla destra è stata ottenuta spazializzando i dati misurati localmente alle stazioni dei "punti neve" gestiti da ENEL e ponendo a zero i pixel classificati come non innevati nella mappa di innevamento.



Figura ARPA-39. Mappe di SWE

Naturalmente il campo di applicazione di questo tipo di approccio, in termini di scala e significatività, è funzione essenzialmente della risoluzione e dalla frequenza di acquisizione del dato satellitare, oltre che naturalmente dei costi delle immagini. Gli esempi precedenti sono riferiti ad una immagine del satellite Landsat, che a fronte di una buona risoluzione a terra di 30 metri, ha tempi di rivisita troppo lunghi e costi generalmente troppo elevati per poter essere utilizzato per un monitoraggio continuativo nel tempo. Per questo tipo di applicazioni è necessario basarsi su dati a minore risoluzione geometrica ma che garantiscono riprese più frequenti, sia per un monitoraggio in tempo "quasi-reale" che per le analisi retroattive relative alle stagioni scorse.

A fronte di una risoluzione a terra più scarsa (250 e 500 metri a seconda delle bande spettrali) le immagini MODIS vengono acquisite ogni giorno e permettono quindi la mappatura più frequente dell'estensione delle aree innevate.

Nell'ambito del progetto CARIPANDA sono state realizzate e messe a disposizione le mappe di innevamento multitemporali dell'area del Parco dell'Adamello, a partire delle annualità successive al 2000 (anno di inizio dell'operatività di MODIS). A titolo di esempio, nell'immagine seguente sono visualizzate alcune delle mappe relative al 2007, in date campione distribuite da gennaio a giugno, con sovrapposti i limiti dei bacini idrografici artificiali del Parco.



Figura ARPA-40. Esempio di immagini satellitari MODIS per area in esame

Tale tipologia di data-set multitemporale assume il significato di ulteriore indicatore meteoclimatico di sintesi, poichè consente il confronto dell'andamento dell'estensione percentuale delle aree innevate su singoli bacini idrografici per differenti annualità. Ad esempio, nell'immagine seguente sono riassunti le superfici percentuali di aree innevata sul bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico, relativamente al periodo di fusione nivale degli anni 2007, 2008 e 2009.



Figura ARPA-41. Superfici percentuali di aree innevata sul bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico, relativamente al periodo di fusione nivale degli anni 2007, 2008 e 2009

Le singole date di misura non sono omogenee nei tre anni, poiché naturalmente sono dipendenti dalla disponibilità di immagini satellitari sufficientemente libere dalla copertura nuvolosa, ma la frequenza media di campionamento (circa una immagine alla settimana) permette di caratterizzare i diversi andamenti della copertura nevosa percentuale sul bacino con buona significatività.

# ARPA 2.1.3. Stime multitemporali di SWE sui bacini

Come accennato precedentemente, le mappe di innevamento derivate dall'elaborazione delle immagini satellitari sono state utilizzate anche per ottenere, in combinazione con la spazializzazione delle misure effettuate alle stazioni nivometriche, le mappe multitemporali di equivalente idrico. La figura seguente sintetizza il diagramma di flusso di tale attività.



### Immagine satellitare MODIS



Questo tipo di analisi porta quindi alla stima multitemporali dei quantitativi di acqua immagazzinata sotto forma di neve per i singoli bacini idrografici di interesse del progetto. La figura e la tabella seguente descrivono la localizzazione e le caratteristiche dei sottobacini considerati ("bacini idrografici artificiali" del parco).

	AREA	PERIM.	ALT_MAX	BACINO	sistema	cod_1
	2438708	6695	3323	Lago Venerocolo ENEL	Avio	1
A CARLES AND A CAR	4985255	9545	3539	Lago Pantano ENEL	Avio	2
	2318645	7834	2960	Lago d'Avio - parziale	Avio	3
	6823874	11307	3330	Lago Aviolo ENEL	Avio	4
	7916102	12065	3330	Lago Baitone ENEL	Poglia	5
	7831633	11443	3372	Lago Miller ENEL	Poglia	6
	15366485	17292	3372	Lago Salarno ENEL	Poglia	7
38	14602899	16464	2889	Lago d' Arno ENEL	Poglia	8
	10711946	14762	3323	T. Narcanello ENEL	Avio	9
A CONTRACT OF	12146479	14744	2776	T. Poja di Salarno ENEL	Poglia	10
A TABLE IN COMPANY	22830433	21490	2856	T. Poja ENEL	Poglia	11
	3688090	7758	2475	T. Piz d'Arno ENEL	Poglia	12
16	20544047	28087	3539	T. Poja ENEL	Poglia	13
14 2 37 6 / 9	10277942	15141	2953	T. Paghera Edison	altro	14
20 0 13-1	13113830	18979	2367	T. Poja Edison	altro	15
4 1 1	6604842	12399	2961	T. Vallaro Edison	altro	16
	2930718	7785	2556	T. Moriana Edison	altro	17
21 2 19	12561810	19405	3539	Lago Benedetto ENEL - parziale	Avio	18
and the has	3246866	7297	3539	Lago Vedretta dei Frati ENEL	Avio	19
	4289128	8766	2729	T. Finale Edison	altro	20
	13343378	17470	3258	T. Rabbia Edison	altro	21
27	6730223	14804	2858	T. Remulo Edison	altro	22
28 / 13	22609968	23981	2897	T. Dois Greenp.	altro	23
$m \sigma \rightarrow \gamma$	8776573	14067	2674	T. Palobbia di Braone greenp.	altro	24
	7025509	14591	2435	T. Palobbia Edison	altro	25
15 00	17751133	19124	2989	T. Remulo Franzoni	altro	26
	3760106	9403	2482	T. Zazza Edison	altro	27
12,	7982291	12230	2833	T. Poja di Salarno Ecocamuna	Poglia	28
8	4638955	11024	2435	T. Figna Edison	altro	29
	2900578	9717	2293	T. Cobello Edison	altro	30
31	13577285	15795	2807	T. Re Greenp.	altro	31
29 ) 1	1556075	5751	2829	Lago della Vacca Edison	altro	32
Star 1	8678849	15824	2472	T. Re di Niardo Edison	altro	33
23	4052834	10733	2226	T. Val di Fa Edison	altro	34
30.40	170039	2308	960	Rio Mulini Edison	altro	35
24 24	6800232	11733	3164	Gronda Pisgana	Avio	36
34 33 32 32 4	189606	1732	2140	Laghetto d' Avio ENEL	Avio	37
and the second	148595382	61445	3360	F. Oglio Tem" Edison	altro	38
30	8409175	14914	2672	T. DegnaTassara	altro	39
	214360	2490	1952	T. Re di Niardo Edison	altro	40

Figura ARPA-43. Localizzazione e le caratteristiche dei sottobacini considerati

La figura ARPA-44 riporta, per l'area dei bacini idrografici del Parco dell'Adamello considerati, il risultato dell'integrazione delle spazializzazione delle stime locali di equivalente idrico della neve (SWE) ai "punti neve" e delle mappe di innevamento, relativamente alle 6 date di riferimento, a titolo di esempio per la stagione 2008. Il risultato sono delle mappe distribuite dell'equivalente idrico della neve stimato.



*Figura ARPA-44.* Risultato dell'integrazione delle spazializzazione delle stime locali di equivalente idrico della neve (SWE) ai "punti neve" e delle mappe di innevamento

Tali mappe multitemporali permettono quindi di stimare gli "stock" di SWE alle diverse date per i singoli sottobacini di interesse. Nella figura seguente, ad esempio, sempre riferita al

5WE bacino / AREA (mc/mq) 0 0-0,15 0,15-0,3 0,3-0,5 0.5 - 1 1-feb-08 1-mar-08 1-apr-08 15-apr-08 1-mag-08 1-qiu-08

2008, i valori di SWE totali, normalizzati sull'area dei bacini, sono proporzionali alla grandezza dei cerchi.

Figura ARPA-45. Localizzazione e le caratteristiche dei sottobacini considerati

Di seguito, si riportano i valori di equivalente idrico della neve (SWE) stimati per le date di riferimento nelle stagioni 2007, 2008 e 2009, sia disaggregati sui singoli sottobacini che aggregati per Gestore idroelettrico e per sistema idrografico.

<u>2007</u>			SWE stimato				
BACINO	sistema	cod_1	01-feb-07	01-mar-07	01-apr-07	15-apr-07	01-mag-07
Lago Venerocolo ENEL	Avio	1	405.184	675.188	597.437	664.855	38.000
Lago Pantano ENEL	Avio	2	788.028	1.258.612	1.136.254	1.198.598	63.826
Lago d'Avio - parziale	Avio	3	289.817	388.831	367.164	59.170	337
Lago Aviolo ENEL	Avio	4	920.267	1.349.944	1.261.831	1.006.526	42.051
Lago Baitone ENEL	Poglia	5	1.249.676	2.010.267	1.796.419	1.881.122	92.999
Lago Miller ENEL	Poglia	6	1.198.836	1.829.803	1.696.632	1.705.770	82.816
Lago Salarno ENEL	Poglia	7	2.275.370	3.496.878	3.166.428	3.021.504	134.416
Lago d' Arno ENEL	Poglia	8	1.863.689	2.523.136	2.294.049	1.421.340	46.154
T. Narcanello ENEL	Avio	9	1.723.959	2.806.800	2.499.798	2.584.963	142.211
T. Poja di Salarno ENEL	Poglia	10	885.903	719.091	607.957	239.364	1.094
T. Poja ENEL	Poglia	11	1.552.173	1.249.627	1.540.275	573.454	17.875
T. Piz d'Arno ENEL	Poglia	12	209.461	166.181	167.703	4.404	11
T. Poja ENEL	Poglia	13	3.256.614	5.232.844	4.681.731	4.889.399	257.281
T. Paghera Edison	altro	14	546.609	468.601	382.472	46.940	2.333
T. Poja Edison	altro	15	134.927	85.318	87.900	0	0
T. Vallaro Edison	altro	16	381.794	507.300	492.971	0	0
T. Moriana Edison	altro	17	110.089	91.651	2.837	0	0
Lago Benedetto ENEL - parziale	Avio	18	1.827.755	2.757.360	2.484.493	2.068.469	90.691
Lago Vedretta dei Frati ENEL	Avio	19	557.595	937.323	827.404	933.898	54.252
T. Finale Edison	altro	20	117.742	123.145	125.845	0	0
T. Rabbia Edison	altro	21	1.009.356	900.292	1.449.571	528.669	26.099
T. Remulo Edison	altro	22	333.009	316.465	253.141	129.493	2.433
T. Dois Greenp.	altro	23	2.121.674	2.570.657	2.582.412	1.662.090	52.763
T. Palobbia di Braone greenp.	altro	24	808.838	999.610	929.597	504.886	13.148
T. Palobbia Edison	altro	25	46.350	915	23.979	0	0
T. Remulo Franzoni	altro	26	1.582.659	1.662.131	1.652.641	823.482	23.484
T. Zazza Edison	altro	27	151.421	85.260	87.303	0	0
T. Poja di Salarno Ecocamuna	Poglia	28	1.013.434	1.258.720	1.247.179	645.988	8.040
T. Figna Edison	altro	29	24.824	0	0	0	0
T. Cobello Edison	altro	30	16.880	0	0	0	0
T. Re Greenp.	altro	31	1.142.559	980.567	1.085.037	444.418	8.967
Lago della Vacca Edison	altro	32	228.343	343.663	313.130	288.515	12.145
T. Re di Niardo Edison	altro	33	453.655	459.591	481.962	120.688	589
T. Val di Fa Edison	altro	34	56.189	34.381	10.274	3.427	0
Rio Mulini Edison	altro	35	0	0	0	0	0
Gronda Pisgana	Avio	36	576.881	823.193	859.797	406.729	21.868
Laghetto d' Avio ENEL	Avio	37	19.459	20.376	21.006	0	0
F. Oglio Tem" Edison	altro	38	16.131.502	20.152.496	17.310.223	10.221.262	438.830
T. DegnaTassara	altro	39	658.001	686.801	721.977	298.236	5.511
T. Re di Niardo Edison	altro	40	0	0	0	0	0
		TOT (Mmc)	46,7	60,0	55,2	38,4	1,7
		TOT ENEL	19,6	28,2	26,0	22,7	1,1
	Devivorient	TOT Edison	19,7	23,6	21,0	11,3	0,5
	Derivazioni	TOT GreenP	4,1	4,6	4,6	2,6	0,1
		TOT Altri	3,3	3,6	3,6	1,8	0,0
	l	TOT Avio	7.1	11.0	10.1	8.9	0.5
	Sistemi	TOT Poglia	13.5	18.5	17.2	14.4	0.6
	1	TOT altro	26.1	30.5	28.0	15.1	0.6
	<b></b>	TOT Onlin	73.2	86	108.7	61.6	25
		. er egne	, 0, E	00	100,7	51,0	20

### 1. Stime multitemporali di SWE: i dati 2007
# 2. Stime multitemporali di SWE: i dati 2008

2008			SWE stimato					
BACINO	sistema	cod_1	01-feb-08	01-mar-08	01-apr-08	15-apr-08	01-mag-08	01-giu-08
Lago Venerocolo ENEL	Avio	1	990.987	748.806	1.077.314	1.431.854	1.900.654	855.023
Lago Pantano ENEL	Avio	2	1.896.948	1.455.606	2.092.064	2.739.821	3.496.667	1.671.444
Lago d'Avio - parziale	Avio	3	637.582	533.334	763.257	919.550	893.787	9.470
Lago Aviolo ENEL	Avio	4	1.942.485	1.750.674	2.509.855	3.145.952	3.523.099	401.429
Lago Baitone ENEL	Poglia	5	2.794.207	2.308.520	3.317.627	4.336.329	5.504.326	2.271.534
Lago Miller ENEL	Poglia	6	2.848.410	2.213.654	3.179.424	4.113.366	5.073.344	2.018.985
Lago Salarno ENEL	Poglia	7	5.342.892	4.199.602	6.027.775	7.713.540	9.214.285	3.156.597
Lago d' Arno ENEL	Poglia	8	4.118.641	3.432.153	4.910.780	5.938.049	5.845.694	743.285
T. Narcanello ENEL	Avio	9	4.166.908	3.185.412	4.579.302	6.019.497	7.755.080	3.238.849
T. Poja di Salarno ENEL	Poglia	10	2.063.001	1.227.570	1.688.276	2.142.978	1.740.004	58.069
T. Poja ENEL	Poglia	11	4.060.141	2.888.293	3.610.202	4.812.404	3.788.178	318.675
T. Piz d'Arno ENEL	Poglia	12	372.327	337.011	491.651	666.585	321.344	0
T. Poja ENEL	Poglia	13	7.644.443	6.021.882	8.653.789	11.303.789	14.324.630	6.126.892
T. Paghera Edison	altro	14	1.999.059	1.397.512	1.473.801	1.846.555	1.262.439	2.798
T. Poja Edison	altro	15	508.559	288.949	264.423	360.666	107.608	0
T. Vallaro Edison	altro	16	1.482.388	1.222.709	1.465.219	2.066.170	1.416.235	0
T. Moriana Edison	altro	17	441.759	337.296	135.119	121.343	0	0
Lago Benedetto ENEL - parziale	Avio	18	4.252.955	3.372.501	4.838.440	6.139.065	7.145.475	1.839.884
Lago Vedretta dei Frati ENEL	Avio	19	1.262.515	1.030.932	1.483.437	1.979.788	2.655.673	1.390.722
T. Finale Edison	altro	20	772.217	583.984	455.344	579.059	384.355	0
T. Rabbia Edison	altro	21	2.923.157	1.961.092	2.387.550	4.015.837	4.194.488	269.401
T. Remulo Edison	altro	22	738.816	467.688	485.379	676.670	677.717	0
T. Dois Greenp.	altro	23	5.288.562	4.045.211	5.492.182	7.430.012	6.618.942	1.469.362
T. Palobbia di Braone greenp.	altro	24	1.825.963	1.572.245	2.099.835	2.427.374	2.030.874	302.553
T. Palobbia Edison	altro	25	295.731	50.772	72.218	350.966	74.733	0
T. Remulo Franzoni	altro	26	3.984.021	2.966.610	3.800.213	4.986.917	4.051.921	112.552
T. Zazza Edison	altro	27	533.826	277.878	389.172	373.842	15.761	0
T. Poja di Salarno Ecocamuna	Poglia	28	2.223.535	1.755.400	2.469.409	3.058.975	2.993.933	468.401
I. Figna Edison	altro	29	189.848	111.974	22.737	115.944	0	0
1. Cobello Edison	altro	30	98.245	61.391	0	0	0	0
1. Re Greenp.	altro	31	2.674.087	1.900.163	2.209.290	3.440.443	2.440.778	276.669
Lago della Vacca Edison	altro	32	530.841	421.311	604.462	766.117	889.207	290.345
T. Ke di Niardo Edison	altro	33	1.134.036	925.530	1.075.017	1.428.836	579.533	10.436
I. Val di Fa Edison	altro	34	138.227	146.869	80.879	190.474	0	0
Granda Biagana		30	1 452 664	1 145 027	1 642 525	0 007 104	0 476 465	0
Giolida Fisgalia	Avio	30	1.432.004	1.143.237	1.043.000	2.097.124	2.470.403	223.400
E Oglio Tom" Edison	AMO	37	26 201 565	20 206 517	37 029 240	50 217 291	47 972 627	10 344 224
	altro	30	1 725 477	29.290.317	1 382 934	2 063 465	1 /30 91/	127 004
T. Be di Niardo Edison	altro	39	21 096	6 441	1.302.334	2.003.403	1.430.314	127.004
	allio	40	21.030	0.441	0	0	0	0
		TOT (Mmc)	111 7	86.7	114.3	152.2	152.8	38.0
		TOT ENEL	45.9	35.9	50.9	65.6	75.7	24.3
	-	TOT Edison	45,5	37.6	45.9	63.2	57.6	10.9
	Derivazioni	TOT GreenP	9.8	7.5	43,3	13.3	11 1	2.0
		TOT Altri	7.9	5.7	77	10,0	85	0.7
			1,5	13.2	19.0	24.5	20.0	0,7
	Sistemi	TOT Poglia	21 5	24.4	2/ 2	Δ+,J ΛΛ 1	23,3 /AQ Q	9,0 15.0
		TOT altro	51,5 63 6	24,4 10 0	60.0	44, I 22 6	7/ 1	13,2
		TOT Onlin	100	49,0	100,9	00,0	74,1	10,2
			160	155	180	223	254	40

2009					SWE stir	nato		
BACINO	sistema	cod_1	01-feb-09	01-mar-09	01-apr-09	15-apr-09	01-mag-09	01-giu-09
Lago Venerocolo ENEL	Avio	1	1.557.785	1.669.565	2.315.257	2.186.750	2.128.638	1.172.021
Lago Pantano ENEL	Avio	2	3.058.323	3.257.751	4.451.988	4.171.954	4.044.010	2.728.354
Lago d'Avio - parziale	Avio	3	1.180.579	1.093.523	1.358.814	1.376.498	1.298.606	0
Lago Aviolo ENEL	Avio	4	3.783.504	3.957.382	5.232.841	4.749.076	4.471.577	596.513
Lago Baitone ENEL	Poglia	5	4.856.665	5.169.005	7.067.789	6.600.863	6.393.825	3.315.578
Lago Miller ENEL	Poglia	6	4.688.736	4.969.755	6.737.486	6.248.910	6.034.207	4.014.396
Lago Salarno ENEL	Poglia	7	8.958.108	9.454.187	12.701.482	11.692.883	11.253.238	5.429.626
Lago d' Arno ENEL	Poglia	8	7.554.774	7.807.767	9.980.671	8.012.935	8.048.241	1.961.696
T. Narcanello ENEL	Avio	9	6.676.145	7.121.966	9.784.659	9.173.065	8.900.351	5.144.350
T. Poja di Salarno ENEL	Poglia	10	4.992.391	4.702.355	5.505.847	4.287.454	2.834.743	13.568
T. Poja ENEL	Poglia	11	8.979.407	8.494.118	9.633.799	6.460.557	5.332.493	225.863
T. Piz d'Arno ENEL	Poglia	12	954.924	668.362	259.367	869.396	365.778	0
T. Poja ENEL	Poglia	13	12.678.812	13.489.688	18.399.356	17.197.357	16.665.361	10.346.995
T. Paghera Edison	altro	14	3.704.798	3.667.191	2.091.065	2.425.373	1.450.380	0
T. Poja Edison	altro	15	2.332.303	1.497.230	1.265.520	1.012.593	226.376	0
T. Vallaro Edison	altro	16	2.427.990	1.975.299	2.132.052	1.770.297	1.082.274	0
T. Moriana Edison	altro	17	1.156.192	955.780	0	75.828	0	0
Lago Benedetto ENEL - parziale	Avio	18	7.233.462	6.953.724	10.133.532	9.290.151	8.917.050	1.703.752
Lago Vedretta dei Frati ENEL	Avio	19	2.138.460	2.295.801	3.184.117	3.024.734	2.948.873	1.869.913
T. Finale Edison	altro	20	1.176.089	1.262.487	566.160	881.499	352.435	0
I. Rabbia Edison	altro	21	5.991.377	5.556.597	7.393.619	5.553.823	5.799.945	70.453
I. Remulo Edison	altro	22	1.588.410	1.339.540	1.005.004	1.044.732	558.076	0
1. Dois Greenp.	altro	23	10.071.200	10.294.366	12.568.466	9.719.102	9.106.407	2.542.670
1. Palobbia di Braone greenp.	altro	24	3.274.692	3.353.566	3.652.484	2.752.516	2.767.721	158.670
T. Palobbia Edison	altro	25	998.998	646.004	562.339	537.472	13.857	0
T. Remulo Franzoni	altro	26	7.085.158	8.124.159	8.726.138	6.847.381	5.720.174	1.028.463
T. Zazza Edison	altro	27	1.192.901	1.096.747	186.037	335.221	0	0
T. Poja di Salarno Ecocamuna	Poglia	28	4.136.331	4.265.114	5.445.472	4.795.695	4.324.242	620.555
T. Figna Edison	altro	29	941.909	320.131	02.910	222.205	0	0
	altro	30	22.400 5 927 529	22.004 5.657.644	6 700 576	4 110 541	2 544 474	404 411
Lago della Vacca Edison	altro	20	004 222	050 972	1 267 499	1 150 201	1 112 209	664.042
T. Po di Niardo Edison	altro	32	2 225 801	950.673	2 017 754	1.159.201	050 602	004.043
	altro	33	2.225.091	2.007.104	2.017.754	1.402.004	959.692	0
Rio Mulini Edison	altro	34	1 662	102.212	207.202	20.407	0	0
Gronda Pisgana		35	2 322 445	2 580 021	2 635 656	2 915 567	3 004 030	242 925
Laghetto d' Avio ENEL	Avio	30	83 330	83 321	57 775	81 005	73 600	<u>د بر مر</u>
E Oglio Tem" Edison	altro	38	70 685 170	72 358 151	85 090 517	71 136 533	62 072 473	22 177 396
T DegnaTassara	altro	39	3 364 555	3 402 529	3 815 351	2 367 628	2 683 395	255 732
T. Re di Niardo Edison	altro	40	0	0	0	0	0	0
				-		-		
		TOT (Mmc)	211.1	212.8	254.2	216.6	194.5	66.7
		TOT ENEL	81.7	83.8	109.4	98.3	92.7	38.8
		TOT Edison	95.6	93.9	103.9	87.6	73.6	22.9
	Derivazioni	TOT GreenP	19.2	19.3	22.9	16.6	15.4	3 1
		TOT Altri	14 6	15.8	18.0	14 0	12 7	1.9
	-	TOT Avio	28.0	29.0	39.2	37.0	35.8	13.5
	Sistemi	TOT Poglia	57.8	59.0	75.7	66.2	61.3	25.9
		TOT altro	125 3	124 7	139.4	113 4	97 4	27.3
		TOT Onlin	376	453	478	376	313	_,,o 96
L		101 Ogno	570	+00	470	570	515	30

## 3. Stime multitemporali di SWE: i dati 2009

#### ARPA 2.1.4. Stime multitemporali di SWE: analisi di sintesi

Per un'analisi dei dati relativi alle stime di SWE, ed un confronto di sintesi sulle tre ultime annualità 2007, 2008 e 2009, si propone qui una lettura di sintesi riferita sia alla scala "locale" dei sottobacini artificiali del Parco, che del macro-bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico. La mappa e i grafici seguenti, ad esempio, sintetizzano gli andamenti dello SWE su queste due unità territoriali negli anni 2007, 2008 e 2009; l'area e le linee blu si riferiscono ai bacini artificiali del Parco, le aree e linee rosa al bacino dell'Oglio.

In riferimento alla "scala locale" dei bacini artificiali del Parco, il grafico seguente sintetizza l'andamento dello SWE stimato, per le 6 date convenzionali in cui si disponeva delle



misure di altezza e densità della neve ai "punti neve" di ENEL, relativamente alle stagioni 2007, 2008 e 2009.

*Figura ARPA-46.* Andamento dello SWE stimato, per le 6 date convenzionali relativamente alle stagioni 2007, 2008 e 2009

Analogamente, ma alla scala più ampia del bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico, il grafico seguente permette il confronto dello SWE stimato sul macro-bacino nelle stagioni 2007-2008 e 2009. In questo secondo caso, a fronte di una unità territoriale più ampia, la frequenza di aggiornamento del dato è più alta; si tratta delle stime dello SWE pubblicate settimanalmente nei bollettini idrologici di ARPA.



Figura ARPA-47. SWE stimato sul bacino dell'Oglio chiuso a Sarnico nelle stagioni 2007-2008 e 2009

Come considerazioni generali conclusive, si può affermare che le tre annualità indagate rappresentano tre situazioni di accumulo nivale molto differenti fra loro, sia come quantitativi totali che come distribuzione della risorsa nivale nel tempo.

La metodologia sviluppata permette una quantificazione della risorsa idrica immagazzinata sotto forma di neve, ed è uno degli elementi conoscitivi fondamentali ai fini della sua corretta gestione.

# ARPA 2.2. Glaciologia

ARPA Lombardia ha sviluppato dal 2003 metodologie operative di monitoraggio planimetrico e volumetrico dei ghiacciai con l'utilizzo di immagini satellitari stereoscopiche IKONOS. Nell'ambito del progetto CARIPANDA, è stata programmata ed acquisita una ripresa satellitare IKONOS sull'intero comprensorio glaciale dell'Adamello. Le principali applicazioni derivate dall'elaborazione di questo tipo di dato sono la valutazione degli impatti a scala locale del cambiamento climatico sui ghiacciai dell'Adamello, e in prospettiva la stima del contributo della fusione glaciale al ciclo idrologico, con un approccio parallelo e complementare rispetto alle tradizionali metodologie di analisi glaciologica di campo. Nella figura seguente, viene riportata una veduta d'insieme dell'immagine IKONOS acquisita, in sintesi RGB IR-falso colore. La ripresa è stata realizzata l'11 ottobre 2007.



Figura ARPA-48. Veduta d'insieme dell'immagine IKONOS acquisita, in sintesi RGB IR-falso colore. La ripresa è stata realizzata l'11 ottobre 2007

Nell'ambito del progetto, il dato IKONOS acquisito è stato, in sintesi, una base di conoscenza per le seguenti attività:

- 1. Caratterizzazione generale dell'area di studio
- 2. Delineazione dei limiti attuali dei corpi glaciali e analisi delle variazioni lineari/areali (monitoraggio planimetrico)
- 3. Analisi in stereoscopia:
- 4. Stima delle variazioni volumetriche (variazioni di spessore rispetto a DTM storici es: CT10 1981, aerofotogrammetrico 1997)
- 5. Stima dell'attuale volumetria totale residua (per l'area Adamello/Mandrone su cui esistono analisi geofisiche del bedrock)

Il satellite commerciale IKONOS, acquisisce immagini a due differenti risoluzioni spaziali (4 e 1 metri) e in 4 bande spettrali (blu, verde, rosso, vicino infrarosso). Inoltre, il satellite è programmabile per acquisire immagini stereoscopiche, utilizzabili quindi sia per un monitoraggio di tipo planimetrico (con accuratezze comparabili a quelle ottenibili con



immagini aeree), sia per ricostruire il modello digitale del terreno con tecniche di stereorestituzione digitale, e operare quindi un monitoraggio anche di tipo volumetrico.

Figura ARPA-49. Schema di funzionamento del satellite IKONOS

Fra le pre-elaborazioni effettuate, va citata la fusione delle bande multispettrali e pancromatiche, l'ortoproiezione dell'immagine, la ricostruzione della geometria di ripresa della coppia stereoscopica necessaria per la fotogrammetria digitale.

# ARPA 2.2.1. *Monitoraggio planimetrico*

Il primo utilizzo delle immagini satellitari acquisite sul comprensorio glaciale dell'Adamello è quello relativo al monitoraggio di tipo planimetrico. L'elevata risoluzione geometrica del dato satellitare permette una precisa valutazione degli arretramenti lineari e areali, oltre all'individuazione di una serie di evidenze geomorfologiche connesse all'evoluzione glaciale (crepacci, laminazioni, frammentazione delle fronti, collassi delle morene laterali, creazione di laghi di contatto glaciale, aumento della copertura detritica superficiale, ecc..). L'immagine seguente riporta una veduta d'insieme del comprensorio glaciale dell'Adamello, con sovrapposti i limiti glaciali derivati dalla Carta Tecnica Regionale (1981), dal Catasto Regionale dei Ghiacciai Lombardi (1999) e rilevati per fotointerpretazione dell'immagine IKONOS 2007.



**Figura ARPA-50.** Veduta d'insieme del comprensorio glaciale dell'Adamello, con sovrapposti i limiti glaciali derivati dalla Carta Tecnica Regionale (1981), dal Catasto Regionale dei Ghiacciai Lombardi (1999) e rilevati per fotointerpretazione dell'immagine IKONOS 2007

A titolo di esempio, si riporta nella figura seguente la visualizzazione della porzione terminale del Pisgana Ovest ripreso in diverse annualità (1981, CTR; 1999, ortofoto IT2000; 2005, foto aeree AGEA, 2007, immagine IKONOS), con sovrapposti i relativi limiti

dell'area glaciale. Tale area appare come una delle zone con le dinamiche di arretramento più marcate nel comprensorio dell'Adamello.

Come ulteriore approfondimento riferito a questa area, nelle due immagini seguenti la porzione terminale del Pisgana Ovest viene visualizzata in due acquisizioni (aerea e satellitare) riprese ad appena poche settimane di distanza (ortofoto IT2007, ripresa il 31 agosto 2007 e immagine satellitare IKONOS del 10 ottobre 2007), con sovrapposti i limiti glaciali relativi alle precedenti acquisizioni.



*Figura ARPA-51.* Visualizzazione della porzione terminale del Pisgana Ovest ripreso in diverse annualità (1981, CTR; 1999, ortofoto IT2000; 2005, foto aeree AGEA, 2007, immagine IKONOS), con sovrapposti i relativi limiti dell'area glaciale



Figura ARPA-52. Immagine satellitare IKONOS del 10 ottobre 2007 con sovrapposti i limiti dell'area glaciale

Spicca, in particolare, l'allargamento repentino del lago proglaciale in cui si notano dei piccoli distacchi di blocchi di ghiaccio; tale tipo di accelerazione è dovuta a fenomeni di "calving". Per contestualizzare ulteriormente il fenomeno, si riporta un estratto del report della Campagna Glaciologica annuale 2007 del Servizio Glaciologico Lombardo; gli operatori, durante il rilievo al Pisgana Ovest, effettuato il 9 settembre 2007, segnalavano in particolare "nella zona frontale si osserva una serie di modificazioni morfologiche: il lago proglaciale si è ulteriormente allargato a spese della fronte ...//... le falesie producono crolli di ghiaccio, che viene poi trasportato dalla corrente all'interno del lago (piccoli icebergs)".



*Figura ARPA-52.* Porzione terminale del Pisgana Oves, visualizzata in due acquisizioni (aerea e satellitare) riprese ad appena poche settimane di distanza (ortofoto IT2007, ripresa il 31 agosto 2007, e immagine satellitare IKONOS del 10 ottobre 2007), con sovrapposti i limiti glaciali relativi alle precedenti acquisizioni

# ARPA 2.2.2. Monitoraggio volumetrico

La metodologia relativa al monitoraggio volumetrico prevede l'orientamento relativo ed assoluto della coppia stereoscopica IKONOS, e tecniche manuali e semi-automatiche di stereorestituzione digitale, al fine di ricavare una maglia sufficientemente fitta di punti quotati, e quindi di aggiornare i modelli digitali di elevazione delle aree glaciali.

Tali DTM possono essere quindi confrontati con le informazioni raster e vettoriali storiche, al fine di stimare le diminuzioni di spessore assoluto del ghiaccio e le variazioni volumetriche.

Le due immagini seguenti vedono (relativamente ai Ghiacciai Venerocolo e Pisgana) la sovrapposizione della "nuvola" di punti quotati acquisiti tramite stereorestituzione digitale

della coppia stereoscopica IKONOS. Tali punti sono tematizzati in funzione della differenza di quota rilevata rispetto al modello digitale del terreno del 1981.



Figura ARPA-53. Sovrapposizione della "nuvola" di punti quotati acquisiti tramite stereorestituzione digitale della coppia stereoscopica IKONOS relativamente ai Ghiacciai Venerocolo e Pisgana.

Tramite la spazializzazione di questo tipo di informazione puntuale (localmente anche molto fitta), è possibile ricostruire il modello digitale aggiornato delle aree glaciali, e ricavare delle mappe distribuite riferite alla variazione relativa di volume dei ghiacciai.

L'immagine seguente ad esempio rappresenta, relativamente alla totalità del gruppo dell'Adamello, la ricostruzione tridimensionale dell'immagine satellitare IKONOS, in cui le aree glaciali sono tematizzate in funzione della perdita stimata di spessore rispetto al modello digitale del 1981.



Figura ARPA-54. Ricostruzione tridimensionale dell'immagine satellitare IKONOS, in cui le aree glaciali sono tematizzate in funzione della perdita stimata di spessore rispetto al modello digitale del 1981

Le variazioni di spessore risultano considerevoli, con punte di circa 70 metri in corrispondenza della lingua del Ghiacciaio Pisgana Ovest.

La seguente tabella riassume le variazioni di spessore e di volume stimate per i principali individui glaciali del gruppo dell'Adamello.

		Area	Adamello						
		Ghiacciaio	Adamello	Avio	Calotta	Pisgana E	Pisgana W	Venerocolo	
		area (mq)	17.361.750	689.161	139.301	674.903	3.029.502	1.342.582	
. <u>0</u>		Quota min	2650	2650	2920	2570	2565	2560	
nte	Da catasto	Quota max	3440	3145	3200	3140	3260	3200	
di Si	dhiacciai	Esposizione	plurima	NW	N	N	N	NW	
ix (1999)		Volume stimato (Mmc w.e.)	1688.9	9.6	1.1	18.5	99.4	39.6	
de	2	Qmedia	3045	2898	3060	2855	2913	2880	
Dati	Da C.T.R. (1981)	area (mq)	17.377.793	789.528	256.412	805.167	3.249.134	1.448.300	
Periodo di riferimento analisi			1981-2007						
Risu elabo	ıltati delle orazioni di	Riduzione volumetrica stimata (Mmc)	294,9	7,2	1,7	17,2	67,1	12,8	
immagini satellitari stereoscopiche ad alta risoluzione		Riduzione stimata di massa (Mmc							
		w.e.)	270,4	6,6	1,5	15,8	61,6	11,8	
		Riduzione media di spessore	17,0	9,1	6,6	21,4	20,7	8,9	

Tabella ARPA-10.	Variazioni di spessore e di volume stimate per i principali individui glaciali del	gruppo
	dell'Adamello	

# ARPA 2.2.3. Approfondimento per il Ghiacciaio Adamello-Mandrone

Nell'ambito del progetto CARIPANDA, sono stati utilizzati i dati rilevati nel 1997-1998 in uno studio ENEL-CESI (pubblicato in Frassoni, Rossi, Tamburini, "Studio del Ghiacciaio dell'Adamello mediante indagini georadar", Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2001); si ringraziano nuovamente gli autori per aver messo a disposizione i dati. In questo studio furono rilevati, esclusivamente per il singolo corpo glaciale dell'Adamello (Adamello - Pian di neve e Mandrone) alcune informazioni distribuite molto utili nell'ambito di CARIPANDA.

In particolare, nel 1997 fu eseguito un rilievo aeofotogrammetrico (ottenendo un DEM con passo di 10 metri) e fu stimata la quota del bedrock, sulla base di due rilievi distinti (tracce georadar da terra e da elicottero, eseguite nel 1997 e 1998). La combinazione di queste due tipologie di rilievi (si veda in particolare un estratto dello studio nella figura seguente) permise la stima della volumetria totale del corpo glaciale.



Figura ARPA-55. Rilievo aeofotogrammetrico

Nell'ambito del progetto CARIPANDA è stato possibile aggiornare la stima della volumetria residua sulla base dei rilievi satellitari stereoscopici IKONOS del 2007. Inoltre, la combinazione dei risultati di queste elaborazioni e dell'applicazione di scenari climatologici semplificati, ha reso possibile la formulazione di scenari futuri dell'estensione e del volume del Ghiacciaio dell'Adamello. I seguenti punti descrivono sinteticamente i risultati di queste elaborazioni.

1. Variazioni volumetriche recenti

Al fine di stimare le variazioni volumetriche relative del ghiacciaio Adamello-MAndrone, sono state confrontati in ambiente GIS i due modelli digitali di elevazione rilevati nel 1997 (rilievo aerofotogrammetrico) e nel 2007 (rilievo satellitare IKONOS).

L'immagine seguente esprime le variazioni relative di quota assoluta (ovvero diminuzioni di spessore del ghiacciaio) stimate nel decennio 1997-2007.



*Figura ARPA-56.* Variazioni relative di quota assoluta (ovvero diminuzioni di spessore del ghiacciaio) stimate nel decennio 1997-2007.

Nell'immagine seguente è riportato un confronto fra la mappa di variazione di spessore qui descritta (espressa come media annua) e la mappa di bilancio di massa medio del ghiacciaio, prodotta dall'unità UNI-BS utilizzando un modello di bilancio energetico.



*Figura ARPA-57.* Confronto fra la mappa di variazione di spessore espressa come media annua e la mappa di bilancio di massa medio del ghiacciaio, prodotta dall'unità UNI-BS utilizzando un modello di bilancio energetico.

Al netto del periodo considerato leggermente differente, e della differente interpretazione fisica delle due tipologie di dato, l'accordo appare significativo.

2. Stima della volumetria totale attuale residua

Utilizzando i rilievi georadar del fondo roccioso del ghiacciaio (bedrock) eseguiti nel 1997-8, e la ricostruzione del DEM sulla base della stereocoppia IKONOS, è stato possibile aggiornare al 2007 la mappa di spessore assoluto stimato del Ghiacciaio Adamello-Mandrone (figura seguente).

Nonostante le notevoli riduzioni di spessore degli ultimi anni, lo spessore totale appare localmente tuttora considerevole, come nella vasta area centrale detta "pian di neve". Per quanto riguarda la volumetria totale, il grafico seguente esprime l'andamento della volumetria nelle tre date di riferimento: al netto della quota assoluta del fondo roccioso, è stato possibile stimare la volumetria totale sulla base dei modelli digitali del terreno del ghiacciaio disponibili, relativi al 1981 (DEM associato alla CTR), 1997 (rilievo aerofotogrammetrico ENEL) e 2007 (da stereo coppia IKONOS).



Figura ARPA-58. Mappa di spessore assoluto stimato del Ghiacciaio Adamello-Mandrone



Figura ARPA-59. Andamento della volumetria nelle tre date di riferimento

3. Scenari semplificati sulla volumetria totale attesa

Ipotizzando, come scenario climatologico semplificato per i prossimi decenni, che si ripetano le medesime condizioni meteo-climatiche verificatesi nel decennio 1997-2007 (ovvero, per semplicità, che si ripetano le stesse condizioni medie fra gli accumuli nevosi e la fusione glaciale), è possibile formulare degli scenari semplificati sulle variazioni di spessore e di volume per il Ghiacciaio Adamello-Mandrone.

Assumendo quindi questa ipotesi semplificata le mappe seguenti esprimono quindi, assumendo il 2007 come anno 0 di partenza per gli scenari, l'arretramento planimetrico atteso e l'andamento degli spessori stimati del ghiaccio per i prossimi decenni.



*Figura ARPA-60.* Mappe esprimenti, assumendo il 2007 come anno 0 di partenza per gli scenari, l'arretramento planimetrico atteso e l'andamento degli spessori stimati del ghiaccio per i prossimi decenni.

Il grafico seguente sintetizza l'andamento dei volumi totali del ghiacciaio Adamello-Mandrone sulla base delle stime basate sui DTM storici (pallini blu) e degli scenari semplificati per i prossimi decenni (pallini rossi).



*Figura ARPA-61.* Andamento dei volumi totali del ghiacciaio Adamello-Mandrone sulla base delle stime basate sui DTM storici (pallini blu) e degli scenari semplificati per i prossimi decenni (pallini rossi).

# Politecnico di Milano

POLIMI: Analisi di stazionarietà climatica ed implementazione di scenari idrologici

Bibiana Groppelli, Alice Pagani, Gabriella Apollonio, Maria Cristina Rulli, Daniele Bocchiola e Renzo Rosso.

#### INTRODUZIONE

Si riporta qui l'attività condotta dal gruppo di lavoro POLIMI nell'ambito del progetto. Il report integra e completa l'attività condotta nel primo anno, alla quale si aggiungono ulteriori risultati.

Tale attività ha compreso in primis il coordinamento e l'omogeneizzazione del lavoro delle varie unità. Tale componente, ovviamente non esplicitabile formalmente in un resoconto scientifico, ha comunque una importanza rilevante. Dal punto di vista dei coordinatori del progetto, si è potuto osservare un ottimo livello di interazione nello svolgimento del progetto, ed una ottima disponibilità da parte di tutti gli enti coinvolti nel progetto, ivi inclusa ENEL produzione, a farsi parte attiva e partecipativa del progetto. Tale evidenza ha rappresentato una prima importante pietra miliare per lo svolgimento del progetto.

L'attività dell'unità POLIMI qui riportata comprende in sostanza quattro macro-filoni. Il primo è relativo all'analisi di trend climatici locali tramite elaborazioni statistiche, e completa le analisi preliminari condotte e riportate nell'ambito del primo report. Tale argomento è stato sviluppato allo scopo di evidenziare in termini quantitativi la presenza di una influenza locale dei fenomeni di cambio climatico a scala globale. Tale lavoro, oltre ad illustrare le tendenze climatiche relative al parco dell'Adamello, è grande importanza per l'analisi di consistenza dei modelli climatologici, che dovranno essere utilizzati per lo sviluppo di scenari di cambio climatico per definire le future tendenze della distribuzione della risorsa idrica. In tal senso, è stato fondamentale il contributo di ENEL produzione, che ha messo a disposizione del gruppo di lavoro CARIPANDA la preziosa mole di dati raccolta negli ultimi quattro decenni dal personale dell'azienda. Per tale motivo è d'obbligo ringraziare ancora qui ENEL produzione per la disponibilità mostrata. Le analisi condotte relative alla distribuzione di risorsa idrica sottoforma nivale, SWE, si integrano con quelle complementari condotte dal gruppo ARPA e riportate nella sezione relativa.

Il presente report competa lo studio preliminare condotto nel primo anno, introducendo un'analisi più completa delle climatologie, con particolare attenzione ai trend nivologici, ed una analisi statistica atta a evidenziare l'influenza della situazione climatica complessiva sulla climatologia dell' area dell'Adamello.

Il secondo filone riguarda lo sviluppo di un modello di bilancio energetico ed idrologico per l'area del ghiacciaio nero del Venerocolo. Nella costruzione di tale modello si sono in effetti sviluppate molte di quelle sinergie, che stanno alla base dell'idea del progetto CARIPANDA, atte alla raccolta delle diverse competenze necessarie all'analisi dell'idrologia delle aree glaciali e montane in genere. In particolare, grazie alla disponibilità mostrata dal gruppo Unimi-SCI, si è potuta condurre una campagna glaciologica e meteorologica congiunta sul ghiacciaio detto, atta a raccogliere la base dati necessaria alla diverse analisi glaciologiche ed idrologiche, che hanno permesso, tra l'altro, di sviluppare un modello idrologico atto a simulare la dinamica del ghiacciaio. L'utilizzo poi di immagini remote di copertura nevosa (SCA, snow covered area), elaborate e rese disponibili dal gruppo ARPA, ha reso possibile l'integrazione di tale informazione nel modello idrologico stesso. Anche in questo caso, l'utilizzo dei dati di invaso forniti dal ENEL ha permesso la validazione del modello in termini di dinamica temporale del deflusso glaciale. Nel report qui presente si integra il modello con i dati di campo raccolti negli anni 2008 e 2009.

Si riportano inoltre i risultati di due campagne di misura condotte allo scopo di valutare i deflussi di ablazione dal ghiaccio venerocolo. Si propone poi preliminarmente un approccio innovativo di tipo modellistico su base distribuita, che permette di simulare la dinamica idrologica a fine risoluzione temporale del Bacino.

Si presenta infine, un approccio semplificato atto a indicare la metodologia da utilizzare nel proseguimento del progetto, per la definizione degli scenari futuri di idrologia per l'area del Venerocolo.

Il terzo filone di studio è dedicato alla problematica della stima ottimale della risorsa idrica disponibile sotto forma nivale nel periodo di ablazione. Tale problematica è di grandissimo interesse, poiché la previsione della disponibilità e la pianificazione dell'utilizzo della risorsa idrica nel periodo tardo-primaverile sono di fatto influenzate dalla conoscenza in termini quantitativi della distribuzione spaziale e temporale del manto nevoso cumulato.

Si illustra qui una metodologia innovativa, atta alla stima della quantità di acqua cumulata sottoforma nivale (snow water equivalent, SWE) per il periodo primaverile, basata sull'accoppiamento della teoria di stima ottimale tramite interpolazione lineare di tipo Kriging con la stima da satellite della copertura nivale, fornita dall'U.O. Arpa Lombardia. La metodologia viene presentata, calibrata e validata utilizzando 40 anni di dati disponibili di SWE per 14 stazioni interne all'area del Parco, per sei date caratteristiche. Si dimostra come la metodologia di Kriging possieda caratteri di ottimalità. Si illustra poi l'uso accoppiato con le immagini satellitari per due anni campione (2007-2008).

La quarta linea di studio è sostanzialmente dedicata alla produzione di scenari futuri di risorsa idrica ad una scala spaziale di maggiore interesse pratico, quale quella del fiume Oglio, che include il parco dell'Adamello.

Si presenta la costruzione di un modello di tipo statistico per la costruzione di scenari di precipitazione (pluviale e nivale) e di temperatura, atta permettere la simulazione climatica di lungo periodo. In primis, si presenta un modello stocastico di disaggregazione spaziale, capace di ricondurre a fine risoluzione spaziale (circa 2x2 km2) gli output di precipitazione e temperatura da modello GCM. Tale metodo viene poi utilizzato per produrre scenari di precipitazione e temperatura, atti a simulare condizioni climatiche future, sulla base di proiezioni di scenario prodotte dal GCM.

Si predispone poi un modello idrologico semi-distribuito (i.e. per fasce di quota) atto a simulare le dinamiche idrologiche del fiume Oglio, che viene calibrato sulla base di osservazioni disponibili per il periodo 1990-1999. Tale modello viene poi utilizzato per la proiezione di scenari climatici, utilizzando gli input climatici provenienti dal modello GCM, opportunamente disaggregati come detto. Il modello viene poi utilizzato per proiezioni di scenario valide per l'area del parco.

Si analizzano infine quantitativamente la disponibilità e la dinamica della risorsa idrica nell'area del parco e si riportano alcune statistiche significative.

# POLIMI 1. ANALISI DI TREND CLIMATICI

### POLIMI 1.1. Introduzione

Sono state qui analizzate le serie storiche di precipitazioni, altezze nivali e temperature di quattro stazioni nivo-meteorologiche, e le serie storiche di equivalente idrico nivale (snow water equivalent, SWE) a date fisse per quattordici stazioni nivologiche, per il periodo 1966-2007. Per individuare la presenza di una tendenza temporale si utilizzano tre differenti metodi di analisi, la regressione lineare, il test di adattamento per la media a finestra mobile ed il test statistico di Mann-Kendall. Sebbene la relativa brevità delle serie

e la mancanza di alcuni dati in certe stazioni per gli anni più recenti consiglino attenzione nell'interpretare i risultati, i tre approcci proposti sono coerenti tra loro ed evidenziano una tendenza all' aumento delle precipitazioni piovose e delle temperature, a scapito di una tendenza decrescente nelle precipitazioni nevose e del cumulato annuo di SWE.

### POLIMI 1.2. Climatologia

L'area del Parco Adamello è caratterizzata dal mesoclima alpino, contraddistinto da temperature invernali rigide e temperature estive poco elevate, intensa radiazione solare ed elevata freguenza di giorni sereni soprattutto in inverno. Una elevata ventosità è garantita tanto dalle brezze di monte e di valle guanto dall'interazione del rilievo con la circolazione generale. Le precipitazioni, che sono abbondanti sui contrafforti esterni delle Alpi, si riducono sensibilmente nella parte centrale del massiccio, dando luogo ad un regime climatico endoalpino, contraddistinto da minor nuvolosità e da relativa scarsità di precipitazioni, con massimi annuali che raggiungono difficilmente 1000 mm. La neve cade spesso anche se raramente in quantità abbondante, e tende a resistere per lunghi periodi, soprattutto nelle zone più fredde verso Ponte di Legno, per via dell'aria fredda che discende dal ghiacciaio del Pisgana e delle precipitazione che arrivano dalla zona del Tonale. Le precipitazioni nevose nei mesi da ottobre a maggio rivestono, assieme alla temperatura nei mesi di ablazione, un ruolo fondamentale nello stato si conservazione delle masse glaciali. A fine stagione di ablazione, solitamente a settembre, la neve residua sul bacino di accumulo del ghiacciaio va incontro a varie trasformazioni che portano ad un aumento della densità della stessa e, dopo alcuni anni, alla sua trasformazione in ghiaccio.

#### POLIMI 1.3. Base Dati

Il lavoro utilizza i dati messi a disposizione da ENEL, registrati in prossimità di 6 dighe presenti all'interno del Parco, i laghi d'Avio, Pantano, Venerocolo, Baitone, Salarno e Arno (Figura 1). Le misure disponibili, effettuate manualmente con cadenza giornaliera dal personale degli impianti, coprono il periodo dal 1966, ad eccezione di Pantano in cui è presente anche il 1965, al 2007. Vengono registrate la precipitazione cumulata totale,  $P_{tot}$ (pioggia o neve), l'altezza cumulata di neve al suolo, HS e la temperatura massima e minima,  $T_{max}$  e  $T_{min}$ . Un'analisi preliminare sulla completezza e la qualità dei dati disponibili ha permesso di individuare le quattro stazioni che presentano rilievi più accurati e completi, ossia Arno, Avio, Pantano e Salarno, situate presso le omonime dighe. Nel seguito, si riportano i risultati ottenuti per queste quattro stazioni in forma tabellare, mentre si mostrano i grafici relativi alle sole stazioni di Arno e Pantano, che presentano la quota massima e minima (1820 m s.l.m. e 2350 m s.l.m., rispettivamente) e sono quindi particolarmente rappresentative. I grafici per le due stazioni di Avio e Salarno, qui non mostrati per brevità, evidenziano andamenti simili e l'informazione corrispondente a queste due stazioni intermedie si può desumere dalla tabelle riportate.

Per quanto riguarda lo SWE, si sono utilizzati i dati messi a disposizione da ENEL, registrati presso 34 stazioni nivometriche all'interno del Parco (Figura 1). Le misure disponibili, effettuate manualmente dal personale degli impianti sei volte all'anno (1 Febbraio, 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio e 1 Giugno), coprono il periodo dal 1967 al 2007. La scelta delle date di misura dipende dal fatto che viene analizzato solo il periodo di interesse per la dinamica della fusione nivale. Come noto, inoltre, il periodo tra Marzo ed Aprile rappresenta nella sostanza la fine della stagione di accumulo (*p.es.* Bohr e Aguado, 2001; Martinelli *et al.*, 2004). Un'analisi preliminare ha mostrato come per la data del 1 Febbraio, non fosse presente nessuna tendenza rilevante. Per tale ragione, tale data non è stata ulteriormente investigata. In tutte e 34 le stazioni viene registrata l'altezza di neve al suolo, *HS*, mentre in 14 di esse è presente anche la misura della densità,  $\rho_s$ ,

necessaria per la stima dello SWE. L'analisi della dinamica temporale dello SWE viene effettuata utilizzando i dati di queste 14 stazioni, mentre i dati di altezza delle rimanenti stazioni vengono utilizzati in fase di controllo preliminare sull'omogeneità dei dati e per integrare alcuni dati mancanti. Le stazioni investigate sono ubicate tra 1820 e 2800 m slm con un'altitudine media di 2216 m slm. Distribuite uniformemente sul territorio dei sottobacini afferenti ai serbatoi Pantano d'Avio, Venerocolo, Avio, Benedetto, Baitone, Salarno e Arno, le stazioni si trovano tutte nel bacino afferente al fiume Oglio. Negli anni più recenti le serie presentano alcune misure mancanti. In tali casi, non volendo rinunciare alla mole di dati comunque rilevante, l'analisi è stata condotta tenendo conto dei valori mancanti. Nelle analisi seguenti i risultati vengono quindi affiancati per ogni anno considerato da un indice di completezza dei dati, *C*, calcolato come segue:

$$C = \frac{Na - Nm}{Na} \tag{1}$$

dove  $N_a$  indica il numero di giorni dell'anno in esame ed  $N_m$  il numero di giorni in cui non viene effettuata la misura. C varia tra 0 e 1 ed indica rispettivamente lo 0% e il 100% dei giorni registrati nell'anno considerato. In Tabella 1 vengono riassunte le caratteristiche delle quattro stazioni considerate, presentate in ordine di quota crescente. Come detto, i dati raccolti dal pluviometro forniscono l'intero ammontare della precipitazione  $P_{tot}$ , che comprende la neve sciolta. Al fine di valutare la sola precipitazione liquida si introduce qui l'ipotesi ragionevole che nei giorni in cui il valore di osservato di altezza di neve al suolo HS aumenta, non vi sia precipitazione liquida, e viceversa. In tal modo, è possibile distinguere tra le due tipologie di precipitazione e valutare il solo apporto di pioggia liquida. Le analisi di stazionarietà sono state quindi effettuate sulle serie di precipitazione liquida P<sub>cum</sub>, sulle serie di HS, sul numero di giorni di copertura nevosa HS maggiore di una certa soglia (HS > 0, 5, 10, 20 cm, si veda Laternser e e Schneebeli, 2003), sul numero di giorni di nevicata  $N_s$  e sulle serie di temperatura  $T_{max}$  e  $T_{min}$ . Si è inizialmente valutata l'ipotesi di studiare la variabile HN, o altezza di neve nuova, dedotta come differenza tra i valori di HS in due giorni consecutivi. Tuttavia, si è osservato come il valore cumulato annuale di HN sia in sostanza fortemente correlato ( $\rho = 0.89$ ) con il valore di HS medio annuo (come in Laternser e Schneebeli, 2003), mostrando quindi lo stesso comportamento. La verifica della presenza di una tendenza si effettua pertanto sulle serie di HS. Le serie di HN, vengono comunque utilizzate per valutare  $N_s$ . Per quanto riguarda la copertura nivale HS se ne è considerata qui la media durante la stagione invernale (1 ottobre - 31 maggio), periodo in cui accadono la maggioranza degli eventi nevosi e già utilizzato in precedenti studi per questo tipo di analisi nell'area Alpina (Laternser, 2002). Per le precipitazioni liquide si sono invece considerati tutti i giorni dell'anno idrologico (1 ottobre – 30 settembre). Il periodo è indicato con l'anno riferito alla parte maggiore della stagione, per esempio 1998 per la stagione 1997-98. Poiché i dati disponibili terminano a febbraio 2007 viene esclusa dalle analisi la stagione 2006-2007.

Dai dati di altezza e densità il valore di equivalente idrico nivale nella stazione *i*-esima, *SWE<sub>i</sub>* [m] viene calcolato come:

$$SWE_i = HS_i \cdot \frac{DS_i}{D_w}, \tag{2}$$

dove  $HS_i$  (m) e  $DS_i$  (kg/m<sup>3</sup>) indicano l'altezza di neve al suolo e la densità della neve nella stazione *i*-esima e  $D_W$  (kg/m<sup>3</sup>) la densità dell'acqua. Dal momento che le stazioni sono distribuite in maniera in sostanza uniforme per fasce di quota nell'area in esame si è qui considerato per ogni data di misura la media campionaria dei valori di *SWE* nelle singole stazioni, come valore rappresentativo per l'area in esame.

$$SWE_A = \frac{1}{14} \sum_{i=1}^{14} SWE_i$$
.

Da qui in poi si utilizza quindi la dizione  $SWE_A$  per indicare il valore mediato di  $SWE_i$  sulle 14 stazioni disponibili. Si sono impiegati tre differenti approcci per rilevare la presenza di una eventuale tendenza temporale nelle serie considerate. Tali metodi sono la regressione lineare nel tempo, il test di adattamento per la media a finestra mobile e il test di Mann-Kendall nella sua forma tradizionale e progressiva (Cislaghi *et al.*, 2004; Jiang *et al.*, 2007).



Figura POLIMI-1. Area di studio e posizione delle stazioni di misura ENEL. Simboli riportati nel testo.

197

ID	Station	Altitude	Reservoir	Measurements	Period	C [.]
1	Ovest Diga Pantano D'avio	2520	Pantano D'avio	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.94
2	Est Lago Verso Adamello	2590	Pantano D'avio	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.91
3	Diga Venerocolo	2530	Venerocolo	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.94
4	Verso Vedretta Venerocolo	2800	Venerocolo	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.89
5	La Palazzina	1940	Avio	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.92
6	Dosso Prepazzone	2000	Benedetto	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.80
7	Malga Lavedole	2040	Benedetto	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.89
8	Sud Ovest Laghetto Miller	2220	Baitone	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.82
9	Nord Est Lago Baitone	2315	Baitone	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.86
10	Santa Barbara	2070	Salarno	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.88
11	Destra Diga D'arno	1820	Arno	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.91
12	Pozza D'arno	1950	Arno	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.92
13	Sud Ovest Diga D'arno	2040	Arno	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.81
14	Est Scale Adame'	2185	Arno	$HS_5$ , $DS_5$	01/03/1967- 01/06/2007	0.83
15	Arno	1820	Arno	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1966- 28/02/2007	0.90
16	Avio	1940	Avio	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1966- 28/02/2007	1.00
17	Salarno	2070	Salarno	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1966- 9/02/2007	0.83
18	Baitone	2200	Baitone	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1966- 28/02/2007	0.46
19	Pantano	2300	Pantano	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1965- 28/02/2007	0.92
20	Venerocolo	2500	Venerocolo	HS, T <sub>max</sub> , T <sub>min</sub> , R	01/01/1966- 28/02/2007	0.60

Tabella POLIMI-1. Stazioni di misura ENEL e completezza C

#### POLIMI 1.4. Metodi

#### POLIMI 1.4.1. Regressione lineare

Viene effettuata una regressione lineare (RL) pesata delle variabili in esame rispetto agli anni. Vengono utilizzati come pesi gli indici di completezza precedentemente calcolati, in modo che gli anni con un minor numero di dati influiscano meno nella regressione. La pendenza della retta della regressione lineare è in grado di evidenziare la presenza di una tendenza nelle serie di dati. Si analizza la significatività della regressione tramite la valutazione dell'indice di significatività *p-val*.

# POLIMI 1.4.2. Media a finestra mobile vs media su lungo periodo

Si calcola la media a finestra mobile (MM) su di un periodo di 10 anni. Applicando tale finestra ad un sotto-campione di 10 anni di dati il valore risultante è riferito all'ultimo anno della finestra e tutti i dati hanno lo stesso peso. La media del sotto-campione viene poi confrontata con la media di lungo periodo (MLP, 1967-2006). La significatività statistica delle fluttuazioni è confrontata con l'ampiezza dell'intervallo di confidenza delle variabili considerate con un livello di significatività  $\alpha$ =5%. Gli intervalli di confidenza sono determinati assumendo che le serie siano stazionarie. Sotto questa ipotesi, le fluttuazioni della media mobile dovrebbero essere unicamente imputabili alla variabilità casuale del dato annuo. Le eventuali fluttuazioni al di fuori degli intervalli di confidenza indicherebbero la presenza di una possibile non stazionarietà, monotona o periodica (Cislaghi *et al.*, 2004). L'espressione analitica dell'intervallo di confidenza per la media è data da (Kottegoda e Rosso, 1997)

$$\mu - z_{\alpha/2} \sigma / \sqrt{n} \le \overline{X} \le \mu + z_{\alpha/2} \sigma / \sqrt{n} ,$$

(4)

dove  $\mu \in \sigma$  sono rispettivamente la media e la deviazione standard della variabile considerata, considerando tutta la serie, mentre *n* è la dimensione della finestra mobile.  $\overline{X}$  è la media della finestra mobile di lunghezza scelta e  $z_{\alpha/2}$  è l'inversa della distribuzione normale standard cumulata corrispondente ad una probabilità di 1- $\alpha/2$ .

# POLIMI 1.4.3. Test di Mann Kendall

Il test statistico di Mann-Kendall (MK) è di tipo non parametrico, ossia non pone condizioni sulla distribuzione della popolazione da cui è tratto il campione. I test non parametrici sono meno sensibili ai valori estremi rispetto ai test parametrici. Inoltre, un test non parametrico può individuare la tendenza di una serie temporale indipendentemente da ipotesi sulla sua forma, lineare o meno (Wang, *et al.* 2005), in tal senso integra l'analisi condotta tramite il test RL. Per effettuare il test si considera un campione di variabili in cui si vuole ricercare una tendenza, *e.g. HS*, {*HS<sub>y</sub>*, *y* = 1, 2,..., *Y*} con *Y* lunghezza della serie in anni, quindi si indica con  $p_y$  il numero di elementi del campione con j < y che presentano  $HS_j < HS_y$ , il test statistico *r* viene calcolato come:

$$\tau = \sum_{y=1}^{Y} p_y \,. \tag{5}$$

Si può dimostrare che  $\tau$  è distribuito asintoticamente come una normale con media e deviazione standard date rispettivamente dalla

$$\mu(\tau) = Y(Y-1)/4 \; ; \; \sigma(\tau) = \sqrt{Y(Y-1)(2Y+5)/2} \; . \tag{6}$$

La variabile normalizzata  $u(\tau) = (\tau - \mu(\tau))/\sigma(\tau)$  segue una distribuzione normale standard ed è quindi possibile costruire gli intervalli di confidenza associati, nonché valutare il relativo valore di significatività, o *p-val*. Il test MK verifica l'assunzione di stazionarietà della serie sottoposta al test se la variabile normalizzata  $u(\tau)$  è contenuta all'interno degli intervalli di confidenza. Il test viene effettuato qui con un livello di significatività pari ad  $\alpha$ =5%, che fornisce un intervallo di confidenza che ha per limiti 1.96 e -1.96. Nella forma progressiva, per ogni elemento *j* del campione, le variabili  $\tau_j e u(\tau_j)$  vengono calcolate sostituendo *j* ad *Y* in Eq.(3) ed Eq.(4). Il valore di  $\tau$  descrive la direzione (segno) e l'entità (modulo) della tendenza. La stessa procedura viene applicata alla serie partendo dal valore più recente. In questo caso  $p_i'$  indica il numero degli elementi della serie  $HS_y$  con j > y che presentano  $HS_j > HS_y$ . Da  $p_y'$  viene calcolato  $\tau'_j e u(\tau'_j)$ . In assenza di tendenza il grafico di  $u(\tau_j) e u(\tau_j')$ in funzione degli anni presenta diverse sovrapposizioni. Nel caso invece di tendenza significativa l'intersezione delle due curve, chiamate nei grafici test 'avanti' e test 'indietro', è unica e permette di localizzare approssimativamente l'inizio del fenomeno.

### POLIMI 1.5. Piogge

I test di stazionarietà vengono condotti considerando il valore cumulato annuo di precipitazione  $P_{cum}$  e di pioggia Rcum (Cislaghi *et al.*, 2004). Riguardo a  $P_{cum}$ , per le tre stazioni più basse, da Arno a Salarno, si osserva una tendenza positiva, mentre la pià alta stazione di Pantano mostra un trende decrescente. I *p-val* relativi sono segnalati in Tabella 2 (*p-val*  $\ge$  0.05 indica una tendenza non significativa). Durante il periodo 1975-1980 la media mobile MW è sotto il valore di lungo periodo LT. I risultati della prova tradizionale di MK inoltre sono segnalati in Tabella 2 ed indicano tendenze non significative. I risultati del test progressivo di MK per  $P_{cum}$  sono segnalati in Tabella 3, dove il periodo di inizio probabile per la tendenza è segnalato, insieme al valore della media di  $P_{cum}$  prima e dopo il periodo detto. Tuttavia, non sembra rilevato qui un cambiamento significativo.

Si conduce in poi l'analisi di  $R_{cum}$ . In tutte le quattro stazioni considerate si evidenzia una crescita nel tempo dei valori di  $R_{cum}$ . Le stazioni presentano infatti una pendenza non nulla della retta di regressione (Salarno 3.31 mm/a, Avio 4.40 mm/a, Pantano 5.83 mm/a, Arno 11.42 mm/a). In particolare, spicca il valore di Arno, pari al doppio degli altri. Tale comportamento potrebbe dipendere dalla quota, 1820 m s.l.m., inferiore alle altre tre. Infatti a quote inferiori potrebbe essere maggiormente influente la diminuzione della precipitazione nivale in favore di un aumento di precipitazione liquida, come mostrato anche nel seguito. I *p-val* delle regressioni sono riportati in Tabella 2. Valori di *p-val* maggiori di 0.05 segnalano una non significatività statistica. Soltanto la stazione di Arno presenta un *p-val* significativo. L'andamento della MM è riportato in Figura 2. Nel periodo 1975-1980 la media a finestra mobile è sotto all'intervallo di confidenza al 95% inferiore, presenta poi una crescita continua fino al 1985 ed in seguito un comportamento in sostanza stazionario. In tutti i casi si ha poi una incremento deciso a partire dai primi anni novanta. Si osserva poi una diminuzione a partire dai primi anni duemila.



**Figura POLIMI-2.** Media a finestra mobile MM di dieci anni applicata a  $R_{cum}$  (linea con pallini). La linea continua rappresenta la media di lungo periodo MLP, mentre le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha = 5\%$ ). Arno e Pantano.

Il test di MK, riportato in Tabella 3 evidenzia un comportamento simile nelle quattro stazioni considerate. Il valore finale del test MK tradizionale risulta positivo e per le stazioni di Avio e Salarno molto prossimo al valore critico 1.96, di poco superiore per Arno e Pantano. Questo è indice di una tendenza di crescita presente in tutte e quattro le serie. Per determinare il momento di inizio della tendenza viene effettuato il test progressivo, riportato in Figura 3. Il punto di inizio della tendenza coincide con l'intersezione delle due spezzate. Per Salarno e Arno (Fig. 3a) si può riconoscere l'inizio della tendenza verso il 1980. Per la stazione di Avio si nota un inizio della tendenza di crescita intorno al 1990, come anche per la stazione di Pantano (Fig 3b). I risultati del test di MK concordano con quelli ottenuti dalle regressioni lineari. Nel grafico del test di MK progressivo si nota una crescita più accentuata riscontrabile nella stazione di Arno, come già osservato con la regressione. Inoltre circa dal 2001 si ha un'inversione dell'andamento dei risultati del test MK e negli ultimi anni i valori della statistica u(t) rientrano nell'intervallo di confidenza (tranne per la stazione Arno), in accordo all'andamento del test MM.



**Figura POLIMI-3.** Test MK progressivo applicato a  $P_{cum}$ . La linea con pallini scuri rappresenta il test avanti, la linea con pallini chiari il test indietro, le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha$  = 5%), i trattini su asse secondario l'indice di completezza, C. **a**) Arno **b**) Pantano

Per quantificare l'aumento della pioggia sono state calcolate le medie nei periodi precedente (Prima) e successivo (Dopo) dell'inizio della tendenza. Questi valori sono stati poi confrontati con la media di lungo periodo, sia in termini percentuali che in mm di pioggia. In Tabella 4 sono riportati i risultati.

Per quanto riguarda la precipitazione totale, Brunetti *et al.* (2006) hanno studiato la presenza di tendenze all'interno di precipitazione nella regione alpina allargata, *greater alpine region* GAR, compreso la zona esaminata qui, usando una serie osservata da 192 stazioni su lungo termine. Gli autori evidenziato quattro regioni differenti, con comportamento in qualche modo variabile. In particolare, l'area di studio del bacino del fiume Oglio qui è posta lungo il confine fra la loro regione NW (EOF-1 nella loro Figura 4), dove si osserva una precipitazione totale in crescita chiaramente significativa, e la loro regione SW (EOF-2 nella loro Figura 4), dove si trova una precipitazione totale decrescene, ma in maniera meno pronunciata. Tuttavia, la valutazione delle tendenze relative alla precipitazione totale sulla GAR nostra tendenze non uniformi durante il ventesimo secolo, poichè si ha un aumento nelle zone nordoccidentali e una diminuzione in quelle del sud-est (*p.es.* Faggian e Giorgi, 2009) ed il confine fra queste due zone può essere definito solo con un certo margine di incertezza.

### POLIMI 1.6. Manto nivale

Il test RL condotto su HS, pesata rispetto all'indice di completezza C, mostra una diminuzione media annua nel tempo, con pendenza variabile da un minimo di -0.70 cm/a

per la stazione di Arno ad un massimo di -1.14 cm/a per Salarno (Tabella 2). I *p-val* sono significativi ( $\alpha = 5\%$ ) per le 2 stazioni di Avio e Salarno. Anche il numero di giorni di nevicata  $N_s$  è stato analizzato mediante una regressione lineare pesata. Tutte e quattro le stazioni presentano una retta di regressione a pendenza decisamente negativa (Tabella 2), e *p-val* significativi. In particolare, le stazioni di Pantano e Salarno presentano i coefficienti delle rette di regressione maggiori in modulo. La media MM su 10 anni applicata ad *HS*, in Figura 4 per Arno e Pantano, mostra un comportamento simile per le 4 stazioni. Fino agli anni 1985-86 i valori della media su 10 anni sono di molto superiori alla media di lungo periodo e al di sopra dell'intervallo di confidenza. Negli anni successivi e fino al 1996 si ha una decrescita molto netta fino a valori al di sotto dell'intervallo di confidenza. In seguito il valore della media sembra essere costante o in leggera crescita.



**Figura POLIMI-4.** Media a finestra mobile MM di dieci anni applicata a HS (linea con pallini). La linea continua rappresenta la media di lungo periodo MLP mentre le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha$ = 5%). Arno e Pantano.

Il test MK tradizionale, effettuato sulle serie di *HS*, fornisce risultati significativamente negativi per tutte le stazioni. Il test progressivo permette di localizzare l'inizio del cambiamento tra il 1985 e il 1990 (Figura 5 per Arno e Pantano). Il test MK presenta, come la media MM, una decrescita forte dal 1985 al 1990-1995, ma diversamente dalla media MM, la decrescita continua fino al 2006, seppur in modo meno accentuato.



**Figura POLIMI-5.** Test MK progressivo applicato a HS. La linea con pallini scuri rappresenta il test avanti, la linea con pallini chiari il test indietro, le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha$  = 5%), i trattini su asse secondario l'indice di completezza C. **a**) Arno **b**) Pantano

Per quantificare la diminuzione di HS sono state calcolate le medie nei periodi precedente e successivo all'inizio della tendenza. Questi valori sono stati poi confrontati con la media di lungo periodo. In Tabella 4 sono riportati i risultati. Si sono poi studiati inizio, fine e durata della copertura nevosa. Si sono considerate diverse soglie di copertura nevosa (Laternser e Schneebeli, 2003): 0 cm, 5 cm, 10 cm e 20 cm. I giorni dell'anno sono stati numerati a partire dall'inizio della stagione invernale definita in precedenza. I test RL, MM e MK sono stati applicati sulle variabili numero giorno d'inizio (B), numero giorno di fine (E) e numeri giorni di durata (D) della copertura nevosa continua. Valori di B ed E crescenti indicano che la copertura nevosa inizia più tardi e finisce più tardi. L'analisi non è stata effettuata per la stazione di Salarno, poiché per alcuni anni recenti si sono osservate carenze del dato di copertura in coincidenza del periodo di scioglimento del manto nevoso. Il test RL, in Tabella 2, mostra nella sostanza una traslazione in avanti non significativa del periodo di inizio B della copertura nivale per le varie soglie considerate. Vi è invece un significativo anticipo nella fine della copertura E, in particolare per le soglie elevate, 10 e 20 cm. In maniera consistente, la durata della copertura D diminuisce significativamente per tali soglie. Il test MM, non riportato per brevità, mostra nella sostanza un andamento analogo. A partire dai primi anni novanta, vi è una consistente diminuzione relativa alle variabili E e D, in particolare per le soglie 5, 10 e 20 cm. Dai risultati del test MK tradizionale (in Tabella 3) si nota come l'inizio della copertura nevosa, B, sia invece in sostanza stazionario. I valori del test sono infatti tutti positivi, ma non significativi, con un'unica eccezione (Avio, *B10*). Al contrario, la fine della copertura nevosa *E* è associata a valori del test per la maggior parte negativi e al di fuori dell'intervallo di confidenza. Lo stesso accade per la durata della copertura nevosa D, che presenta un andamento decrescente. Osservando i risultati per le singole stazioni si nota che la tendenza appena descritta è comune a tutte in modo più o meno accentuato. Per quanto riguarda le diverse soglie di copertura, quella di 20 cm presenta la tendenza meno definita, mentre le soglie di 5 e 10 cm quelle più nette.

### POLIMI 1.7. Temperature

Si sono analizzati prima i valori medi di  $T_{max}$  e  $T_{min}$  su tutto l'anno. La regressione lineare rivela un incremento delle temperature nel tempo, comune a tutte le stazioni, in particolare riferito alle  $T_{max}$ . In Tabella 2 sono riportati i coefficienti delle rette di regressione. Questi sono tutti positivi e maggiori per le  $T_{max}$ . Il test MM relativo a  $T_{max}$  mostra nella sostanza un andamento decrescente fino agli anni ottanta, seguito da un deciso rialzo della temperatura fino al presente. Il test MK tradizionale sulle medie annue di  $T_{max}$  e  $T_{min}$ , in

Tabella 3, fornisce valori positivi per tutte e 4 le stazioni, rivelando una generale tendenza alla crescita. I valori sono al di fuori dell'intervallo di confidenza al 95% per le serie di temperatura, con l'eccezione delle sole  $T_{min}$  di Avio e Arno. Si osserva che questo andamento è consistente con il test RL. Il test MK progressivo evidenzia un andamento crescente (non mostrato qui per brevità). In particolare per i valori di  $T_{max}$  si può individuare l'inizio della tendenza a partire dai primi anni ottanta in avanti, in dipendenza dalla quota. Questa tendenza è evidente per tutte e quattro le stazioni. In particolare è molto accentuata alle stazioni di Salarno e Pantano, in accordo con il test RL, dove tali stazioni presentano i coefficienti di crescita maggiori, mentre è più modesta alla stazione di Avio. In Tabella 4 si riportano le variazioni delle temperature medie calcolate nei periodi prima e dopo l'inizio della tendenza di crescita significativa. Sono state poi analizzate le temperature medie in autunno e primavera, ossia nei periodi importanti per l'inizio dell'accumulo e per lo scioglimento del manto nevoso. Il test RL mostra un andamento differente nelle due stagioni (Tabella 2). In primavera le temperature, sia massime che minime, presentano una tendenza crescente, mentre in autunno sono nella sostanza stazionarie (con l'eccezione delle  $T_{max}$  autunnali di Arno, crescenti). Una crescita particolarmente accentuata si osserva nelle temperature primaverili in Arno, Pantano, Salarno. Il test MK tradizionale fornisce valori al di fuori dell'intervallo di confidenza al 95% in primavera per  $T_{max}$  e  $T_{min}$  di tutte le stazioni, indicando la presenza di un forte aumento. In autunno solo la  $T_{max}$  di Arno è al di fuori dell'intervallo (Tabella 3). Il test MM per  $T_{max}$ primaverile, in Figura 6 per Arno e Pantano, viene riportato qui in quanto maggiormente significativo e permette di individuare una tendenza di crescita delle temperature primaverili nel decennio 1985-1995. Risultati simili si ottengono per  $T_{min}$  (non mostrato per brevità). Il test MK progressivo per  $T_{max}$  in Figura 7 ancora per Arno e Pantano, sembra mostrare un andamento concorde con il test MM. Ancora, risultati simili si ottengono per  $T_{min}$ . Per guanto riguarda le temperature autunnali non si osserva invece alcuna tendenza evidente (non mostrato qui per brevità).



**Figura POLIMI-6.** Media a finestra mobile MM di dieci anni applicata a  $T_{max}$  primaverile (linea con pallini). La linea continua rappresenta la media di lungo periodo MLP mentre le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha = 5\%$ ). **a)** Arno **b)** Pantano.



**Figura POLIMI-7.** Test MK progressivo applicato a  $T_{max}$  primaverile. La linea con pallini scuri rappresenta il test avanti, la linea con pallini chiari il test indietro, le linee tratteggiate l'intervallo di confidenza ( $\alpha = 5\%$ ), i trattini su asse secondario l'indice di completezza C. **a**) Arno **b**) Pantano.

# POLIMI 1.8. SWE

In Figura 8a,b sono riportati, a titolo indicativo, gli andamenti delle medie di *HS* e di *SWE*, *HS*<sub>A</sub> ed *EIN*<sub>SWE</sub> divisi per decenni. Una linea separa il periodo di accumulo nivale da quello di fusione. Si può evidenziare che: (1) per il periodo successivo al 1987 si nota una drastica riduzione dei valori di *EIN*<sub>A</sub>; (2) il massimo di *EIN*<sub>A</sub> cade tra il 1 e il 15 Aprile; (3) il massimo di *EIN*<sub>A</sub> coincide con o è di poco successivo al massimo di *HS*<sub>A</sub>.



Figura POLIMI-8. (a) Altezze osservate di neve al suolo HSA suddivise in decenni. (b) Altezze osservate di SWEA suddivise in decenni. Viene mostrata la suddivisione in periodo di accumulo e di fusione.

Per analizzare in modo più approfondito la variazione nel tempo di  $EIN_A$  e determinare un anno indicativo di inizio della tendenza vengono effettuati i test di RL, MM e MK spiegati in precedenza. Il test RL condotto sull'altezza di  $EIN_A$ , nelle specifiche date del 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio e 1 Giugno mostra una diminuzione nel tempo. La pendenza delle rette di regressione è variabile da un minimo di -0.55 cma<sup>-1</sup> per la data del 1 Giugno ad un massimo di -1.10 cma<sup>-1</sup> per la data del 1 Maggio (Tabella 5). Nonostante il basso valore predittivo della regressione (R<sup>2</sup> < 0.3), dovuto all'elevate variabilità del fenomeno nivale, i *p-val* sono significativi (per  $\alpha = 5\%$ ) per tutte le date considerate. La media MM su 10 anni viene mostrata in Figura 9 per la data del 1° Aprile. Il valore della MLP si attesta sui 47 cm. I valori delle medie su 10 anni superano le bande di confidenza (linee nere tratteggiate) della MLP. Questo è indice della presenza di una tendenza temporale. Infatti fino al 1989 i valori della media su 10 anni sono di molto superiori alla MLP e al di sopra dell'intervallo di confidenza. Negli anni successivi al 1994 si ha una decrescita molto netta fino a valori al di sotto dell'intervallo di confidenza. Si tralasciano qui per brevità i grafici per le altre date considerate nello studio, che mostrano comunque andamento molto simile



a quello descritto. In Tabella 3 viene riportato il valore della MLP per tutte le date considerate.

Figura POLIMI-9. SWE<sub>A</sub>. Media a finestra mobile (qui MW) di dieci anni per il 1° Aprile.



Figura POLIMI-10. SWE<sub>A</sub>. Test MK progressivo per il 1°Aprile.

In Figura 10 viene riportato il grafico ottenuto dal test MK progressivo avanti e indietro per il caso del 1° Aprile. Il test in avanti, che analizza la serie dal valore più antico a quello più recente, presenta una decrescita costante dal 1985 ad oggi con l'unica eccezione del 2001. I valori della variabile di Kendall escono dalla banda di confidenza inferiore, indicando la presenza di un trend di decrescita significativo, dal 1993. La linea del test all'indietro, che analizza la serie dal valore più recente a quello più antico, viene effettuato per localizzare l'inizio del trend. Le due linee si incrociano verso il 1990. Per una stima quantitativa della diminuzione di *EIN*<sub>A</sub> sono state calcolate le medie nei periodi precedente e successivo all'inizio della tendenza. Questi valori sono stati poi confrontati con la media di lungo periodo. Osservando i risultati, riportati in Tabella 3, per le singole date si nota una comune tendenza di decrescita. In generale la diminuzione di  $EIN_A$  che si registra dopo il 1990 è in valore assoluto maggiore di quella che si ha tra il 1967 e il 1990. Analizzando le singole date ci si accorge che la variazione tra la media di lungo periodo di EIN<sub>A</sub> e la media prima e dopo l'inizio della tendenza è più marcata nei mesi centrali di fusione (Aprile- Maggio) presentando i massimi valori di +10 cm rispetto alla MLP prima del '90 e -15 cm rispetto alla MLP dopo il '90. Per Marzo e Giugno invece la variazione tra il valor medio di EINA prima del 1990 e dopo 1990 è intorno a +5 cm e -7 cm, rispettivamente. Il test MK tradizionale fornisce risultati significativamente negativi per tutte le stazioni considerate, mentre il test progressivo permette di localizzare l'inizio del cambiamento intorno al 1990.

In Figura 11 si riporta l'andamento del tasso di decrescita annuale *Coeff*<sub>i</sub>, espresso in cmanno<sup>-1</sup>, in funzione della quota, per le date dal 1 Aprile in poi (non si osserva alcun trend per la data del 1 Marzo).

Station	Arno	Avio	Salarno	Pantano
LR $P_{cum}$ Coeff. [mm vear <sup>-1</sup> ]	10.00	1.72	2.33	-3.30
$LR P_{cum} p - val[.]$	5E-02	6E-01	6E-01	4E-01
LR R <sub>cum</sub> Coeff. [mm year <sup>-1</sup> ]	11.42	4.40	3.31	5.83
$LR R_{cum} p-val[.]$	2E-02	1E-01	3E-01	7E-02
LR <i>HS<sub>av</sub> Coeff.</i> [cm year <sup>-1</sup> ]	-0.70	-0.79	-1.14	-1.11
LR HS <sub>av</sub> p-val [.]	8E-02	2E-02	1E-02	7E-02
RL NS Coeff. [ddyear <sup>-1</sup> ]	-0.56	-0.32	-0.81	-0.73
RL NS p-val [.]	1E-04	3E-03	1E-04	2E-04
LR <i>B0 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	0.00	0.33	0.26	0.02
LR <i>B0 p-val</i> [.]	1.E-01	1.E-01	2.E-01	9.E-01
LR <i>B5 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	0.16	0.31	N.C.	0.11
LR <i>B5 p-val</i> [.]	5E-01	1E-01	N.C.	7E-01
LR <i>B10 Coeff</i> . [dd year <sup>-1</sup> ]	0.15	0.63	N.C.	0.04
LR <i>B10 p-val</i> [.]	5E-01	2E-02	N.C.	9E-01
LR <i>B20 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	0.91	0.39	N.C.	0.47
LR <i>B20 p-val</i> [.]	3E-01	1E-01	N.C.	1E-01
LR <i>E0 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	0.00	-0.53	N.C.	-1.90
LR <i>E0 p-val</i> [.]	7E-01	5E-03	N.C.	2E-01
LR <i>E5 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-1.51	0.49	N.C.	-1.50
LR <i>E5 p-val</i> [.]	6E-04	6E-01	N.C.	5E-03
LR <i>E10 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-1.47	-1.41	N.C.	-1.74
LR <i>E10 p-val</i> [.]	2E-03	6E-03	N.C.	9E-04
LR <i>E20 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-1.04	-0.32	N.C.	-1.48
LR <i>E20 p-val</i> [.]	2E-02	4E-01	N.C.	8E-03
LR <i>D0 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	0.00	-0.80	N.C.	-1.11
LR <i>D0 p-val</i> [.]	3E-01	4E-03	N.C.	6E-02

**Tabella POLIMI-2.** Coefficienti delle rette e p-val delle regressioni lineari RL. In grassetto i p-val significativi  $(\alpha = 5\%)$ , riportati in formato scientifico. Stazioni disposte in ordine crescente di quota

LR <i>D5 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-1.74	-1.06	N.C.	-1.62
LR <i>D5 p-val</i> [.]	3E-03	3E-02	N.C.	3E-03
LR <i>D10 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-1.68	-2.11	N.C.	-1.69
LR <i>D10 p-val</i> [.]	3E-03	3E-03	N.C.	3E-03
LR <i>D20 Coeff.</i> [dd year <sup>-1</sup> ]	-0.86	-0.72	N.C.	-1.94
LR <i>D20 p-val</i> [.]	2E-01	1E-01	N.C.	3E-03
LR Year <i>T<sub>min,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.01	0.02	0.08	0.06
LR Year <i>T<sub>min,av</sub> p-val</i> [.]	7E-01	5E-02	1E-04	1E-04
LR Year <i>T<sub>max,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.10	0.02	0.09	0.08
LR Year <i>T<sub>max,av</sub> p-val</i> [.]	1E-04	4E-02	1E-04	1E-04
LR Spring <i>T<sub>min,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.12	0.04	0.20	0.11
LR Spring <i>T<sub>min,av</sub> p-val</i> [.]	3E-04	4E-03	1E-04	1E-04
LR Spring <i>T<sub>max,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.22	0.05	0.20	0.14
LR Spring T <sub>max,av</sub> p-val [.]	1E-04	4E-03	1E-04	1E-04
LR Fall <i>T<sub>min,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.01	0.00	0.02	0.02
LR Fall T <sub>min,av</sub> p-val [.]	5E-01	9E-01	2E-01	3E-01
LR Fall <i>T<sub>max,av</sub> Coeff.</i> [°year <sup>-1</sup> ]	0.07	-0.01	0.03	0.03
LR Fall T <sub>max,av</sub> p-val[.]	4E-04	4E-01	1E-01	8E-02

**Tabella POLIMI-3.** Risultati del test MK tradizionale. In grassetto i valori fuori dagli intervalli di confidenza ( $\alpha = 5\%$ ). Stazioni disposte in ordine crescente di quota. Per la stazione di Salarno non è stato possibile calcolare la durata D. l'inizio B e il termine E della copertura nevosa

Station	Arno	Avio	Salarno	Pantano
MK P <sub>cum</sub> p-val [.]	2E-02	2E-01	1E-01	4E-02
MK <i>HS<sub>av</sub> p-val</i> [.]	5E-02	4E-03	4E-04	3E-05
MK <i>NS p-val</i> [.]	2E-04	5E-03	9E-04	3E-04
MK <i>B0 p-val</i> [.]	3E-01	1E-01	N.C.	4E-01
MK <i>B5 p-val</i> [.]	5E-01	1E-01	N.C.	3E-01
MK <i>B10 p-val</i> [.]	6E-01	1E-02	N.C.	4E-01
MK <i>B20 p-val</i> [.]	1E+00	2E-01	N.C.	9E-02
MK <i>E0 p-val</i> [.]	4E-03	8E-01	N.C.	2E-05
MK <i>E5 p-val</i> [.]	1E-03	5E-04	N.C.	3E-05
MK <i>E10 p-val</i> [.]	2E-03	1E-02	N.C.	2E-05
MK <i>E20 p-val</i> [.]	1E-02	9E-02	N.C.	2E-03
MK <i>D0 p-val</i> [.]	5E-03	7E-01	N.C.	3E-02
MK <i>D5 p-val</i> [.]	1E-02	2E-03	N.C.	1E-03
MK <i>D10 p-val</i> [.]	4E-03	2E-03	N.C.	3E-05
MK <i>D20 p-val</i> [.]	1E-01	2E-01	N.C.	8E-02
MK Year <i>T<sub>min,av</sub> p-val</i> [.]	9E-01	1E-01	3E-07	3E-05
MK Year <i>T<sub>max,av</sub> p-val</i> [.]	3E-06	3E-02	8E-08	2E-06
MK Spring <i>T<sub>min,av</sub> p-val</i> [.]	3E-04	1E-02	3E-07	2E-05
MK Spring <i>T<sub>max,av</sub> p-val</i> [.]	9E-09	8E-03	4E-07	4E-07
MK Fall <i>T<sub>min,av</sub> p-val</i> [.]	9E-01	4E-01	2E-01	3E-01
MK Fall <i>T<sub>max,av</sub> p-val</i> [.]	4E-04	3E-01	1E-01	9E-02

Station	Arno	Avio	Salarno	Pantano
P <sub>cum</sub> LT[mm]	1118.28	920.93	1014.62	909.55
P <sub>cum</sub> Start [year]	1980	1979	1980	1990
P <sub>cum</sub> Before [%]	-14.75	-2.99	-8.27	-9.06
P <sub>cum</sub> Before [mm]	-164.89	-27.58	-83.93	-82.41
P <sub>cum</sub> After [%]	8.51	1.55	4.77	14.16
P <sub>cum</sub> After [mm]	95.13	14.3	48.42	128.76
HS <sub>av</sub> LT [cm]	52.45	54.72	57.00	95.28
<i>HS<sub>av</sub></i> Start [year]	1991	1988	1986	1986
HS <sub>av</sub> Before [%]	13.87	18.70	26.24	17.85
HS <sub>av</sub> Before [cm]	7.28	10.23	14.96	17.01
HS <sub>av</sub> After [%]	-12.13	-12.51	-14.96	-17.01
<i>HS<sub>av</sub></i> After [cm]	-23.12	-22.86	-26.24	-17.85
T <sub>min,av</sub> LT [°]	-0.80	-3.44	-1.36	-6.40
<i>T<sub>min,av</sub></i> Start [Year]	1997	1988	1987	1990
<i>T<sub>min,av</sub></i> Before [%]	-8.75	-2.17	-63.8	-3.18
T <sub>min,av</sub> Before [°]	-0.87	-3.52	-2.13	-6.61
T <sub>min,av</sub> After [%]	32.5	10.64	56.9	4.77
T <sub>min,av</sub> After [°]	-0.54	-3.08	-0.56	-6.10
 T <sub>max,av</sub> LT [°]	9.49	4.86	6.74	1.65
<i>T<sub>max,av</sub></i> Start [Year]	1979	1983	1984	1987
T <sub>max,av</sub> Before [%]	-14.6	-10.73	-14.6	-46.61
T <sub>max,av</sub> Before [°]	8.10	4.34	5.69	0.88
T <sub>max,av</sub> After [%]	6.8	7.93	6.85	51.52
T <sub>max,av</sub> After [°]	10.14	5.24	7.65	2.50

**Tabella POLIMI-4.** Confronto tra i valori medi nei periodi precedenti e successivi all'inizio della tendenza. Si riportano le variazioni in valore assoluto e percentuale rispetto alla media di lungo periodo, MLP. Stazioni disposte in ordine crescente di quota.

**Tabella POLIMI-5.** LR di SWE<sub>A</sub>. con gli anni e di SWE<sub>i</sub> rispetto alla quota e test MK test per SWEA. In grassetto valori di p-val significativi ( $\alpha = 5\%$ ).

Date	Mar. 1 <sup>st</sup>	Apr. 1 <sup>st</sup>	Apr. 15 <sup>th</sup>	May 1 <sup>st</sup>	June 1 <sup>st</sup>
LR SWE <sub>A</sub> Coeff. [cmyear <sup>-1</sup> ]	-0.77	-1.08	-1.04	-1.1	-0.54
LR SWE <sub>A</sub> p-val [.]	2E-02	2E-03	5E-03	5E-04	3E-03
LR <i>SWE</i> , <i>vs</i> A, <i>Coeff</i> <sub>A</sub> [cmyear <sup>-1</sup> km <sup>-1</sup> ]	-0.17	-0.76	-1.21	-1.60	-1.64
LR SWE; vs A; p-val [.]	5E-01	4E-03	1E-04	2E-05	1E-06
MK SWE <sub>A</sub> p-val [.]	4E-04	5E-05	3E-04	5E-06	8E-05

**Tabella POLIMI-6**. Valori medi di SWE<sub>A</sub> prima e dopo l'inizio dei trend dedotti dal test MK progressivo. Si riporta l'anomalia (valore assoluto e percentuale) rispetto alla media di lungo periodo LT.

Date	Mar. 1 <sup>st</sup>	Apr. 1 <sup>st</sup>	Apr. 15 <sup>th</sup>	May 1 <sup>st</sup>	June 1 <sup>st</sup>
<i>SWE</i> <sub>5,A</sub> LT [m]	0.41	0.47	0.48	0.39	0.14
SWE <sub>5,A</sub> Start [year]	1990	1990	1990	1990	1990
SWE <sub>5,A</sub> Before [m]	0.07	0.10	0.10	0.11	0.05
SWE <sub>5,A</sub> Before [%]	15%	21%	21%	26%	36%
SWE <sub>5,A</sub> After [m]	-0.08	-0.14	-0.15	-0.14	-0.07
<i>SWE</i> <sub>5,A</sub> After [%]	-22%	-30%	-31%	-38%	-50%


*Figura POLIMI-11*. SWE<sub>A</sub>. Tasso di decrescita annuo di SWE<sub>i</sub> in rapporto alla quota, 1 Aprile.

Si osserva come il trend con l'altitudine sia significativo, and indicare un a perdita di *SWE* annuo maggiore alle quote più elevate (si veda Tabella 5). Infine, in Tabella 6, si riportano i valori medi di  $SWE_A$  prima e dopo l'inizio dei trend dedotti dal test MK progressivo. Si riporta l'anomalia (valore assoluto e percentuale) rispetto alla media di lungo periodo LT.

# POLIMI 1.9. Forzanti Climatiche

Si conduce qui un'analisi delle componenti principali, allo scopo di evidenziare i *pattern* climatologici che influenzano le dinamiche dell'area del Parco (*e.g.* Baeriswyl and Rebetez, 1997; Brinkmann, 1999; Littmann, 2000; Bocchiola and Rosso, 2007a; Bocchiola *et al.*, 2008, *e.g.* Huth, 2000, Alpert, 2004; Michailidou *et al* a per evidenziare le variabili più significative. I risultati sono riportati in Figura 12. Si riporta il raggruppamento delle variabili climatriche secondo le prime 5 componenti, che spiegano il 78% della varianza. Si raggruppano le variabili in funzione del loro massimo *loading*, *Load*, ossia grado di correlazione.

Le prime due variabili sono rappresentate nel grafico 2-D (variabilità cumulata, 55%). Si è osservato come 13 delle 23 variabili abbiano con il massimo *Load* su PC1, (per lo più *Load* >0.8, 38% della variabilità totale), mentre 7 variabili hanno il massimo *Load* su PC2 (18%).

In Figura, si mostrano cinque gruppi (5 PC), ognunon con un particolare significato climatico. Il primo gruppo comprende le variabili con massimo *Load* su PC1. Il carico positivo su PC1 è dato dalle variabili relative alla copertura di nivale (etichetta 1a), cioè NS,  $HS_{av}$  e  $SWE_{5, A}$ , insieme al periodo di scioglimento  $E_5$  ed  $E_{10}$  di. Il carico negativo su PC1 è osservato (etichetta 1b) per le temperature primaverili,  $T_{max}$  and  $T_{min}$ , e di meno per le temperature annuali  $T_{max,av}$  e  $T_{min,av}$ . Questa PC rappresenta la dinamica invernale della copertura di neve e della relativa persistenza in primavera in funzione della temperatura. Il secondo gruppo di variabili ha più alte correlazioni su PC2, cioè l'inizio *B* della copertura di neve e le temperature autunnali,  $T_{max,av}$  e  $T_{min,av}$ . Questa PC descrive l'effetto del clima

sull'inizio di una copertura di neve cospicua. Meno chiaro è il significato di PC3 (10% di variabilità totale). Nessuna variabile ha un il più alto *Load* PC3 e le variabili il maggior parte correlato sono  $P_{cum}$  (*Load* = 0.57),  $T_{max,av}$  (Load=0.52) e  $R_{cum}$  (*Load* = 0.48). Considerando soltanto *Load* >0.5, proponiamo un gruppo fatto di  $P_{cum}$  e di  $T_{max,av}$  (che può includere  $R_{cum}$ ), che spiega l'influenza della temperatura media annuale sulla precipitazione annuale totale (e sulla pioggia, poiché in tabella 5 vi è correlazione significativa fra  $R_{cum}$  e  $T_{max,av}$ ). Le uniche variabili con gli più alti *Load* su PC4 (7% di variabilità totale) sono  $P_{cum}$  ed  $R_{cum}$  (*Load* = 0.61 e *Load* = 0.53, rispettivamente). Poiché le PC sono indipendenti l'una dall'altra per definizione, questa componente molto probabilmente spiega il grado di variabilità della precipitazione totale (e di meno di quella liquida) in questa zona, data dai driver esterni di circolazione generale. Finalmente, PC5 (5% di variabilità totale) è correlata positivamente con E0 (Load=0.71) e debolmente correlata negativamente con la temperature autunnale  $T_{min,av}$  (*Load*=-0.47).  $E_0$  è una variabile rappresentativa che indica il *timing* di icolglimento del manto nivale e la possibile influenza della temperatura autunnale su di esso.

Sembra difficile introdurre la variabile  $E_{20}$  all'interno di un gruppo, poiché non si osservano elevati valori di *load* su nessuna PC (*i.e. Load* >0.5 or so). Comunque i massimi valori sono su PC2 e PC4 (*Load.*=0.49, -0.48), che risultano in una simmetria diagonale rispetto ad  $R_{cum}$  (*Load*=-0.52, 0.53). Questo potrebbe suggerire una attitudine lieve della pioggia a ridurre la durata di spessori consistenti di neve. Si osservi anche che  $E_{20}$  non è legato in maniera significativa alla temperatura (Table 5), e quindi potrebbe essere lievemente correlato ad altre variabili climatiche, mostrando quindi un contributo informativo dal punto di vista degli studi di cambiamento climatico.



*Figura POLIMI-12.* Load sulle due prime Componenti Principali. Le linee tratteggiate indicano un raggruppamento sulle componenti principali da 3 a 5, non visibile nel grafico

Variability/Loading	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
Variability [.]	0.38	0.18	0.10	0.07	0.05
Cum. Variability [.]	0.38	0.55	0.66	0.73	0.78
Load. P <sub>cum</sub> [.]	-0.03	-0.34	0.57	0.61	0.23
Load. R <sub>cum</sub> [.]	-0.35	-0.52	0.48	0.53	0.15
Load. HS <sub>av</sub> [.]	0.87	-0.13	0.28	-0.14	-0.17
Load. NS[.]	0.90	-0.03	-0.09	0.08	-0.05
Load. B0 [.]	-0.24	0.78	0.01	-0.04	0.31
Load. B5 [.]	-0.17	0.80	0.17	0.25	0.18
Load. B10[.]	-0.17	0.79	0.07	0.28	0.19
Load. B20[.]	-0.15	0.63	0.43	-0.41	0.07
Load. E0[.]	0.41	-0.14	0.15	-0.07	0.71
Load. E5[.]	0.79	0.21	-0.06	0.06	0.16
Load. E10[.]	0.81	0.15	-0.10	0.09	0.11
Load. E20[.]	0.34	0.49	0.37	-0.48	0.12
<i>Load. SWE<sub>5,A</sub></i> Mar. 1 <sup>st</sup> [.]	0.76	-0.04	0.40	-0.03	-0.19
<i>Load. SWE<sub>5,A</sub></i> Apr. 1 <sup>st</sup> [.]	0.89	-0.14	0.30	-0.07	-0.10
<i>Load. SWE<sub>5,A</sub></i> Apr. 15 <sup>th</sup> [.]	0.83	0.05	0.44	0.11	-0.07
<i>Load. SWE<sub>5,A</sub></i> May 1 <sup>st</sup> [.]	0.88	0.00	0.22	-0.04	-0.13
<i>Load. SWE<sub>5,A</sub></i> June 1 <sup>st</sup> [.]	0.82	0.03	0.15	-0.10	0.07
Load. T <sub>min,av</sub> Spring [.]	-0.70	-0.10	0.36	-0.31	0.04
Load. T <sub>max,av</sub> Spring [.]	-0.69	-0.12	0.41	-0.26	-0.05
Load. T <sub>min,av</sub> Fall [.]	-0.10	0.65	0.17	0.25	-0.47
Load. T <sub>max,av</sub> Fall[.]	-0.41	0.61	0.32	0.30	-0.29
Load. T <sub>min,av</sub> [.]	-0.51	-0.35	0.38	-0.24	0.08
Load. T <sub>max,av</sub> [.]	-0.60	-0.32	0.52	-0.13	-0.11

**Tabella POLIMI-7**. Load sulla prime 5 PC (Variabilità totale = 0.78). Load massimi in **grassetto** In corsivo le variaibli più importanti per studi climatici oltre alla temperatura.

# POLIMI 1.10. Variazioni recenti nel ghiacciaio dell'Adamello in paragone con alcuni ghiacciai vicini

Le variazioni recenti (1983-2003) dei ghiacciai dell'Adamello sono state studiate, p.es. da Maragno ed altri (2009), gli autori del quale studio hanno trovato una diminuzione da 28.28  $km^2$  a 22.99  $km^2$ , cioè -19%. Tenendo conto dei tre più grandi ghiacciai (area >  $km^2$ ) del gruppo di Adamello (si veda figura 1), vale a dire Adamello (Mandrone più i ghiacciai del Pian di Neve), Pisgana ed il Venerocolo, coperto di detrito, essi hanno subito considerevoli riduzioni areali (18.85 km<sup>2</sup> - 16.66 km<sup>2</sup>, cioè -12%, 4.24 km<sup>2</sup> - 3.44 km<sup>2</sup>, cioè -19% e 1.68 km<sup>2</sup> - 1.25 km<sup>2</sup>, cioè -25%, rispettivamente), durante il 1983-2003, e generalmente più piccolo il ghiacciaio, maggior la perdita areale percentuale (in accordo per esempio con Paul et al., 2004, che ha analizzato i cambiamenti areali dei ghiacciai Svizzeri). Per guanto riguarda le fluttuazioni dell'estremità dei ghiacciai dell' Adamello, ci riferiamo alla base di dati del CGI (1914-2005), che riporta i dati relativi al comportamento di parecchi ghiacciai italiani. I data base più completi per il gruppo Adamello sono guelle dei ghiacciai del Mandrone (lobo nord dell'Adamello, p.es. Citterio et al., 2007) e del Venerocolo. La base di dati del CGI segnala una ritirata da 200 m del Mandrone durante il periodo 1953-2002 (cioè -4.0 m/anno), con stazionarietà notevole durante il 1977-1983 ed ancora una diminuzione veloce durante il 1987-2002 (cioè -7.5 m/anno).

Il ghiacciaio del Venerocolo ha mostrato una riduzione costante della lunghezza durante il periodo 1951-2002 (cioè -3.9 m/anno), con una accelerazione durante il 1982-2002 (- 6.7 m/anno). Per paragonare i cambiamenti osservati nel gruppo dell' Adamello a quelli sperimentati da altri ghiacciai all'interno delle alpi europee del sud, riportiamo qui un

confronto qualitativo dei nostri risultati con quelli ritrovati in tre zone glacializzate lungo il confine Italia-Svizzera (si veda la figura 1a). La prima zona è il ghiacciaio dello Sforzellina, l'UFS (46°20'N, 10°30'E, altezza da 2850 a 3100 m. asl, area attuale c. 0.4 km<sup>2</sup>), un piccolo, ma tuttavia ampiamente studiato ghiacciaio localizzato in Valfurva, in alta Valtellina (Catasta e Smiraglia, 1993; Rossi ed altri, 2000; Diolaiuti ed altri, 2002; Citterio ed altri, 2007a; Cannone ed altri, 2008). A circa dieci chilometri dallo Sforzellina, è posto il più grande ghiacciaio vallivo italiano, chiamato Forni, FOR (46°23'N, 10°35'E), con altezze variabili da 2600 a 3670 m asl con area c. 12 km<sup>2</sup> (Smiraglia, 1989; Citterio ed altri, 2007b). Il terzo ghiacciaio è quello del Morteratsch, MOR, in Engadina (46°24'N, 8°02'E, altezza C. 2000-4000, c. 16 km<sup>2</sup>) il più grande ghiacciaio all'interno del massiccio del Bernina, nei pendii nordici delle alpi Italiane-Svizzere, anch'esso ampiamente studiato (Ohlendorf ed altri, 1997; Oerlemans, 2000; Klok e Oerlemans, 2002; Klok, 2004; Oerlemans, 2007; Nemec ed altri, 2009).

Cannone ed altri (2008), tra gli altri, hanno studiato il ghiacciaio UFS, il clima locale e la successione della vegetazione all'interno dell'area frontale del ghiacciaio, durante le ultime tre decadi. Essi hanno analizzato le serie di temperatura quotidiana  $T_{mean}$  e di precipitazione totale  $P_{cum}$  per tre stazioni metereologiche (WSs: Uzza, 1250 m. asl, UZZ; Santa Caterina Valfurva, 1730 m. asl, SCV; Diga di Forni, 2180 m. asl, FOD), rappresentative delle condizioni climatiche su UFS e FOR. Essi hanno studiato  $T_{mean}$ durante l'estate (Giugno-Agosto), trovando una leggera diminuzione durante il 1970-80, come sperimentato dalla intera regione alpina (Wood, 1988), seguita però da un aumento circa di +0.5 °C durante il 1988-2006 (Figura 5 in Cannone et al., 2008). Inoltre, hanno rilevato una diminuzione di  $P_{cum}$  nello stesso periodo (fino a -10% a 2180 m. asl). Tuttavia, essi non hanno effettuato alcun test di significatività. Citterio et al. (2007) hanno studiato le fluttuazioni dell'estremità di un insieme di 98 ghiacciai italiani a partire da 1913 a 2002, compresi UFS e FOR, rispetto i dati di meteo ( $T_{mean}$ ,  $P_{cum}$ ) dalla WS a Bormio (1225 m. asl), BOR, all'estremità della Valfurva, per il periodo 1920-2006. Hanno usato la media mobile Mw (5 anni) di T<sub>mean</sub> ed hanno osservato una diminuzione notevole durante gli anni 80, seguita da un aumento notevole fin dal 1990.  $P_{cum}$  risulta sostanzialmente costante, anche se con una certa oscillazione, fin dal 1980. 2007) Cannone et al. (2007) hanno studiato le altezze giornaliere HS della copertura di neve (e relativa durata) a Cancano (1948 m. asl, a c. 10 chilometri dal ghiacciaio dello Sforzellina, CAN), per il periodo 1978-2003. Hanno evidenziato una tendenza alla decrescita di entrambi, con un cambiamento in HS di circa -1 cm/anno (contro -0.79 cm/anno, come trovato qui per Avio, 1940 m. asl) e di circa -1.15 dd/anno della copertura di neve continua (contro -0.8 dd/anno trovati a Avio). Cannone ed altri (2008) sostengono che queste variazioni del clima possono aver causato il forte restringimento del ghiacciaio UFS, che si è ridotto considerevolmente di lunghezza. Essi hanno segnalato una ritirata media di circa -2 m. m/anno durante il 1971-2006, -2.6 m/anno, considerando soltanto il 1985-1995 ed una accelerazione fino a -5 m/anno durante il 1996-2006. Nonostante questa tendenza alla riduzione, le fluttuazioni dell'estremità di UFS hanno mostrato inoltre un piccolo avanzamento del ghiacciaio nel periodo 1975-1984 (uguale +14.5 m. ad un tasso di +1.5. m/anno). Tale periodo è stato seguito da una fase di transizione, quando il ghiacciaio ha alternato retrocessioni e piccoli avanzamenti, mentre, a partire da 1992, il restringimento del ghiacciaio è continuato in maniera stabile. Per guanto riguarda le variazioni di volume, Cannone ed altri (2008) hanno segnalato una perdita media di acqua equivalente pari a -1.1 m/anno durante il periodo 1987-2006. Citterio et al. (2007) riportano per FOR simili fluttuazioni dell'estremità, anche se con grandezza differente, per via delle maggiori dimensioni del ghiacciaio (figura 6b in Citterio et al., 2007). FOR ha avvertito un avanzamento di estremità durante il 1971-1984 (+22 m/anno) e per contro ha subito un considerevole ritiro durante il 1987-2002 (-36 m/anno), con un valore medio di -24 m/anno durante il 1926-2002. D'agata et al. (2002)

riportano variazioni d'area della lingua di ablazione di FOR da 1.43 km<sup>2</sup> a 0.23 km<sup>2</sup> durante il periodo 1929-2004, con una perdita totale di -0.96 m/anno, mentre FOR è passato da 17.80 km<sup>2</sup> alla conclusione della piccola glaciazione LIA (~1860) a 11.62 km<sup>2</sup> nel 2003 (- 34.7%). Il ghiacciaio di Morteratsch, MOR, è stato studiato tra l'altro da Nemec et al. (2009), che hanno modellato l'equilibrio del ghiacciaio e la sua variazione di spessore, a partire della temperatura  $T_{mean}$  e dalla precipitazione  $P_{cum}$  in due stazioni vicine (aeroporto di Samedan, 1705 m. asl, SAM; Segl, o Sils Maria, 1802 m. asl, SMA) per il periodo 1864-2005. Essi hanno trovato una perdita totale di spessore di circa 44 m., con una tendenza quasi continua, con brevi periodi di guadagno totale intorno al 1920, 1935 e 1980, dovuti ad un periodo generalmente più freddo. Da allora in poi il ghiacciaio è sempre stato in perdita. Gli autori segnalano poi che il budget specifico in perdita è principalmente collegato con l'aumento della temperatura estiva (si veda figura 4 e figura 7 nello studio). 2003). Uehlinger et al. (2003) riportano una perdita di area di circa -15% (19.3 km<sup>2</sup> - 16.4 km<sup>2</sup>), così come una diminuzione di lunghezza di -25% (8.9 chilometri -6.7 chilometri) dalla conclusione della LIA fino al 2000. Begert et al. (2005) hanno studiato la temperatura e le serie totali di precipitazione per 12 stazioni metereologiche in Svizzera per il periodo 1864-2000. A SMA hanno trovato un'importante crescita della media annuale della temperatura quotidiana  $T_{mean}$  (+6E-3 °C/anno), così come della temperatura T<sub>mean</sub> di autunno e primavera (Settembre-Novembre, +8E-3 °C/anno; Marzo-Maggio, +7E-3 °C/anno), gli ultimi con un'accelerazione più recente verso la fine degli anni '80, come indicato dal test Mann Kendall progressivo (si vedano figure 8 e 10 nello studio). Essi segnalano che i risultati riguardo alla temperatura in SMA sono coerenti con quelli osservati nell'Italia del Nord (pagina 75, si veda Brunetti et al., 2000). Nessuna tendenza significativa è stat trovata per P<sub>cum</sub>. Reinhard e di Rebetez (2008) analizzano le temperature di SMA durante il 1975-2004, rilevando un cambiamento in  $T_{mean}$  di +0.06 °Cyear-1, mentre T<sub>mean</sub> in primavera (Marzo-Maggio) cresce di +0.08 °C/anno. Ohlendorf et al. (1997) hanno comparato i varves del lago glaciale di Silvaplana con la serie di dati climatici per 127 anni (pioggia di estate e temperatura, precipitazioni nevose annuali NS) da SMA, per rilevare l'effetto del cambiamento di clima sui ghiacciai di Roseg e di Morteratsch. Per il 1966-1990, essi mostrano una diminuzione del NS di circa -0.64 dd/anno, molto simile ai nostri risultati qui. Inoltre essi hanno trovato una correlazione inversa significativa fra NS e la fusione del ghiaccio al disgelo, che spiegano tramite una diminuzione di albedo della neve nuova. Seiz e Foppa (2007) segnalano una diminuzione di -0.22 cm/anno di HN<sub>cum</sub> (collegato ad HS) per SMA durante il 1864-2006, mentre Wüthrich et al. (2008) riportano che la tendenza per il periodo 1864-2005 dei giorni con il neve al suolo  $(D_0)$  rivela una diminuzione significativa per un certo numero di stazioni esaminate nelle alpi svizzere, compreso SMA. In tabella 6 segnaliamo il confronto numerico fra i tre ghiacciai scelti qui per riferimento ed i tre più grandi ghiacciai del gruppo di Adamello. Usiamo la variazione di lunghezza e di area per i periodi disponibili, insieme alla variazione della temperatura massima o media durante la primavera, più interessante per la fusione del ghiaccio e per la profondità e la durata della copertura di neve, per una stazione meteo di riferimento. Anche se gualitativo, il confronto sembra sostenere la robustezza dei risultati qui presentati. Questi sono consistenti con l'evidenza attuale di una accelerazione del riscaldamento transitorio all'interno della zona alpina del sud fra l'Italia e la Svizzera, che sta conducendo alla diminuzione della precipitazione nivale ed ad una più rapida perdita di area dei ghiacciai.

E' possibile trarre qui alcune indicazioni. L'analisi di precipitazione totale  $P_{cum}$  sembra indicare in pratica un *input* immutato di acqua atmosferica, mentre il segnale di pioggia  $R_{cum}$  è più indicativo di una tendenza a crescere, iniziata durante il 1980-1990.

La profondità  $HS_{av}$  della copertura nivale sta diminuendo con il tempo, ancora dall'inizio degli anni 80 e costantemente all'interno delle alpi del sud. L'indagine sui giorni NS di

precipitazione nevosa indica in media una tendenza diffusa a decrescere, di circa -0.6 dd/anno, che per il periodo di 42 anni qui conduce a 24 giorni in meno di precipitazioni nevose. Per quanto riguarda la durata della copertura di neve, la scelta delle soglie differenti è relativa. Mentre per la copertura di neve sottile ( $0 \le HS \le 5$  cm) si osservano tendenze deboli, per 5, 10 e 20 cm, si osservano tendenze più evidenti.

**Tabella POLIMI-8.** Confronto con le tre zone glaciali di riferimento. L'altezza del ghiacciaio è altezza minima osservata negli ultimi rilievi. TW è la finestra temporale delle statistiche riportate. La variazione percentuale di area del ghiacciaio e della lunghezza, l'Ag ed L<sub>t</sub> sono segnalati riguardo ai valori misurati iniziali, A<sub>g0</sub> ed L<sub>t0</sub>. Le stazioni rappresentative per la profondità e la precipitazione della neve inoltre sono segnalate, insieme al tasso di variazione all'interno della finestra temporale. I valori **grassetto** sono statisticamente significativi (ove disponibile un'indicazione a riguardo), in corsivo i valori dagli studi di riferimento con significatività sconosciuta. Qui la stazione di Avio è presa come riferimento per l'Adamello, in modo da avere guote simili. P<sub>cum</sub> non è segnalato poiché è sostanzialmente immutato.

Site/Variable	ADA	PIS	VEN	Avio	FOR	SFO	FOD	CAN	MOR	SMA
Altitude [m asl]	2650	2565	2560	1940	2600	2850	2180	1948	2000	1802
	1983	1983	1983		1860	1920			1860	
I VV [:]	2003	2003	2003	-	2003	2006	-	-	2000	-
A_0 [km <sup>2</sup> ]	18.85	4.24	1.68	-	17.80	0.56	-	-	19.30	-
A_g[%]	-11.6	-18.9	-0.253	-	-34.7	-57.4	-	-	-15	-
TW []	1953	1914	1920	_	1864	1926	_	_	1860	_
	2002	2003	2003		2003	2003			2000	
<i>L<sub>to</sub></i> [m]	5200	3072	2302	-	6595	1404	-	-	8900	-
$\underline{\qquad \qquad } L_t [\%]$	-3.8	-21.4	-7.8	-	-28.8	-29.2	-	-	-24.7	-
TW []	_	_	_	_	_	_	1988	-	-	1875
							2006			2004
<i>T<sub>mean</sub></i> Spring [℃year ]	-	-	-	-	-	-	+0.03	-	-	+0.08
TWII	-	-	-	1966	-	-	_	-	-	-
				2007						
T <sub>max</sub> Spring [℃year ']	-	-	-	+0.05	-	-	-	-	-	-
TW [.]	-	-	-	1966	-	-	-	-	-	1966
				2007						1990
NS [ddyear ']	-	-	-	-0.32	-	-	-	-	-	-0.64
TW [.]	-	-	-	1966	-	-	-	1978	-	1864
				2007				2003		2006
HS(HN <sub>cum</sub> ) [cmyear <sup>-+</sup> ]	-	-	-	-0.79	-	-	-	-1.00	-	(-0.22)
TW [.]	-	-	-	1966	-	-	-	1978	-	-
				2007				2003		
<i>D</i> <sub>0</sub> [ddyear ']	-	-	-	-0.80	-	-	-	-1.15	-	-

Sopra i 2000 m. asl o simili, lo scioglimento della copertura di neve trasla da metà maggio circa a circa metà aprile per le soglie più alte, 5, 10 e 20 cm, mentre tale data sembra più stazionaria per 0 cm, consistentemente con la letteratura attuale riguardo alle alpi europee (per esempio Laternser e Schneebeli, 2003). Beniston (1997) ha studiato HS e D per tre stazioni principali nelle alpi svizzere per il periodo 1945-94 ed ha trovato che i periodi con i valori bassi di entrambi sono collegati ad campi persistenti di alta pressione nella regione alpina durante il tardo autunno e l'inverno, accompagnati da anomalie positive di temperatura, correlate con le anomalie dell'indice di oscillazione di Atlantico del Nord, NAO. Scherrer *et al.* (2004) hanno studiato la durata  $D_5$  della copertura di neve per 110 stazioni in Svizzera, trovando che il controllo della NAO è più significativo nel sud che nelle alpi (svizzere) del Nord. Maragno et al. (2009) hanno osservato una correlazione positiva ( $\rho = 0.52$ ) tra temperatura ed indice di oscillazione della NAO, e correlazione negativa ( $\rho = -0.51$ ) fra NAO e profondità HS della copertura di neve per tre stazioni meteo vicine all'Adamello, compresa la stazione di Avio qui, per il periodo invernale (JFM). Consistentemente, abbiamo osservato qui la diminuzione delle precipitazioni nevose, della profondità della copertura di neve e della durata, collegate ad un aumento della

temperatura dell'aria al disgelo, specialmente dai tardi anni '80, così come una considerevole impronta delle temperature autunnali sulla copertura nivale. Nella Figura 13 segnaliamo  $HS_{av}$  e l'anomalia autunnale della NAO (JFM), insieme all'area totale ed al volume dei ghiacciai del gruppo Adamello per il periodo 1983-2003 (quattro date, Maragno *et al.*, 2009). Una chiara tendenza è visibile per questo periodo, con l'aumento del della NAO, la diminuzione di  $HS_{av}$  e della dimensione dei ghiacciai, in conformità con il contesto di conoscenza attuale sul cambiamento di clima e di dinamica dei ghiacciai all'interno delle alpi europee.



*Figura POLIMI-13*. HS<sub>av</sub>, anomalia della NAO (JFM) ed aree e volumi del ghiacciaio del gruppo di Adamello per il periodo 1983-2003.

Il valore di SWE immagazzinato durante l'inverno sta diminuendo all'interno delle alpi. Il relativo tasso di diminuzione (cm/anno) cresce con l'altezza, e con l'avanzare della stagione di fusione. Rohrer et al. (1994) hanno studiato lo SWE per circa 50 stazioni nelle alpi svizzere per il periodo 1947-1992. Essi non riportano test statistici, ma l'analisi visiva indica una diminuzione notevole in SWE per il 1° aprile e 1° maggio dal 1985 in poi (Figura 5 in quel lavoro). Poiché lo SWE è la guantità potenziale di IWE immagazzinabile ogni anno all'interno dei corpi glaciali (vedi per esempio Jansson et al., 2003), la riduzione di SWE conduce a perdita di massa da questi ultimi. Le temperature medie annuali (minime e massime) stanno aumentando significativamente, ma una tendenza più pronunciata si vede in primavera che i autunno. L'aumento nelle temperature trasforma le precipitazioni nevose in piovose e quindi modifica l'idrologia della criosfera. La procedura di PCA permette di identificare un insieme delle variabili relative più importanti, l'osservazione delle quali dovrebbe fornire una spiegazione ragionevole della variabilità climatica. Oltre all'osservazione delle temperature, si può sottolineare l'importanza della precipitazione totale P (con la divisione in R ed HN), la copertura di neve HS ed il numero di eventi di precipitazioni nivali NS, che interessa anche direttamente la dinamica del ghiacciaio, come segnalato.

Per quanto riguarda lo studio della copertura nivale, la soglia più importante sembra quella di 10 cm, cosicché lo valutazione di  $E_{10}$  e  $B_{10}$  (e quindi  $D_{10}$ ) fornisce importanti informazioni. La valutazione di SWE sembra particolarmente importante all'interno delle finestre del 1°-15 Aprile, come si vede anche dall'uso molto diffuso di quel periodo come confine fra la stagione di fusione e di accumulo nelle zone di montagna universalmente (per esempio Ranzi *et al.*, 1999; Bohr and Aguado, 2001; Simaityte *et al.*, 2008). Qui, la valutazione dei valori medi di *SWE*<sub>5,A</sub> mostra i valori maggiori fra il 1° Aprile ed il 15 aprile, nelle ultime tre decadi. Finalmente, la data  $E_0$  di scioglimento dovrebbe essere considerata, di massima importanza anche nella dinamica degli ecosistemi (per esempio Coughlan and Running, 1997).

#### POLIMI 2. Modellazione idrologica per il ghiacciaio nero del Venerocolo e simulazioni di scenario

#### POLIMI 2.1. Motivazione

La precipitazione pluvio-nivale riveste una grande rilevanza nel bilancio idrologico dei bacini Alpini. Mentre la precipitazione sotto forma liquida influenza la disponibilità idrica sul breve periodo durante le stagioni primaverili ed autunnali, la neve si accumula durante la stagione invernale e costituisce una riserva indispensabile per alimentare i deflussi tardo costituiscono la principale primaverili ed estivi che. in tale periodo. fonte d'approvvigionamento per gli ecosistemi fluviali e perifluviali per gli usi idropotabili, irrigui ed industriali (p.es. Coughlan and Running, 1997; McGlynn et al., 1999; Maiolini and Lencioni, 2001; Medagliani et al., 2007). La valutazione dell'accumulo nivale e del suo periodo di fusione rappresentano importanti condizioni iniziale per i modelli idrologici di deflusso da fusione (p.es. Swamy e Brivio, 1996; Donald et al., 1995; Coughlan and Running, 1997; Ranzi et al., 1999; Soncini Sessa e Volta, 2004; Martinelli et al., 2004; Bocchiola e Rosso, 2007; Simaityte et al., 2008). Per guanto riguarda le aree glaciali, il bilancio di massa dei ghiacciai è controllato, da un lato, dalla deposizione sottoforma nivale, che ne costituisce l'input primario (Jansson et al., 2003) e dalla ridistribuzione ad opera dei fenomeni gravitativi e di vento (p.es. Jansson, 1999) e, dall'altro, dal bilancio energetico della massa nivale, che influenza scioglimento ed evaporazione (p.es. Singh et al., 2000; Lehning et al., 2002), ulteriormente complicato dalla presenza di detrito supraglaciale, *i.e.* per i ghiacciai neri (*p.es.* Mattson and Gardner, 1989; Kirkbride and Warren, 1999; Kirkbride and Dugmore, 2003; Diolaiuti et al., 2004; Mihalcea et al., 2006; Brock et al., 2007; Mihalcea et al., 2008a; Mihalcea et al., 2008b). La presenza del cambiamento climatico influenza il bilancio nivo-glaciale (p.es. Rohrer et al., 1994; Singh e Kumar, 1997; Schneeberger et al., 2003) e la dinamica dei deflusso primaverili (p.es. Braun et al., 2000) tramite variazioni sia nell'accumulo (i.e. la precipitazione nivale, p.es. Laternser and Schneebeli, 2003) sia nel bilancio energetico (i.e. scioglimento ed evaporazione, p.es. attraverso la temperatura). Per esempio, Chen ed Ohmura (1990) hanno stimato una perdita media dei ghiacciai alpini di 0.57 Km<sup>3</sup>/anno nel periodo 1870-1970. Sembra guindi interessante proporre uno studio sulla dinamica temporale della precipitazione nivo-pluviale e della temperatura per un'importante area glaciale nelle Alpi Lombarde guali il Parco Naturale dell'Adamello. Il ciclo idrologico in bacini glaciali è stato studiato in diversi modi (p.es. Jansson et al., 2003). La fusione di neve e ghiaccio è governata dal bilancio energetico (p.es. Lehning et al., 2002). A causa della difficoltà di misurare tutti i parametri necessari per implementare un modello di bilancio energetico vengono spesso utilizzati modelli in cui la temperatura è considerata l'unico termine da cui dipende la fusione (p.es. Singh et al., 2000). In questo lavoro si sceglie di adottare questo tipo di modello. Il complesso meccanismo di generazione e propagazione di deflusso in

piccoli bacini può essere modellato usando la teoria dei serbatoi lineari, in particolare se si è interessati ad una stima concentrata del deflusso (*p.es.* Hannah and Gurnell, 2001). Si propone qui un semplice approccio modellistico basato su tali concetti, atto a descrivere il meccanismo di risposta idrologica del bacino studiato. Si realizzano poi semplici simulazioni di scenario climatico basate sui risultati di lavori precedenti (Gorni *et al.*, 2008; Bianchi Janetti *et al.*, 2008), in congiunzione con le proiezioni fornite da un modello di letteratura (HadCM3, Gordon *et al.*, 2000), che, processate tramite il modello idrologico qui calibrato, vengono tradotte in simulazioni di scenario idrologico.

### POLIMI 2.2. Il ghiacciaio del Venerocolo

L'area di studio è il bacino afferente al lago artificiale Pantano d'Avio, che si trova nel lato ovest del Parco le cui acque finiscono nel fiume Oglio (Figura 14). Il bacino, caratterizzato da un'area di 10.6 km<sup>2</sup>, si estende da una quota minima di 2300 m slm a una massima di 3500 m ed è caratterizzato da scarsa vegetazione, solo arbusti e licheni e un terreno roccioso. Circa un terzo del bacino è coperto dai ghiacciai di Venerocolo e di Avio. Le acque di questo bacino sono sfruttate per la produzione di energia idroelettrica da ENEL nella centrale di Pantano. Questo è il primo impianto di un sistema che utilizza tutte le acque della valle. Il principale serbatoio di stoccaggio per l'acqua è il lago Pantano d'Avio. Un secondo serbatoio, lago Venerocolo, raccoglie le acque del bacino a monte e quelle provenienti dalla vedretta di Venerocolo tramite una presa acqua. Pertanto, il sistema è costituito da tre bacini. Da nord a sud si trova il bacino Venerocolo, 4,99 km<sup>2</sup> di superficie, che comprende il lago Venerocolo e non presenta superfici glaciali, il bacino della vedretta dei Frati che ha una superficie di 3,25 km<sup>2</sup>, con 1,34 km<sup>2</sup> del ghiacciaio parzialmente coperto da detrito, il bacino del serbatoio Pantano che ha una superficie di 2,44 km<sup>2</sup>, con un ghiacciaio chiamato dell'Avio centrale, di 0,79 km<sup>2</sup>.

*Figura POLIMI-14. SX*, bacino idrografico preso in esame. E' indicata la posizione delle stazioni di misura Enel (pallini scuri), delle paline ablatometriche (pallini chiari) e della stazione meteo automatica (triangolo). DX curva ipsografica, bacino completo ed area glaciale.

#### POLIMI 2.3. Base dati

I dati utilizzati in questo lavoro sono stati raccolti in parte dal personale ENEL e in parte durante campagne di misurazione condotte congiuntamente dal personale del dipartimento Scienze della Terra dell'Università Statale di Milano e del Politecnico di Milano nella stagione di ablazione per gli anni 2007-2009. Per guanto riguarda la temperatura e le precipitazioni sono disponibili serie orarie presso le dighe di Pantano (2300 m slm) e Venerocolo (2500 m slm) per il periodo 2000/2009. I dati mancanti sono ricostruiti dalle serie giornaliere. Nelle stesse stazioni vengono raccolti dal personale ENEL dati di altezza di neve a frequenza giornaliera, a partire dal 1966. Tali dati vengono utilizzati come condizioni iniziali nel modello. Inoltre sono disponibili dal 1996 misure di altezza e densità del manto nivale, raccolte sempre dal personale ENEL, a cadenza mensile nel periodo di fusione (1 Febbraio, 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio e 1 Giugno), in tre stazioni nell'area considerata. Tali misure nel periodo 2000/2009 sono state utilizzate per la stima del fattore degree-day e per la valutazione del gradiente di crescita della altezza di neve al suolo con la quota. In aggiunta a questo data base storico sono state condotte dal gruppo di glaciologia dell'Università degli Studi di Milano, in collaborazione con personale del Politecnico di Milano, campagne di misure sul campo durante la stagione estiva per gli anni 2007-2009 (si veda per il dettaglio, il report UNIMI-SCI). Nel 2007 si sono effettuate inoltre misure puntuali dello spessore di detrito in più di 100 punti su un'area di circa 0.5 km<sup>2</sup>. Tali misure sono state in seguito interpolate utilizzando Surface uno strumento di analisi geostatistica di ArcGis, per ottenerne una mappa spaziale. In data 27 Luglio 2007 è stata inoltre installata una stazione di misura automatica AWS sulla lingua detritica del ghiacciaio, ad una quota di 2650 mslm, atta a misurare temperature, precipitazioni totali, radiazione incidente e riflessa (onde corte e lunghe), umidità e pressione e velocità e direzione del vento. Mentre i risultati delle campagne glaciologiche sono descritti in maggiore dettaglio nella sezione relativa al lavoro dell'unità UnimiSCI, qui si utilizzano i principali risultati ottenuti in tale campagna allo scopo di implementare il modello idrologico.

Le caratteristiche morfologiche del bacino, quali la distribuzione dell'area sottesa alle diverse quote e della superficie glaciale sono desunte dalla C.T.R. scala 1:25.000 e dal DTM a risoluzione 20 m × 20 m. Stime del deflusso in ingresso ai serbatoi di Pantano e Venerocolo sono state ottenute tramite *flow routing* inverso (*p.es.* Chow *et al.*, 1988; Bocchiola e Rosso, 2006) per il periodo 2006/2009 e utilizzate per validare le simulazioni del modello. Conoscendo la variazione dei livelli nei serbatoi e la portata uscente dal bacino, è possibile valutare, tramite l'equazione di continuità, la portata, o volume, entrante.

#### POLIMI 2.4. Il modello idrologico

Il modello proposto ha due componenti principali: (1) un modello di stima dell'input di afflusso costituito da fusione del manto nivale e del ghiacciaio (che inizia a rilasciare acqua di fusione man mano che la linea delle nevi risale) e precipitazione liquida; (2) un modello idrologico semi- distribuito (per fasce di quota) per la valutazione del deflusso nella sezione di controllo. In Figura 15 si mostra lo schema del metodo utilizzato. Il metodo utilizzato per la stima dello SWE fuso è espresso da:

$$M_s = D_s \cdot (T_a - T_0) \tag{7}$$

dove Ms è l'altezza di neve fusa in mm d'acqua equivalente (mm/unità di tempo),  $T_a$  è la temperatura dell'aria (°C),  $T_0$  è una temperatura soglia superata la quale inizia la fusione (considerata 0°C),  $D_S$  è il fattore di fusione della neve(mm/°C unità di tempo). Poiché il calcolo viene fatto a scala oraria  $D_S$  viene chiamato '*degree-day factor*'. Inizialmente, si è condotto un approccio basato sul concetto di *degree-day factor*, applicato a scala oraria. Tuttavia, studi ulteriori hanno mostrato come l'utilizzo di tale approccio fosse in sostanza poco consistente con la disponibilità di dati di portata sostanzialmente affidabili (tramite *flow routing*) alla scala giornaliera. Si è quindi optato per una maggiore consistenza con il dato osservato, ossia alla scala giornaliera.



Figura POLIMI-15. Rappresentazione schematica del metodo utilizzato

Il *degree-day factor* viene stimato dalle misure dirette di altezza di neve e densità. In seguito ad una analisi preliminare, viene utilizzato un valore costante per tutta la stagione di fusione. Per considerare la variazione della temperatura con la quota il bacino viene diviso in 10 fasce, per ognuna delle quali si considera la temperatura relativa alla quota media. Si impone una condizione iniziale di altezza di SWE per ogni fascia (*p.es.* Ranzi *et al.*, 1999) e si fa fondere la quantità di SWE fornita con l'Eq. (6) fino a quando non c'è più neve al suolo. L'andamento temporale della *snow line* così ottenuta è stato verificato tramite confronto con immagini satellitare di copertura nivale MODIS, con risultati accettabili. Quando il manto nivale scompare interamente, incomincia la fusione del ghiaccio. Si considera lo stesso tipo di equazione:

$$M_I = D_I \cdot (T_a - T_0).$$

(8)

In accordo con i dati di ablazione registrati sul campo si considera un  $D_l$  diverso per la porzione di ghiacciaio coperta da detrito e per quella a ghiaccio pulito (*p.es.* Mihalcea *et al.*, 2006; Mihalcea *et al.*, 2008b). Per avere un dato medio a scala di bacino da utilizzare come ingresso per il modello idrologico concentrato viene calcolata una media spaziale di altezza di neve e ghiaccio fuso pesata rispetto all'area coperta di neve o ghiaccio. Una volta calcolato l'input medio a scala di bacino in termini di precipitazione liquida, fusione di neve e ablazione dal ghiacciaio, questo viene inserito come ingresso nella seconda parte del modello. Viene valutata l'efficienza del modello per le stagioni di ablazione dal 2006 al

2009 tramite un coefficiente volumetrico  $D_v$ 

$$D_{V} = \frac{V_{ric} - V_{sim}}{V_{ric}} \cdot 100 , \qquad (9)$$

dove il pedice *sim* si riferisce ai volumi simulati ed il pedice *ric* si riferisce ai volumi ricostruiti tramite *flow routing* inverso, nonché tramite l'indice di Nash-Sutcliffe

$$R^{2} = 1 - \left[\frac{\sum (Q_{sim} - Q_{media})^{2}}{\sum (Q_{ric} - Q_{media})^{2}}\right],$$
(10)

con identico significato dei pedici. Il termine  $Q_{media}$  indica il valor medio dei deflussi ricostruiti.

#### POLIMI 2.5. Calibrazione del modello idrologico

Per la fusione nivale viene valutato un *degree-day factor* pari a 2.3 mm/°C/d, valutato tramite il data base di valori di *SWE* a date fissate fornito da ENEL. L'aumento osservato di spessore nivale con la quota è pari 5 cm ogni 100 m. Per la parte di ghiacciaio coperto da detrito, ci sia basa sul valore osservato di *degree-day-ice* funzione dello spessore di detrito (*p.es.* Mihalcea *et al.*, 2008b). Tale andamento è stato dedotto tramite i dati di ablazione glaciale ed è riportato in Figura 16.



Figura POLIMI-16. Andamento del fattore di degree-day-ice funzione dello spessore di detrito.

#### POLIMI 2.6. Risultati del modello idrologico

La Figura 17 riporta la validazione del modello per i quattro anni 2006-2009. In tabella si riportano le statistiche di validazione,  $D_V$  ed  $R^2$ , per l'intera stagione, e per i periodi di ablazione da neve e ghiaccio separatamente. In Figura 18 si riporta l'andamento dell'ablazione nivale per la prima fascia di quota (quota media 2491 masl), paragonato con l'andamento dello *SWE* alla stazione di Venerocolo (2500 masl). In Figura 19 si riporta



invece il valore medio di ablazione stimato per il ghiacciaio, confrontato con il valore medio stimato dai dati di ablazione alle paline.

Figura POLIMI-17. Simulazione del deflusso di ablazione dal bacino del Venerocolo per le stagioni estive 2006-2009. a) 2006. b) 2007. c) 2008. d) 2009.







*Figura POLIMI-19.* Valore medio IWE<sub>m</sub> di ghiaccio sciolto sulla Vedretta dei Frati e IWE<sub>m</sub> medio osservato alle paline, anni 2007-2009. Le misure spot di IWE<sub>m</sub> sono state condotte dopo l'inizio della stagione di ablazione, quindi lo scioglimento relativo è stato calcolato partendo dal valore modellato alla data di prima misura.

Year	Index/Variable	Total	Q SWE <sub>m</sub>	Q IWE <sub>m</sub>				
2006	E[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.06	0.88	1.12				
2006	$E[Q_{MOD}] [m^3 s^{-1}]$	1.08	0.92	1.13				
2006	DEV.ST[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.84	0.61	0.87				
2006	DEV.ST[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.89	0.65	0.96				
2006	Student's T E[ <i>Q</i> ] p-val[.]	0.87	0.79	0.94				
2006	D <sub>V</sub> [%]	1.47	4.41	0.74				
2006	$R_{NS}^{2}[.]$	0.51	0.59	0.48				
2007	E[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.10	0.94	1.23				
2007	E[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.09	0.98	1.19				
2007	DEV.ST[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.86	0.62	0.99				
2007	DEV.ST[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.88	0.73	0.97				
2007	Student's T E[ <i>Q</i> ] p-val[.]	0.93	0.75	0.77				
2007	D <sub>V</sub> [%]	-0.86	4.25	-3.83				
2007	$R_{NS}^2$ [.]	0.70	0.66	0.71				
2008	E[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.32	1.40	1.18				
2008	E[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.29	1.31	1.25				
2008	DEV.ST[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.08	1.00	1.21				
2008	DEV.ST[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.06	1.10	0.98				
2008	Student's T E[ <i>Q</i> ] p-val[.]	0.82	0.57	0.72				

**Tabella POLIMI-9.** Statistiche di validazione del modello idrologico e delle portate osservate e simulate,  $Q_{IRR} e Q_{MOD}$ . Il p-val della distribuzione Student's T (due code) indica la corrispondenza delle medie di  $Q_{MOD}$  $e Q_{IRR} (p-val > 0.05 corrispondenza al 5%).$ 

2008	D <sub>V</sub> [%]	-2.24	-6.31	6.77
2008	$R_{NS}^{2}[.]$	0.71	0.75	0.65
2009	E[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.51	1.43	1.67
2009	E[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.53	1.53	1.53
2009	DEV.ST[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.87	0.95	0.67
2009	DEV.ST[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.24	1.37	0.70
2009	Student's T E[ <i>Q</i> ] p-val[.]	0.88	0.65	0.46
2009	D <sub>V</sub> [%]	1.63	6.94	-8.63
2009	$R_{NS}^{2}[.]$	0.80	0.82	0.66
All	E[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.20	1.22	1.19
All	E[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1.23	1.25	1.21
All	DEV.ST[ <i>Q<sub>IRR</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0.91	0.89	0.94
All	DEV.ST[ <i>Q<sub>MOD</sub></i> ] [m <sup>3</sup> s⁻¹]	1.02	1.10	0.94
All	Student's T E[ <i>Q</i> ] p-val[.]	0.65	0.70	0.82
All	D <sub>V</sub> [%]	2.27	2.95	1.51
All	$R_{NS}^{2}[.]$	0.71	0.75	0.67

# POLIMI 2.7. Campagne nivali

A scopo di valutazione diretta della situazione del manto nivale e di verifica del modello di ablazione, si sono condotti in collaborazione con il gruppo di lavoro UNIMI nelle stagioni estive 2008 e 2009 campagne di misura del manto nivale sul ghiacciaio (**Figura 20**).



*a)* 13 Giugno 2008. Vedretta dei Frati. Dr. Bocchiola con carotatore e sonda densità.

Figura POLIMI-20. Rilievi nivali.



b) 12 Giugno 2009. Vedretta dei Frati. Infissione carotatore. Dr. Mosconi, UNIMI



c) 13 Giugno 2008. Vedretta dei Frati. Rilievi stratigrafico. Sig. Meraldi, Guida Alpina



d) 12 Giugno 2009. Vedretta dei Frati. Pesatura carota di neve

In Figura 21 si riporta il confronto tra i valori di *SWE* osservato (7 rilievi altitudine media 2691 m asl, min 2685 masl, max 2695 masl) e simulato dal modello, per l'estate 2008. Si osserva un sostanziale accordo tra il modello ed il valore medio ottenuto nel rilievo.



*Figura POLIMI-21.* Estate 2008. Vedretta dei Frati. SWE simulato dal modello idrologico ed osservato al suolo (2681 m asl).

#### POLIMI 2.8. Simulazioni di scenario

Sulla base dei precedenti studi di trend climatico (Gorni *et al.*, 2008; Bianchi Janetti *et al.*, 2008a; qui Sez. 2), si sono qui ipotizzati alcuni possibili scenari di cambio climatico (Bianchi Janetti *et al.*, 2008b). Le analisi effettuate sulle serie locali forniscono un indizio del cambiamento climatico in atto e verranno utilizzate per la stima della diminuzione dell'EIN all'inizio della stagione di fusione.

Per le proiezioni di input climatici di temperatura e precipitazione si utilizzano invece le variazioni fornite da un modello climatico di circolazione globale di letteratura. Per le simulazioni di scenario vengono considerati i dati mensili di temperatura e precipitazioni fornite dal modello HadCM3 per il periodo compreso tra il 1960 e 2099, riferiti al punto di griglia più vicino all'area in esame. Questo modello è stato scelto perché, rispetto ad altri, utilizza per la discretizzazione della superficie terrestre una griglia in cui è visibile la penisola italiana.

Si considera lo scenario di emissione A2 che prevede un mondo eterogeneo con crescita di popolazione fino al XXI secolo, sviluppo economico localizzato solo in alcune aree del pianeta e cambiamenti tecnologici, specialmente nel campo dell'energia, lenti e discontinui. Poiché le proiezioni fornite da tali modelli abbracciano scale spaziali e temporali assai maggiori rispetto a quelle necessarie per la modellazione idrologica qui trattata, non possono essere usate direttamente come input del modella ma possono essere indicative di un evoluzione temporale prevista. Dalla serie del modello HadCM3 si è quindi proceduto come segue:

- Si calcola la media delle temperature e delle precipitazioni medie mensili per il periodo 1961-1990 considerato come periodo di riferimento;
- Si calcola la media delle temperature e delle precipitazioni medie mensili per il periodo 2010-2039 come rappresentativa dell'anno 2020;
- Si calcolano le variazioni tra il periodo 2010-2039 e il periodo di riferimento 1961-1990.

Lo stesso procedimento si applica considerando la media delle temperatura e delle precipitazioni medie mensili per il periodo 2040-2069 come rappresentativa dell'anno 2050. Le variazioni ottenute vengono riportate in Tabella 10.

Queste variazioni vengono applicate alla serie locale di precipitazioni e di temperatura osservata ottenendo l'input necessario per il modello che simula il deflusso. La diminuzione dell'area glaciale viene stimata dalle aree osservate negli anni 1983, 1992, 1999 e 2003. L'andamento è lineare con  $R^2 = 0.85$ .

 Tabella POLIMI-10.
 Variazioni di temperatura e precipitazioni per gli anni 2020 e 2050 rispetto al periodo di riferimento 1960-1990 ottenute dalle proiezioni del modello HadCM3 scenario A2.

	anno	Gen	feb	mar	apr	mag	giu
variazioni di temperatura	2020	0.28	1.39	1.31	0.56	1.22	1.09
rispetto al periodo 1960-1990	2050	1.33	1.43	1.99	1.16	1.87	3.02
variazioni di precipitazione	2020	0.93	1.03	1.16	1.15	0.79	0.94
rispetto al periodo 1960-1990	2050	0.93	1.02	1.18	1.18	0.81	0.74
	anno	Lug	ago	Sett	ott	nov	dic
variazioni di temperatura	2020	1.80	3.36	2.46	1.29	0.30	0.41
rispetto al periodo 1960-1990	2050	4.59	5.31	4.27	3.13	1.74	2.42
variazioni di precipitazione	2020	0.74	0.76	1.11	0.91	1.03	1.36
rispetto al periodo 1960-1990	2050	0.56	0.73	0.73	0.92	1.08	1.49

I risultati delle simulazioni di scenario qui condotte vengono riportati nelle Figure da (22) a (24). Si mostrano in particolare (Figura 22) i volumi cumulati di deflusso atteso per i periodi 2020 e 2050 paragonati al deflusso nel periodo di riferimento 1961-1990. Si osserva una generale diminuzione del deflusso totale rispetto al periodo di riferimento pari al 14% per il 2020 e al 33% nel 2050. Questa diminuzione è concentrata nei mesi da giugno ad ottobre mentre si riscontra un lieve aumento in aprile e maggio. La spiegazione di questo comportamento può essere chiarita osservando i grafici dei volumi relativi alla solo fusione nivale (Figura 23) e glaciale (Figura 24). Si osserva come la fusione nivale è anticipata nei mesi di aprile e maggio a causa di temperature più alte mentre il volume cumulato di deflusso provocato dalla neve fusa diminuisce. In Figura 22 si osserva che per i mesi maggio giugno luglio si osserva un lieve aumento del deflusso dovuto alle temperature più alte mentre per agosto, settembre e ottobre la riduzione dell'area del ghiacciaio ha un effetto preponderante e il deflusso diminuisce.



*Figura POLIMI-22.* Volumi di deflusso totali proiettati per i periodi di riferimento 2020 e 2050, a confronto con quelli relativi al periodo di riferimento 1961-1990.



*Figura POLIMI-23*. Volumi di deflusso nivale proiettati per i periodi di riferimento 2020 e 2050, a confronto con quelli relativi al periodo di riferimento 1961-1990.



*Figura POLIMI-24*. Volumi di deflusso glaciale proiettati per i periodi di riferimento 2020 e 2050, a confronto con quelli relativi al periodo di riferimento 1961-1990.

# POLIMI 2.9. Un modello energetico-idrologico distribuito di fusione glaciale per il ghiacciaio del Venerocolo

Si è condotto nell'ambito del progetto un tentativo di modellazione energetica distribuita dell'ablazione per il ghiacciaio del Venerocolo (Vedretta dei Frati). Tale metodologia è più complessa rispetto al classico approccio *degree-day*, ma offre in cambio una descrizione più accurata dei processi energetici che guidano la produzione di deflusso da ghiacciaio, e quindi una migliore conoscenza delle dinamiche di deflusso stesse.

Il processo di ablazione è modellato usando le equazioni di conservazione della massa e dell' energia per ghiaccio e detrito, con le forzanti date della temperatura dei detriti o dalla radiazione solare. Si usano le misure circa bisettimanali del tasso di ablazione del ghiaccio, e misure in continuo (ogni 10 minuti) della temperatura della copertura di detrito, della temperatura dell'aria e della radiazione solare, entrante ed uscente.

In primo luogo abbiamo calibriamo il modello per la conducibilità termica del detrito, utilizzando la temperatura dei detriti. Quindi abbiamo valutato la temperatura dei detriti e la fusione del ghiaccio a partire dalla radiazione solare (netta) ricevuta, misurata dalla stazione AWS. La fusione del ghiaccio è quindi distribuita tramite una modello su base topografica. Si utilizza un'onda cinematica per il deflusso superficiale ed il metodo modificato del *soil bucket* per il flusso sotto la superficie. La portata prevista ai piedi del ghiacciaio è poi validata utilizzando i dati da misure di portata spot condotte sul ghiacciaio.

Il modello simula l'ablazione nivale tramite conduzione del calore nel detrito e successivo scioglimento del ghiaccio (*e.g.* Nicholson and Benn, 2006). Con riferimento alla Figura 25,

(12)

il flusso termico (Wm<sup>-2</sup>) trasmesso da uno strato di detrito con temperatura  $T_d(x)$  e conduttività  $\lambda_d$  (Wm<sup>-1</sup>k<sup>-1</sup>) è

$$\phi_{cond} = -\lambda_d \, \frac{dT_d}{dx} \tag{11}$$

L'energia termica (Joulesm<sup>-2</sup>) necessaria per sciogliere una massa specifica *m* (kgm<sup>-2</sup>) di ghiaccio è proporzionale al calore latente  $\lambda_i$  di fusione (Jouleskg<sup>-1</sup>)

$$Q_m = m\lambda_i$$

Se uno strato di ghiaccio con densità  $\rho_i [\approx 900 \text{ kgm}^{-3}]$  scioglie ad un tasso non noto  $/ [\text{ms}^{-1}]$ , a temperature costante T = 273.15 °K (0° Celsius), e se inoltre la conduzione di calore risutla nello scioglimento di una quantità proporzionale di ghiaccio, si ottiene

$$\phi_{cond}\Big|_{l} = -\dot{Q}_{m} \tag{13}$$

e, legando il flusso termico con la derivata dell'energia termica

$$\dot{m} = \frac{\dot{Q}_m}{\lambda_i} = \frac{\phi_{cond}|_l}{\lambda_i}$$
(14)

che fornisce il tasso di fusione

$$l = \frac{m}{\rho_i} \tag{15}$$

Se il bilancio energetico è scritto considerando i flussi di energia solare, si devono inserire la radiazione solare e la convezione, nonché l'emissione dal detrito. Il flusso radiativo entrante (Wm<sup>-2</sup>) nel detrito dipende dalla radiazione entrante ad onde corte e dai flussi di radiazione ad onde lunghe, dall'angolo di incidenza  $\theta$  e dal coefficiente di assorbimento  $\varepsilon$  (0 <  $\varepsilon$  <1)

$$\phi_{rad} = (\phi_{SW} + \phi_{LW}) \cos \theta \varepsilon$$
(16)

Il flusso convettivo (Wm<sup>-2</sup>) dalla superficie del detrito a temperatura  $T_d$  verso l'aria a temperature costante  $T_a$  è dato dal coefficiente di convezione  $h_{conv}$  (Wm<sup>-2</sup>k<sup>-1</sup>), funzione delle proprietà del detrito e dalla velocità dell'aria

$$\phi_{conv} = h_{conv} \left( T_d - T_a \right) \tag{17}$$

Il flusso di emissione (Wm<sup>-2</sup>) dalla superficie del detrito a temperatura  $T_d$  è dato dall'equazione di Stefan-Boltzman

$$\phi_{emiss} = \sigma T_d^4$$
 (18)  
Con  $\sigma = 5.67 \text{ E}^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{k}^{-4}$ . L'incognita è la conduttività termica del detrito  $\lambda_d$ . Si sono

quindi utilizzati dati di ablazione dal ghiacciaio per valutare  $\lambda_d$ .



*Figura POLIMI-25*. Geometria del modello di ablazione glaciale. SW radiazione a onda corta, LW onda lunga.

Il modello AUGUSTO-NERONE qui utilizzato è composto di due moduli base: i) una routine per la partizione dei flussi sul territorio, ii) un modulo di flow routing dell'ablazione alaciale. Il modulo per la divisione dei flussi è basato sul metodo "tubi di flusso, (Onstad e Brakensiek, 1968), come implementato da Menduni et al. (2002), cioè per mezzo di percorsi di drenaggio utilizzati come strutture base per la modellistica. Questo metodo è capace di fornire una descrizione esatta della morfologia del terreno, utilizzando la topografia sopra la superficie e sotto di essa, e di modellare il deflusso, l'erosione ed il trasporto di sedimento grossolano (per esempio Rulli e Rosso, 2005; Rosso ed altri, 2007). In breve, il modello deriva una divisione della superficie di spartiacque basata sui tubi di flusso, costituiti dagli accoppiamenti delle linee di flusso definite secondo la gravità. con le linee isoaltitude e cioè equipotenziali. Usando questo tipo di discretizzazione, il modello divide gli elementi in cui si ha scorrimento dell'acqua in due categorie. Queste sono i) celle, cioè poligoni in cui il flusso liquido è incanalato e ii) scanalature, ottenute unendo due o più tubi di flusso in cui le acque di superficie sono convogliate. Questa procedura di divisione permette di risolvere le equazioni che descrivono i processi idrologici attivi in senso quasi-mono-dimensionale. La generazione del deflusso superficiale è ottenuta usando il modello del soil bucket di Topog (SBM), dove la divisione dello spartiacque profilodi Topog è sostituita dal metodo ADN descritto precedentemente (vedi Rulli e Rosso, 2005). Questo modulo consiste i) rete di deflusso secondo i tubi generati in precedenza, ii) un modello semplice soil bucket per valutare i flussi d'acqua del terreno in ogni elemento, iii) un modulo sub-superficiale cinematico unidimensionale per simulare il movimento del flusso sub-superficiale lungo "i tubi di flusso, e iv) un modello di deflusso superficiale cinematico unidimensionale per la simulazione delle acque di superficie lungo i tubi di flusso. Ad ogni istante ed in ogni punto il modello computa la

profondità della superficie libera sub-superficiale, l'immagazzinamento dell'umidità nel terreno, il flusso sotto la superficie ed di flusso terrestre, la velocità e la portata.

Il fattore chiave del modello di ablazione è la conducibilità termica del detrito. Un programma compilato  $C_{++}^{(B)}$  eseguibile è stato realizzato per risolvere numericamente l'insieme delle equazioni proposte (11-15). Abbiamo usato uno schema alle derivate in avanti implicito, per permettere la stabilità della soluzione (descrizione completa segnalata in Malgarida, 2008).

L'ablazione è stata simulata a intervalli di tempo di 10 minuti. Nei fatti, per via della complessità dell'indagine di campo, dovuta all'elevata altitudine ed alle circostanze meteorologiche, l'ablazione in alcune paline pali non si è potuta determinare esattamente, perché alcune di esse sono cadute per via dell'elevata ablazione del ghiaccio fra due indagini, o si sono rotte. Si sono potute utilizzare per il modello energetico otto paline, (più una su ghiaccio nudo, vedi la Tabella 11).

La valutazione di  $\lambda_d$  è stata effettuata usando i dati di temperatura del detrito misurati in luogo, in modo da permettere la soluzione iterativa dell'Equazione (11) con tasso di ablazione noto (dalle paline nel ghiaccio) e della temperatura del detrito (dalle sonde di calore), e calcolare  $\lambda_d$ . Le paline 1, 4, 6 e 7, sparse più o meno uniformemente sono usate per la calibratura. Un valore medio (ottimale) di  $\lambda_d$  è ottenuto iterativamente minimizzando l'errore assoluto (in percentuale) della valutazione dell'ablazione cumulata alle paline.

$$err = \frac{1}{N_s} \sum_{j=1}^{N_s} \left| 1 - \frac{I_{m,sim,j}}{I_{m,oss,j}} \right| ,$$
(19)

con  $I_{m,oss}$  and  $I_{m,sim}$  ablazione osservata (rilievi) e simulate ed  $N_s$  numero di rilieviper la palina *s*. così facendo, si è trovato  $\lambda_{dav} = 0.596 \text{ Wm}^{-1} \text{k}^{-1}$ .

Abbiamo poi validato il valore così ottenuto per le paline rimanenti. In Figura 26, si illustra l'ablazione osservata e simulate per calibrazione e validazione.

In Tabella 11 si riporta il riassunto dei risultati del modello in termini di *err*. Inoltre, si riporta il *bias* di stima

$$bias = \frac{1}{N_s} \sum_{j=1}^{N_s} \left( \frac{I_{m,sim,j} - I_{m,oss,j}}{I_{m,oss,j}} \right) ,$$
(20)

che indica la the differenza nel volume di scioglimento di ghiaccio (per unità di area) tra valori osservati e simulati.



**Tabella POLIMI-11**. Paline usate per la calibrazione (vedi Fig. 2). Si riporta l'altitudine A, lo spessore medio (diversi rilievi) del detrito D<sub>Dav</sub>, il periodo di osservazione, numero di rilievi N<sub>s</sub> e ablazione totale I<sub>m,oss,t</sub>, per le paline con data base completo. Si riporta anche, l'errore percentuale err, ed il bias di stima. In **grassetto**, la validazione. For Per la palina 9 (ghiaccio nudo), non si condotta calibrazione.

Stake	A [masl]	D <sub>Dav</sub> [cm]	Period [.]	N <sub>s</sub> [.]	I <sub>m,oss,t</sub> [cm]	I <sub>m,sim,t</sub> [cm]	<i>err</i> [%]	<i>bias</i> [%]
1	2580	6	June 28 <sup>th</sup> - October 12 <sup>th</sup>	4	153	154	4.1	-3.8
2	2600	10	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	5	200	197	4.2	-4.2
3	2594	8	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	5	197	190	20.6	-20.6
4	2588	9	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	4	214	220	4.8	-3.2
5	2621	7	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	5	208	202	10.1	-10.1
6	2661	10	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	5	191	193	3.3	-1.9
7	2689	9	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	4	163	161	7.1	6.6
8	2690	8	June 13 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	5	198	204	12.4	12.4
9	2700	0	July 17 <sup>th</sup> – October 2 <sup>nd</sup>	4	207	214	9.3	-7.6

Tabella POLIMI-12. Parame	tri del modello idrologico	
	<b>Q</b> <sub>sim</sub>	$Q_{\scriptscriptstyle BO}$
Δx [m]	20	-
<i>k<sub>sice</sub></i> [ms <sup>-1</sup> ]	4E <sup>-7</sup>	-
k <sub>ssoil</sub> [ms <sup>-1</sup> ]	1E <sup>-3</sup>	-
<i>n<sub>ice</sub></i> [m <sup>-1/3</sup> s]	0.011	-
<i>n</i> [m <sup>-1/3</sup> s]	0.050	-

Per il setup del modello idrologico, abbiamo usato dati qualitativi ottenuti tramite indagini di campo. Il bacino della vedretta dei Frati è caratterizzato da vegetazione limitata arbustiva e di licheni e da terreno roccioso. Il modello idrologico AUGUSTO-NERONE richiede la valutazione di un certo numero di parametri, vale a dire  $k_s$  (conducibilità satura) per il modulo di SBM, il coefficiente di Manning n per il percorso di flusso terrestre. Questi sono stati impostati secondo valori ragionevoli basati sulle indagini del campo e sull'analisi della letteratura riguardante la modellistica idrologica distribuita e sono segnalati in Tabella 12. Abbiamo considerato preliminarmente i due valori costanti di *n* per terreno e ghiaccio.

#### POLIMI 2.10. Valutazione diretta dei flussi di ablazione

Nell'ambito del progetto, durante l'estate 2009, si sono condotte due spedizioni per la misura dei deflussi di ablazione da ghiacciaio. Data l'assenza di una misura in continuo della portata di fusione dal ghiacciaio, misure spot quali guelle condotte possono essere utili per la valutazione preliminare dell'affidabilità di modelli di fusione distribuita, caratterizzati da scale spaziali fini (p.es. dell'ordine delle centinaia di m<sup>2</sup>) e scale temporali brevi (*p.es.* oraria o suboraria).

In particolare, utilizzando lo strumento di misura Flow Tracker ®, acquistato nell'ambito del progetto, è stato possibile valutare i deflussi in alveo per tre differenti rilievi giornalieri. Si riporta qui una breve escursione sullo strumento utilizzato e sui tre rilievi condotti.

Misure spot di velocità e portata in alveo si possono ottenere con tecnica di misura a guado tramite utilizzo di un flow tracker.

Tale strumento funziona sulla base del principio di velocimetria doppler, atto alla misura di campi di velocità in 3-D (XYZ), e stima delle portate tramite metodo della sezione media (1 misura velocità a  $0.6^{*}h$  per h < 0.6 m, 2-3 punti per h > 0.6 m, norme ISO-USGS). Le esperienze condotte dagli scriventi mostrano una sostanziale affidabilità e stabilità dello strumento flow tracker, con consistenza notevole delle misure condotte da strumenti diversi, garantendo in tal modo l'omogeneità delle calibrazioni.



Si sono condotte misure di portata alla sezione di chiusura della lingua glaciale della Vedretta dei Frati per tre date (28 Luglio 2009, condotto insieme al personale ARPA, 23-24 Settembre 2009). In Figura 28 si riporta una sezione tipo osservata in data 28 Luglio (ore 12.25).



Figura POLIMI-28. Flow tracker.

Nelle Figure 29, si riportano, oltre alla sezione di misura, gli idrogrammi osservati nelle misure condotte, riferite all'ora intermedia del periodo di misura.



Figura POLIMI-29. Vedretta dei Frati. Misure di portata e portate simulate tramite modello.a) Sezione di misura b) 28 Luglio 2009. c) 23 settembre 2009. d) 24 Settembre 2009.

#### POLIMI 2.11. Validazione del modello energetico-idrologico

In Figura 29 è possibile osservare la validazione del modello idrologico per tre giorni considerati. Tale tentativo preliminare consente di rilevare la discreta capacità del modello di descrivere i deflussi in alveo. Per il giorno 24 settembre (Figura 29c), unico caso in cui è stato possibile rilevare i deflussi del primo mattino (dalle ore 8 fino alle 11), si osserva la presenza di una portata non nulla in corrispondenza di tale periodo, non simulata dal modello, che al contrario ipotizza valori nulli. Tale circostanza potrebbe risultare da un evento di precipitazione notturno, comunque non rilevato da chi scrive, oppure dalla presenza di un deflusso di base legato o ad una ablazione alla base del ghiacciaio, non descritta nel nostro modello di ablazione superficiale, o alla presenza di tasche endoglaciali, che ritardano il deflusso dei flussi di ablazione.

L'ispezione visiva del ghiacciaio, consentita in sostanza dalle piccole dimensioni dello stesso, non sembra mostrare la presenza cospicua di tali formazioni. In futuro, si suggeriscono studi glacio-idrologici diretti ad investigare tale aspetto.

### POLIMI 3. DISAGGREGAZIONE SPAZIALE DELLE PRECIPITAZIONI NIVALI IN SCENARIO DI CAMBIAMENTO CLIMATICO PER IL BACINO DELL' OGLIO

#### POLIMI 3.1. Introduzione

Viene proposto qui un metodo per la disaggregazione spaziale di campi di precipitazione prodotti dai modelli di circolazione globale (GCM) nell'ambito di scenari di cambiamento climatico, con particolare attenzione alla precipitazione nivale. Si presenta una tecnica del tipo Cascata Random (Stochastic Space Random Cascade, SSRC) e la si utilizza per la proiezione di scenari futuri della risorsa idrica nel bacino alpino del fiume Oglio chiuso a Sarnico (1440 km<sup>2</sup>), a forte contributo nivale. La geografia complessa e la variabilità altimetrica del bacino richiedono l'applicazione di metodi di disaggregazione statistica avanzati per la valutazione della variazione della risorsa idrica di origine nivale, come indicato dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007).

Sulla base di studi precedenti si è scelto di utilizzare il modello climatico che meglio riproduce la pluviometria del Nord Italia, ossia il modello PCM (Parallel Climate Model) prodotto dal National Center for Atmospheric Research (NCAR). La cascata SSRC viene calibrata utilizzando 10 anni di precipitazione giornaliera (1990-1999) da 25 pluviometri nel bacino. Per la calibrazione del modello si usa un algoritmo del tipo Scale Recursive Estimation SRE, accoppiato con il metodo della massima verosimiglianza, Expectation Maximization. I parametri stagionali della cascata moltiplicativa sono calibrati tramite distribuzioni statistiche condizionate alla forzante climatica di larga scala, sulla base di un'analisi di regressione.

Infine, si effettua la disaggregazione degli scenari futuri di precipitazione (scenario A2 IPCC, 2007) per la decade 2045-2055. Gli scenari di temperatura del modello NCAR\_PCM per il periodo in esame vengono poi utilizzati, dopo opportuna procedura di disaggregazione tramite approccio topografico, per il calcolo degli afflussi nivali sul bacino. Si illustrano quindi le variazioni attese di apporto idrico nivale per stazioni di misura nivale campione all'interno del bacino, in relazione alle osservazioni per l'ultimo quarantennio (1967-2009). Il riscaldamento globale influenza notevolmente il clima delle zone di montagna nelle regioni temperate e, di conseguenza, la distribuzione della risorsa idrica (Solomon et al., IPCC 2007). Gli idrologi sono, quindi, tenuti a proporre previsioni quanto più accurate possibili degli effetti di tale cambiamento climatico sull'intensità, la quantità e la variabilità della precipitazione e sul regime delle portate. A questo fine, la valutazione locale dei trend statistici viene accoppiata agli scenari forniti dai modelli climatici per evincere le variabili, tipicamente precipitazione e temperatura, utili alle analisi di medio e lungo termine sulle risorse idriche (Beniston et al., 2003) e sugli estremi idrologici (Burlando & Rosso, 2002b).

I modelli di circolazione generale (GCMs) sono strumenti fisicamente basati attualmente disponibili per la valutazione del cambiamento climatico. Essi forniscono variabili meteorologiche a risoluzioni temporali accettabili ma a risoluzioni spaziali solitamente grossolane (100-200 Km) e sebbene diano risultati ragionevolmente buoni nella simulazione di campi atmosferici sinottici, solitamente non sono in grado di riprodurre le statistiche delle serie storiche alle scale spaziali di interesse ed è necessaria una modifica per l'uso alla scala locale (*Burlando & Rosso,* 2002a). In bacini montani a forte contributo nivale, la variabilità topografica, che controlla tramite la temperatura il processo di precipitazione nivale ed il relativo accumulo, rende oltremodo necessario l'utilizzo di tecniche di disaggregazione spaziale atte a tenere conto della variabilità della precipitazione e della temperatura stessa.

Recentemente sono stati sviluppati algoritmi di simulazione della pioggia (Lovejoy & Schertzer, 1990; Over & Gupta, 1994; 1996; Kang & Ramirez, 2007) in grado di

rispettarne le proprietà di auto-somiglianza e di intermittenza nello spazio e nel tempo. In particolare è disponibile in letteratura un metodo di disaggregazione statistica basato sulla teoria della cascata casuale (*Tessier et al.,* 1993; *Over & Gupta,* 1994; 1996; *Menabde & Sivapalan,* 2000). Tale disaggregazione richiede uno schema adatto di assimilazione dei dati (*Bocchiola,* 2007): sforzi notevoli sono stati fatti in questa direzione, che hanno portata al perfezionamento di algoritmi scala ricorsvie, Scale Recursive Estimation SRE. Tali metodi permettono la calibrazione del modello quando sono disponibili informazioni da fonti multiple (*Gupta et al.,* 2006; *Bocchiola,* 2007).

Per la calibrazione del modello SSRC sono stati usati 10 anni (1990-1999) di dati giornalieri di precipitazione totale in un gruppo di stazioni poste all'interno del bacino considerato (25 stazioni). E' stato valutato il *bias* moltiplicativo fra il dato del PCM e la media locale della precipitazione ed è stata approntata una procedura statistica stagionale per tenerne conto durante la disaggregazione. In seguito, è stato utilizzato il modello moltiplicativo della cascata casuale SSRC considerando esplicitamente l'intermittenza.

La calibrazione del modello è stata realizzata usando l'algoritmo ricorsivo accoppiato con un metodo *expetation-maximitation*, a cui ci si riferirà come SRE ed EM rispettivamente (*Bocchiola & Rosso*, 2006). Il modello SSRC viene solitamente calibrato e validato con dati di precipitazione radar o satellitari (*Over & Gupta*, 1994; ; *Bocchiola*, 2007; *Kang & Ramirez*, 2007). Tuttavia sull'area in esame non sono disponibili serie di dati sotto tale forma e la stima della precipitazione è state innovativamente svolta utilizzando dati di pluviometri a terra (*Groppelli et al.*, in revisione, 2009).

Una volta calibrato il modello SSRC, lo si è utilizzato per produrre scenari di precipitazione spazialmente distribuita per il bacino dell'Oglio per il periodo di riferimento 2045-2055. Infine sulla base di tali scenari, si sono prodotte stime della precipitazione nivale distribuita, accoppiando gli scenari di precipitazione con quelli di temperatura forniti dal modello stesso, opportunamente corretti tramite approccio topografico (su DTM a 100x100 m) basato su serie osservate. Si ottengono così matrici distribuite (100x100 m) di precipitazione nivale al suolo. Accoppiando a tale dato un semplice modello di ablazione per la stagione primaverile è possibile simulare l'evoluzione del manto nivale per il bacino in questione.

#### POLIMI 3.2. Il bacino di studio

Lo studio è stato condotto sull'intero bacino dell' Oglio (Figura 30) è localizzata in Lombardia, nella zona Alpina e Pre-Alpina centrale. Per lo studio è stato considerato il bacino del fiume Oglio chiuso a Sarnico (1440 km<sup>2</sup>), tributario principale del lago Iseo, che come noto include il territorio del Parco Adamello. L'altitudine del bacino varia da 186 m. slm a Sarnico a 3.538 m. slm sul monte Adamello. La valle dell'Oglio possiede un clima alpino, con inverni molto freddi e temperature moderate d'estate, considerevole radiazione solare, principalmente durante la stagione invernale. La precipitazione annuale media nella zona del Parco è di circa 1000 mm/anno con un regime bimodale, con un massimo in autunno ed uno meno rilevante in primavera. Le precipitazioni nevose sono frequenti a partire da ottobre a maggio e la copertura di neve persiste generalmente a lungo, specialmente nella zona NE. Il deflusso è principalmente influenzato dalla fusione nivo-glaciale in primavera ed estate e dalla pioggia in autunno.



*Figura POLIMI-30.* L'area di studio: Il bacino del fiume Oglio, chiuso a Sarnico, localizzato nelle Alpi Retiche. Le celle in verde rappresentano le griglie dell'NCAR\_PCM, i punti neri il network totale dei pluviometri considerati (270) mentre quelli in rosso i pluviometri insistenti nel bacino (25).

# POLIMI 3.3. Scelta del modello GCM

Per la scelta del modello, si sono utilizzati 11 anni (1990-2000) di precipitazione giornaliera  $R_G$  da 270 pluviometri in Italia del Nord. La base dati utilizzata integra la base dati istituzionale dall'Agenzia Regionale per Protezione dell'Ambiente - Lombardia con quelle delle aziende private idroelettriche, vale a dire AEM ed Enel, con quella dei Consorzi dell'Oglio e dell'Adda e con i dati disponibili dagli Annali Idrologici dell'ex SIMN dell'Italia. I dati osservati di precipitazione sono stati utilizzati per uno doppio scopo: i) per analizzare la prestazione del GCMs nella descrizione del clima attuale in Italia del Nord e ii) per calibrare il metodo SSRC. In un precedente studio (Groppelli & Pengo, 2005) si è identificato il GCM che meglio riproduce la precipitazione nella zona esaminata. Sono stati scelti da letteratura quattro modelli (R30, ECHAM4, PCM, HADCM3) e sono stati confrontati tramite una procedura statistica. I risultati di tale studio, non riportati qui, evidenziano come il modello PCM mostri il miglior adattamento alle precipitazioni reali sull'area in esame, e possa essere utilizzato per la procedura di disaggregazione. Per la calibrazione del modello SSRC si sono utilizzati 25 pluviometri afferenti al bacino dell'Oglio (Figura 1), per il periodo 1990-2000. Come data base per la copertura nivale, si sono utilizzate misure di equivalente idrico nivale (snow water equivalent, SWE), al suolo a date fissate (1° Febbraio, 1° Marzo, 1° Aprile, 15 Aprile, 1° Maggio, 1° Giugno) disponibili per il bacino dell'Oglio per un confronto tra le proiezioni future di evoluzione del manto nivale in due stazioni campione e le relative osservazioni storiche (1967-2009).

Il rapporto SRES dell'*IPCC* (*Nakicenovic et al.*, IPCC 2000) descrive quattro possibili scenari. Ciascun scenario considera l'effetto di differenti potenziali cause sulle emissioni di gas serra e sulla loro possibile dinamica. Qui si sono utilizzati i dati generati rispetto allo scenario IPCC SRES A2, per gli anni 2010-2060 in termini di precipitazione e temperatura giornaliera. E' stato considerato il periodo 2045-2055 allo scopo di analizzare il clima futuro e le condizioni ambientali incentrati intorno al 2050 per verificare gli impatti del cambiamento climatico alla metà del secolo corrente.

### POLIMI 3.4. Bias della precipitazione giornaliera a scala di bacino

In primo luogo, si è calcolata la precipitazione areale media sul bacino dell'Oglio per mezzo dei 25 pluviometri,  $R_{GAO}$ , per il periodo 1990-2000. L'analisi visiva della serie di precipitazione media fornita dal PCM,  $R_{GCM}$ , rispetto al valore osservato  $R_{GAO}$ , ha evidenziato pattern climatici differenti. In particolare, la precipitazione osservata mostra una considerevole intermittenza ed una notevole intensità di precipitazione mentre la precipitazione  $R_{GCM}$  mostra bassa intermittenza con intensità inferiori. Poiché la conservazione dell'intermittenza è fondamentale per lo studio del ciclo idrologico, è necessario correggere i valori giornalieri di precipitazione  $R_{GCM}$  prima di disaggregarli a scale spaziali più fini. La transizione dalla precipitazione media  $R_{GCM}$  a quella  $R_{GAO}$  viene modellata usando un processo moltiplicativo casuale che considera esplicitamente l'intermittenza, consistente con il metodo *SSRC*, descritto più avanti, chiamato *Bias<sub>GAO</sub>* 

$$Blas_{GAO} = R_{GAO} / R_{GCM} = B_{GAO} B_0 W_0$$

$$P(B_0 = 0) = p_0$$

$$P(B_0 = p_0^{-1}) = 1 - p_0$$

$$E[B_0] = p_0^{-1} p_0 + 0 (1 - p_0) = 1$$

$$W_0 = e^{(w_0 - \sigma_{w_0}^2/2)}$$

$$E[W_0] = 1$$
, (21)

dove  $B_{GAO}$ ,  $p_0$ ,  $\sigma_w^2/2$  sono parametri da stimare.  $B_{GAO}$  è un termine costante che forza il valore medio giornaliero di  $R_{GAO}$  ad uguagliare il relativo valore medio osservato. Il termine  $B_0$  è il generatore del modello che rappresenta la probabilità che il tasso  $R_{GAO}$  di pioggia per un dato giorno sia zero, condizionato al valore di  $R_{GCM}$  positivo, modellato tramite una distribuzione binomiale. Il termine  $W_0$  è un generatore strettamente positivo, utilizzato per aggiungere una quantità adeguata di variabilità alla precipitazione durante i periodi identificati come piovosi. La presenza di un *bias* nel modello GCM può risultare da vari effetti e non deve necessariamente indicare l'incapacità del modello a rappresentare correttamente il segnale di cambiamento climatico a grande scala. Anche se l'influenza generale della circolazione atmosferica sulla precipitazione è determinata correttamente, la complessa topografia locale può condurre il GCM a simulare valori di precipitazione maggiormente uniformi rispetto al reale andamento osservato (*Salathè*, 2007).

#### POLIMI 3.5. Modello stocastico di precipitazione spaziale

Il processo di pioggia è modellato tramite un approccio stocastico del tipo "cascata random" moltiplicativa (*Bocchiola*, 2007). Tale approccio può essere schematizzato attraverso un grafico ad "albero rovesciato", dove i valori di pioggia alla massima risoluzione spaziale sono le foglie e il tasso di pioggia sinottico è la radice. Indicato con  $R_0$  il valore medio della precipitazione sull'area di misura, il valore di pioggia adimensionale in una cella generica, è descritto dal modello come:

$X_{s}^{i} = R_{s}^{i} / R_{0} = X_{0} \prod_{j=1}^{s} Y_{j}^{i}$ ,	(22)
l "pesi" <i>Y<sub>s</sub> (Over &amp; Gupta</i> , 1996) sono così definiti:	
$E[Y_{s}^{i}]=1$ ; $Var[Y_{s}^{i}]=\sigma_{Y_{s}}^{2}$ .	(23)

Se la pioggia osservata ha valore nullo in una o più celle, il modello della cascata viene così modificato:

$$Y_s^i = B_s^i W_s^i , (24)$$

Il termine W(s) rappresenta un generatore "strettamente positivo" (*Over & Gupta*, 1996). Tale generatore si può rappresentare tramite una distribuzione log-normale a tre parametri (*Gupta & Waymire*, 1993):

$$W_{s}^{i} = e^{(w_{s}^{i} - \sigma_{ws}^{2}/2)},$$
  

$$E[W_{s}^{i}] = 1,$$
  
con
(25)

$$w_s^i - \sigma_{ws}^2 / 2 = Log W_s^i$$
(26)
e

$$w_s^i \approx N(0; \sigma_{ws}^2)$$

(27)

 $B_s$  è un generatore di tipo  $\beta$ , che da la probabilità che la pioggia in una cella sia nulla, condizionata alla presenza di pioggia non nulla nella cella "genitore"

$$P(B_{s}^{i} = 0) = 1 - b^{-\beta} = p$$

$$P(B_{s}^{i} = b^{\beta}) = b^{-\beta} = 1 - p$$

$$E[B_{s}^{i}] = 0(1 - b^{-\beta}) + b^{\beta} b^{-\beta} = 1$$
(28)

Con *b* branching number (numero di "figli" generati da una scala alla successiva) e  $\beta$  parametro da stimare dai dati (*Over & Gupta*, 1994).

#### POLIMI 3.6. Stima dei parametri del modello stocastico

Per valutare i parametri del modello *SSRC* e di  $B_{GAO}$  è stato usato un metodo analogo a quanto introdotto per il *Bias*<sub>GAO</sub>. In particolare  $B_{GAO}$  è stato valutato tramite il valore medio del rapporto tra  $R_{GAO}$  ed  $R_{GCM}$  ed ogni volta che  $R_{GAO}$  era nullo,  $B_{GAO}$  è stato posto a zero, allo scopo di conservare l'intermittenza nel tempo. La stima di  $p_0$  è stata effettuata considerando la probabilità di pioggia non nulla sui pluviometri, condizionata ad una pioggia non nulla nel GCM. La varianza stagionale di  $W_0$  è stata stimata tramite l'estensione scala ricorsiva del metodo della Massima Verosimiglianza (ML) congiuntamente all'algoritmo expectation/maximitazion (SRE-EM) nel tempo.

Per la calibrazione dei parametri del modello SSRC è stato utilizzato il metodo SRE-EM a scala giornaliera innovativamente applicato solo con dati sparsi di pioggia (*Groppelli et al.,* submitted 2009). Tale metodo è basato su una versione scalare del filtro da Kalman, detta RTS (*Basseville et al.,* 1992). Esso consiste in una doppia spazzata lungo l'albero della cascata (*Daniel et al.,* 2000; *Primus et al.,* 2001), che fornisce le stime e relativa varianza ad ogni livello. La procedura EM (*Dempster et al.,* 1977) è stata implementata per massimizzare la verosimiglianza del parametro  $\sigma_{ws}^2$  alle diverse scale, senza imporre alcuna ipotesi sulla struttura di scala della precipitazione (*Tustison et al.,* 2003). Si è utilizzato un *branching number b* variabile dalla risoluzione più grossolana (90x90 km<sup>2</sup>) a quella più fine (2x2 km<sup>2</sup>). La stima dei parametri del generatore beta si basa normalmente sulla valutazione della struttura scala invariante dei momenti di ordine zero (*Over & Gupta,* 1994). Tale approccio non è tuttavia ottimale se si usano pochi pluviometri sparsi, a causa della rappresentatività spaziale limitata degli stessi. Infatti l'osservazione di precipitazione non nulla all'interno di una rete pluviometrica può condurre erroneamente a presupporre

un'alta frazione di spazio coperta da precipitazione (Fractional Wetted Area, FWA), mentre nella realtà potrebbe verificarsi che una considerevole parte di territorio sia a regime di non-pioggia. E' ovviamente possibile il caso del vice-versa. Poiché inoltre, nel caso specifico, la rete di pluviometri non è omogeneamente distribuita nello spazio ma piuttosto raccolta intorno alla rete idraulica, la conseguenza logica ma erronea è l'ammettere che, in caso di pioggia su tutti i pluviometri, la FWA<sub>G</sub> sia pari a 100%. Per superare questa limitazione si è proceduto come segue.

Si è utilizzato l'algoritmo scala ricorsivo SRE-EM giornalmente per produrre campi interpolati di pioggia a 2x2 km<sup>2</sup> partendo dalle osservazioni dei pluviometri. Si è poi applicata una soglia di precipitazione usata quando la precipitazione stimata è particolarmente bassa (*Perica & Foufoula-Georgiou*, 1996; *Tustison et al.*, 2003). In questo modo, le zone dove la precipitazione stimata risulta bassa sono considerate come asciutte, ottenendo un campo intermittente di pioggia. La soglia è valutata dinamicamente per ogni giorno e dipende dall'intensità di pioggia osservata minima per quel giorno:

 $R_{Tresh} = e^{(\ln[\min R_G] - c)}$ 

(29)

Il valore critico di *c* è scelto in modo da far coincidere l'intermittenza spaziale media come quella osservata. Nella realtà si è osservato che l'intermittenza spaziale in media cambia con la stagione, pertanto la *c* è stata valutata stagionalmente. È importante notare che l'intermittenza spaziale, o FWA, varia da evento a evento, secondo la distribuzione spaziale della precipitazione. I campi di precipitazione così ottenuti sono utilizzati per la stima del parametro  $\beta$  per ogni evento.

#### POLIMI 3.7. Dipendenza dei parametri della cascata dalle variabili climatiche

Seguendo *Over & Gupta* (1994), si è collegato FWA, *i.e.* il parametro p, alla forzante climatica di larga scala, ovvero la precipitazione media sulla zona, approssimata qui da R<sub>GA</sub>. Si è utilizzata una dipendenza del tipo:

$$1 - \frac{p}{\left(1 - l/b^2\right)} = \left(\frac{R_{GAO}}{R_{max}}\right)^k \tag{30}$$

dove  $R_{max}$  e *k* sono parametri valutati empiricamente. Consistentemente a ciò che è stato fatto con *p*, si è ipotizzata una dipendenza stagionale, ma nessuna considerevole differenza è stata evidenziata. Un'analisi visiva del grafico di dispersione indica un comportamento simile a quello trovato da *Over e Gupta* (1994, non mostrato qui per concisione). Le varianze del processo SSRC  $\sigma_{ws}^2$  ad ogni scala sono state modellate usando delle distribuzioni LN stagionali.

#### POLIMI 3.8. Statistiche della precipitazione totale

In Figura 31 si riportano, a titolo di esempio, la distribuzione temporale (decadi 1990-1999 e 2045-2054) delle precipitazioni totali medie areali sul bacino dell'Oglio, insieme alla distribuzione spaziale per due eventi "futuri" di precipitazione totale simulata sul bacino dell'Oglio. Dalla Figura 31° si osserva come il modello GCM (asse y superiore) descriva di fatto un aumento della precipitazione totale (rispecchiata dal modello SSRC, asse y inferiore).



**Figura POLIMI-31.** Applicazione del modello GCM+SSRC per la stima delle precipitazioni totali future. a) Precipitazione media areale prima (sopra) e dopo (sotto) uso del modello SSRC, per decadi 1990-1999 e 2045-2054. b) Distribuzione spaziale per un evento convettivo (14 July 2050). c) Distribuzione spaziale per un evento stratiforme (24 March 2053).

Si riportano, nelle Tabelle 13-14, le statistiche di precipitazione futura (2045-2054) simulate tramite il modello GCM + SSRC in alcune stazioni pluviometriche con copertura di dati comprensiva (10 anni, 1990-1999), da confrontare con le precipitazioni totali per il periodo storico.

	Statistics	R <sub>GAO</sub> (1990-1999) [mmd <sup>-1</sup> ]	<i>R<sub>SA</sub></i> (1990-1999) [mmd <sup>-1</sup> ]	<i>R<sub>SAF</sub></i> (2045-2054) [mmd <sup>-1</sup> ]
Winter	Mean [unit <sup>1</sup> ]	1.76	1.47	2.08
Winter	St.Dev [unit <sup>2</sup> ]	4.17	3.25	3.48
Winter	<b>p</b> _ [%]	54%	57%	40%
Spring	Mean [unit <sup>1</sup> ]	2.57	2.68	3.71
Spring	St.Dev [unit <sup>2</sup> ]	4.27	4.67	5.24
Spring	<b>p</b> _ [%]	40%	41%	30%
Summer	Mean [unit <sup>1</sup> ]	4.71	4.92	6.28
Summer	St.Dev [unit <sup>2</sup> ]	7.19	7.93	11.32
Summer	<b>p</b> _ [%]	19%	20%	10%
Autumn	Mean [unit <sup>1</sup> ]	4.84	4.83	5.17
Autumn	St.Dev [unit <sup>2</sup> ]	9.57	9.30	9.31
Autumn	<b>p</b> <sub>0</sub> [%]	34%	35%	23%

**Tabella POLIMI-13**. Media e deviazione standard dei valori osservati ( $R_{GAO}$ ), stimati ( $R_{SA}$ ) dal modello e proiettati ( $R_{SAF}$ ) di precipitazione totale media areale giornaliera sull'Oglio. Il valore  $p_0$  indica la percentuale di giorni asciutti

**Tabella POLIMI-14**. Media e deviazione standard dei valori osservati (R<sub>Gcum</sub>), stimati (R<sub>Scum</sub>) dal modello e proiettati (R<sub>SFcum</sub>) di precipitazione totale annua per alcune stazioni pluviometriche.

Gauges	Mean <i>R<sub>Gcum</sub></i> [mmy <sup>-1</sup> ]	Mean <i>R<sub>Scum</sub><sup>i</sup></i> [mmy <sup>-1</sup> ]	St. Dev <i>R<sub>Gcum</sub></i> [mmy⁻¹]	St. Dev <i>R<sub>Scum</sub><sup>i</sup></i> [mmy <sup>-1</sup> ]	Mean <i>R<sub>sFcum</sub><sup>i</sup></i> [mmy <sup>-1</sup> ]	St. Dev <i>R<sub>SFcum</sub><sup>i</sup></i> [mmy <sup>-1</sup> ]
L. Arno	1378.00	1220.45	19.40	18.62	1607.06	21.06
L. Avio	1308.33	1294.54	15.27	18.79	1639.82	28.23
L. Benedetto	1262.40	1198.68	14.67	15.77	1933.01	33.01
L. Salarno	1074.31	1148.72	16.20	17.41	1423.42	20.60
P. Avio	1305.86	1132.41	16.01	16.43	1457.96	19.07
Sonico	1108.85	1235.47	13.39	14.71	1477.44	18.39
V. d'Oglio	1279.03	1252.92	15.90	16.90	1329.24	20.89

Si evince anche dalle Tabelle dette come la precipitazione totale annua (e stagionale), così come il numero di eventi piovosi, proiettati dal GCM aumentino (per esempio, il valore medio areale di precipitazione annuale  $R_{SA}$  cresce del 25% circa per il periodo 2045-2054 rispetto al 1990-1999).

# POLIMI 3.9. Simulazione della copertura nivale

Utilizzando il modello di disaggregazione sviluppato, si sono prodotti scenari di copertura nivale per il bacino. Si sono disaggregati i dati di precipitazione forniti dal PCM per il periodo 2045-2054 e si sono trasformati i valori di precipitazione in valori di neve caduta al suolo utilizzando i dati di temperatura forniti dal modello PCM stesso, opportunamente rivalutati in funzione della quota del bacino. Si è utilizzato un supporto DTM con risoluzione di 100x100 m<sup>2</sup>, ottenendo così mappe di precipitazione nivale a tale risoluzione. Per ottenere le precipitazioni nevose dalla precipitazione totale, convertiamo la precipitazione totale in neve, per mezzo di una temperatura al suolo *T*. Si noti che questa è necessaria perché la maggior parte dei modelli di GCM non producono una stima delle precipitazioni nevose, ma piuttosto una somma totale, compreso sia pioggia sia le precipitazioni nevose.

Utilizziamo le temperature  $T_{NCAR}$  in modo *back casting* e le confrontiamo con le temperature osservate all'interno delle nostre stazioni di temperatura (figura 1). Valutiamo un'altitudine  $A_{NCAR}$  di riferimento, definita come l'altezza all'interno del bacino dove la temperatura  $T_{NCAR}$  è osservata, ossia la quota media per cui i dati di temperatura del GCM

sono rappresentativi. Per ogni mese *i* dell' anno, abbiamo valutato (per il periodo 1990-1999) il tasso di decrescita (*lapse rate*) della temperatura  $r_T$ , rispetto all'altezza. Quindi abbiamo calcolato le temperature mensili  $T_{NCAR, i}$  e valutato  $A_{NCAR, i}$  alla quale  $T_{NCAR, i}$  è osservato

$$T_{NCAR,i} = T_{0,i} - A_{NCAR,i} r_{T,i} ,$$

con  $T_{0,i}$  altitudine a zero m asl, e  $r_{T,i}$  *lapse rate*, stimato dai dati. Nell'ipotesi che  $T_{NCAR,i}$  rimanga costante utilizziamo questo valore di riferimento per le proiezioni di temperatura. Così facendo , possiamo calcoalre la temperature nel bacino per un giorno *d* nel mese *i* in una data cella del DTM con indici *x* , *y*, utilizzando le temperature del *NCAR\_PCM*  $T_{NCAR,d}$  ed il *lapse rate*  $r_{T,i}$ 

$$T_{x,y,d} = T_{NCAR,d} - \left(A_{x,y} - A_{NCAR,i}\right)r_{T_{i}}$$

Nelle Figura 32 si riportano i risultati dell'applicazione del modello per alcune delle 14 stazioni disponibli di misura della nivometria (SWE in m) e per il loro valore medio. Nel periodo di ablazione (*i.e.* dopo il 15 Aprile in media) si è utilizzato per il calcolo dello scioglimento un semplice modello del tipo *degree-day*, calibrato in precedenza. Si osservi la sostanziale capacità del modello di descrivere in maniera corretta l'andamento del manto nivale medio spaziale (Figura 31e) e, sebbene con maggiori discrepanze dovute a fattori locali, anche il valore locale (Figure 3a-d).



**Figura POLIMI-32.** Applicazione del modello GCM+SSRC per la stima della precipitazione nivale. Quantità di neve media al suolo simulata ed osservata per il periodo 1990-1999 (anche in paragone con decadi precedenti) per alcune stazioni campione nel Parco Adamello, e per valore medio. a) destra diga Arno, 1820

(31)

(30)

mslm. b) Pozza D'Arno, 1950 mslm. c) Diga Venerocolo, 2530 mslm. d) Vedretta Venerocolo, 2800 mslm. e) Valore medio

#### POLIMI 3.10. Simulazione di scenari di copertura nivale

In Figura 33 si può osservare l'andamento del manto nivale alle stazioni di riferimento per il periodo 2045-2054, simulato tramite il modello GCM+SSRC.



*Figura POLIMI-33.* Applicazione del modello GCM+SSRC per la stima della precipitazione nivale. Valori di SWE al suolo medi proiettati per il periodo 2045-2054 e quelli osservati per due decadi nel periodo di misura (1967-1976, 1990-1999), in funzione del giorno dell'anno. a) destra diga Arno, 1820 mslm. b) Pozza D'Arno, 1950 mslm. c) Diga Venerocolo, 2530 mslm. d) Vedretta Venerocolo, 2800 mslm. e) Valore medio

Si può evincere dalla Figura 33 come il modello GCM+SSRC preveda in sostanza una quantità di neve costante, o tutt'al più una lieve diminuzione della neve stessa, con scioglimento lievemente anticipato (per via delle accresciute temperature primaverili) alle quote inferiori (Figure 33a-b), mentre l'accresciuta precipitazione totale (Tabelle 13-14) fa sì che alle quote alte, con temperature ancora basse, nonostante il riscaldamento atteso, la quantità di neve cresce (Figure 33c-d). In media (Figura 33e) si osserva una sostanziale equivalenza. Si osservi tuttavia che le stazioni qui considerate sono poste a quote superiori ai 1800 mslm (Tabella 1), mentre quote più basse non sono rappresentate. A tali quote ci si attende un effetto preponderante della temperatura, atto a diminuire la copertura nivale. Ci si attende quindi di poter valutare l'effetto idrologico dell'andamento
delle coperture nivali qui proiettato tramite un modello idrologico, che contempli l'effetto dell'innevamento anche alle quote più basse.

Allo scopo di confrontare gli output del modello NCAR-PCM, che rappresenta un modello a scala globale, con i trend climatici osservati nella zona di interesse, si è qui provato a condurre una proiezione dell'andamento del manto nivale tramite utilizzo del modello SSRC combinato con la valutazione dei trend climatici riportati nella Sezione 1. In particolare, si è ipotizzato di applicare un trend di temperatura minima annuale  $T_{min,av}$ (sostanzialmente costante con la quota e pari a +0.043 °Canno<sup>-1</sup>) dedotto dalle osservazioni di trend condotte per la 4 stazioni di riferimento ivi riportate (Tabella 2) e classificato come significativo. I risultati ottenuti sono riportati in Figura 34.



*Figura POLIMI-34.* Applicazione del trend locale di sola temperatura, combinato col modello SSRC, LOCT+SSRC per la stima della precipitazione nivale. Valori di SWE al suolo medi proiettati per il periodo 2045-2054 e quelli osservati per due decadi nel periodo di misura (1967-1976, 1990-1999), in funzione del giorno dell'anno. a) destra diga Arno, 1820 mslm. b) Pozza D'Arno, 1950 mslm. c) Diga Venerocolo, 2530 mslm. d) Vedretta Venerocolo, 2800 mslm. e) Valore medio



*Figura POLIMI-35.* Applicazione del trend locale combinato di temperatura e precipitazione col modello SSRC, LOCTR+SSRC per la stima della precipitazione nivale. Valori di SWE al suolo medi proiettati per il periodo 2045-2054 e quelli osservati per due decadi nel periodo di misura (1967-1976, 1990-1999), in funzione del giorno dell'anno. a) destra diga Arno, 1820 mslm. b) Pozza D'Arno, 1950 mslm. c) Diga Venerocolo, 2530 mslm. d) Vedretta Venerocolo, 2800 mslm. e) Valore medio

Nell'ipotesi in cui si volesse applicare anche un trend di precipitazione totale quale quello osservato  $P_{cum}$  (trend dipendente da quota e negativo per quote elevate, da +10 mmanno<sup>-1</sup> a -3 mmanno<sup>-1</sup>, da 1820 mslm a 2300 mslm, Tabella 2), si otterrebbero i risultati riportati in Figura 35.

L'indicazione che si trae dal confronto tra la Figure 32-35 è chiaro. Se i trend osservati di temperatura nel quarantennio 1967-2007 e riportati in Tabella 2 continuassero fino al 2050, la diminuzione del manto nivale sarebbe ragguardevole. Se anche i trend di precipitazione rimanessero simili a quelli osservati (ricordiamolo qui, non statisticamente significativi), sul lungo periodo la diminuzione del manto sarebbe drastica. Si osservi tuttavia che per quanto riguarda la precipitazione, il segnale di trend non è significativo e pone maggiore incertezze, rispetto al segnale termometrico. Le proiezioni di scenario globale da GCM in Figura 33 forniscono elementi di cauto ottimismo, poiché, accanto ad un moderato aumento delle temperature forniscono anche un aumento delle precipitazioni, con una compensazione in termini di copertura nivale.

Tuttavia, giova ricordare che il segnale climatico termico viene fortemente amplificato nella regione alpina, rispetto al segnale medio globale. Ci si può dunque attendere una situazione in qualche modo intermedia tra quelle delineate. Le proiezioni qui riportate,

GCM+SSRC e LOCT+SSRC, maggiormente significative, verranno utilizzate per la simulazione idrologica a scopo di proiezione dei deflussi futuri nell'area in esame, in modo da fornire un confronto degli impatti idrologici attesi, nell'ambito di questi due differenti scenari.

## POLIMI 4. Stima spazializzata ottimale dello SWE

#### POLIMI 4.1. Introduzione

La stima spazializzata dello SWE è di fondamentale importanza nei bacini montani. La disponibilità di dati a scala spaziale tipicamente puntuale richiede una procedura di spazializzazione del dato, che garantisca una affidabilità nota. Inoltre, la possibilità di utilizzare sensori remoti per la stima dell'area coperta di neve (Snow Covered Area, SCA), consente una ulteriore possibilità di controllo sulla procedura di stima, fornendo ulteriore informazione. Si è sviluppata qui una procedura atta a stimare in maniera ottimale l'andamento spaziale dello SWE, accoppiando tecniche di stima lineare ottimale tramite studio delle correlazioni spaziali (metodi di Kriging) a misure da satellite facilmente reperibili.

### POLIMI 4.2. Dati e metodi

Si considerano le 14 stazioni di misura di profondità e densità della neve riportate in Tabella 1. Utilizzando i circa quarant'anni (1967-2008) di dati disponibili si implementa e si valida una metodologia di stima tipo Kriging e la si accoppia con l'utilizzo di immagini satellitari MODIS® di SCA, gentilmente preparate dal personale ARPA, che qui si ringrazia, per la stima distribuita dello SWE per due stagioni primaverili (sei date canoniche, 1 Febbraio, 1 Marzo, 1 Aprile, 15 Aprile, 1 Maggio, 1 Giugno, per gli anni 2007-2008).

# POLIMI 4.3. Kriging di SWE

Si parte con il calcolo di SWE standardizzato

$$SWE^* = \frac{SWE - \mu_{SWE}}{\sigma_{SWE}},$$
(32)

con  $\mu_{SWE}$  and  $\sigma_{SWE}$  media e deviazione standard. La stima di  $SWE_0^*$  in un sito non strumentato a partire da quella in *n* siti noti è

$$S\hat{W}E_0^* = \sum_{i=1}^n SWE_i^* \lambda_i , \qquad (33)$$

con pesi  $\lambda_i$  dati dalla

$$\lambda = \Sigma^{-1} c$$

con  $\Sigma$  matrice  $n \ge n$  di covarianza degli  $SWE_i^*$ . In siti non noti i valori dei momenti di SWE si possono stimare dalla quota A, per ogni data d:

$$\hat{\mu}_{\text{SWE},d} = a_d + b_d \cdot A , \qquad (35)$$

Con 
$$a_d$$
 e  $b_d$  funzioni della data, in Tabella 15.Per  $\sigma_{SWE,d}$ , si ha

$$\sigma_{\text{SWE,}d} = c_d + d_d \cdot A + e_d \cdot Y.$$
(36)

con *Y* coordinate Nord (Tabella 15). Le correlazioni dei valori di SWE tra coppie di punti  $\rho_{i,j}$ , dependono dal salto altitudinale *DA* e dalla distanza  $D_{XY}$ 

(34)

(37)

# $\rho_{i,jSWE*} = \rho_0 \cdot \exp(a \cdot |DA| + b|D_{XY}|),$ con $\rho_0$ , *a* e *b* variabili con la data (Tabella 15).

Data	<b>W/X</b>	Interc.	Α	Y	<b>D</b> A/	<b>D</b> <sub>XY</sub>	p-val	R <sup>2</sup>
Dale	y/x	[Y]	[m asl]	[m]	[m]	[m]	[.]	[.]
February 1 <sup>st</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-0.293	2.8E <sup>-4</sup>	-	-	-	2.5E <sup>-5</sup>	0.81
March 1 <sup>st</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-0.313	3.1E <sup>-4</sup>	-	-	-	6.0E <sup>-6</sup>	0.86
April 1 <sup>st</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-0.222	2.9E <sup>-4</sup>	-	-	-	1.9E <sup>-4</sup>	0.73
April 15 <sup>th</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-0.577	4.6E <sup>-4</sup>	-	-	-	5.4E <sup>-6</sup>	0.86
May 1 <sup>st</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-0.719	5.0E <sup>-4</sup>	-	-	-	1.2E <sup>-6</sup>	0.89
June 1 <sup>st</sup>	<i>μ<sub>swe</sub></i> [m]	-1.12	5.7E <sup>-4</sup>	-	-	-	5.6E <sup>-6</sup>	0.86
February 1 <sup>st</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	-0.052	1.0E <sup>-4</sup>	-	-	-	5.8E⁻⁵	0.78
March 1 <sup>st</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	-0.054	1.0E <sup>-4</sup>	-	-	-	0.002	0.61
April 1 <sup>st</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	26.97	1.5E <sup>-4</sup>	-5.3E <sup>-6</sup>	-	-	5.6E <sup>-4</sup>	0.78
April 15 <sup>th</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	-0.173	1.9E <sup>-4</sup>	-	-	-	3.2E <sup>-3</sup>	0.57
May 1 <sup>st</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	-0.188	2.0E <sup>-4</sup>	-	-	-	3.1E <sup>-3</sup>	0.56
June 1 <sup>st</sup>	$\sigma_{\scriptscriptstyle SWE}$ [m]	-0.768	4.2E <sup>-4</sup>	-	-	-	6.0E <sup>-7</sup>	0.90
February 1 <sup>st</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swE</sub>)</i> [.]	-0.006	-	-	-4.72E <sup>-4</sup>	-2.10E <sup>-5</sup>	1.9E <sup>-15</sup>	0.59
March 1 <sup>st</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swe</sub>)</i> [.]	-0.080	-	-	-5.84E <sup>-4</sup>	-1.16E⁻⁵	7.7E <sup>-15</sup>	0.58
April 1 <sup>st</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swe</sub>)</i> [.]	-0.108	-	-	-3.52E⁻⁴	-	1.6E <sup>-12</sup>	0.48
April 15 <sup>th</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swe</sub>)</i> [.]	-0.089	-	-	-1.65E <sup>-4</sup>	-4.58E <sup>-6</sup>	8.38E <sup>-8</sup>	0.35
May 1 <sup>st</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swe</sub>)</i> [.]	-0.162	-	-	-2.29E <sup>-4</sup>	-	4.7E <sup>-8</sup>	0.33
June 1 <sup>st</sup>	<i>Ln(ρ<sub>swE</sub>)</i> [.]	-0.237	-	-	-5.10E <sup>-4</sup>	-3.28E <sup>-5</sup>	1.2E <sup>-5</sup>	0.26

**Tabella POLIMI-15.** Analisi di regressione per stima delle statistiche di SWE in funzione della topografia.

### POLIMI 4.4. Applicazione per due stagioni primaverili

Per illustrare l'uso del metodo Kriging, riportiamo qui il calcolo di SWE spazializzato per due anni campione, 2007 e 2008. Per effettuare il Kriging per questi due anni, abbiamo usato il DTM del parco (risoluzione di Est-Nord di 20 m.) ed abbiamo effettuato per ciascuna delle sei date il calcolo dello *SWE*<sup>\*</sup> in ogni cella (superiore a 500 m. asl). Poiché usiamo per le immagini MODIS®, che hanno una risoluzione al suolo di 250 m, per valutare la SCA, abbiamo ridotto il DTM a quella risoluzione, per il calcolo di SWE medio in ogni cella. Tuttavia, la procedura Kriging può essere effettuata ad una risoluzione di 20 m., se necessario. Il calcolo di *SWE*<sup>\*</sup> in ogni cella del DTM è stato effettuato usando l'altezza media delle celle della griglia di 250 m.

Per ogni anno e data, il Kriging di *SWE*<sup>\*</sup> ha richiesto circa 1 minuto. Poiché siamo interessati alla zona del parco di Adamello, abbiamo limitato il calcolo nell'area relativa. Qui abbiamo usato la SCA derivata dalle immagini MODIS®. Al giorno d'oggi, la valutazione di SCA in base ai dati da satellite è ampiamente adottata per la valutazione delle risorse idriche Alpine, per la modellistica distribuita dell'idrologia nivale per le implicazioni idrologiche e glaciologiche.

La classificazione non supervisionata di SCA è stata effettuata in base alle bande fasce visibili (RGB) e sulla classificazione tipo Box *counting*, usando un *digital number* DN > 200. Non abbiamo tentato la classificazione di tipo *sub-pixel*, per esempio di tipo *spectral-unmixing*. Tale approccio ancora richiede la scelta soggettiva degli *end-members* (e più bande spettrali per più *end-members*), mentre l'output principale è una percentuale in riempimento della neve delle celle, senza l'indicazione della distribuzione spaziale della neve stessa. Nella Figura 36 si riportano le coperure nivali (con e senza classificazione SCA) per tre date (1 Marzo, 15 Aprile, 1 Giugno), per i due anni 2007-2008. In Figura 37 si riportano volume di SWE ed aree innevate stimati.

Il metodo di Kriging proposto è stato sottoposto a cross validazione incrociata, fornendo garanzie di stabilità di accuratezza (stima lineare di minima varianza, non mostrato qui per brevità).



*Figura POLIMI-36.* Spazializzazione di SWE al suolo tramite Kriging per 3 date nelle stagni 2007-2008. a-bc) 2007. d-e-f) 2008. Le aree più chiare rappresentano la stima di SWE non vincolata a SCA MODIS®.



*Figura POLIMI-37.* SWE medio in m, Volumi di SWE accumulati e SCA per le stagioni di ablazione 2007-2008.

L'accoppiamento con il dato da satellite, d'ora in avanti sempre più facilmente disponibile, permette di integrare le equazioni di Kriging su di un'area innevata nota con sicurezza, aumentando la bontà delle prestazioni. In Futuro, sulla bse di nuovi dati, sarà possibile rivalutare le funzioni di covarianza e dipendenza dalla morfologia, che potrebbero subire cambiamenti dovuti alla non stazionarietà del fenomeno.

Il metodo proposto fornisce comunque una valida alternativa per la stima distribuita dello SWE a differenti date durante la stagione di accumulo ed ablazione, di grandissima importanza, tanto per la conoscenza del dato in se, quanto per il suo possibili utilizzo per fini di modellistica, previsione dei deflussi, congetture ecologiche relative a popolazioni sensibili alla presenza di neve, ed anche previsione del rischio di valanghe, ove necessario.

# POLIMI 5. Simulazioni di scenario idrologico

### POLIMI 5.1. Introduzione

Si affronta qui la tematica, fondamentale nell'ambito del progetto, della disponibilità e distribuzione della risorsa idrica futura nell'area del Parco.

In prima istanza, si introduce e valida un modello per descrizione della dinamica idrologica del fiume Oglio, prelacuale, chiuso a costa Volpino. Come noto, i deflussi dell'intero bacino dell'Oglio fino a Sarnico vengono di fatto regolati dallo sbarramento ivi ubicato, costruito negli anni 1931-1933. I limiti di escursione dei livelli sono imposti dal disciplinare di concessione con riferimento allo "zero idrometrico", con quota assoluta pari a 185.15 m slm.

La regolazione dei livelli viene effettuata dal Consorzio dell'Oglio giornalmente, allo scopo di soddisfare la richiesta irrigua a valle del lago, e di regolare il livello dal lago in caso di

piene. La realizzazione della traversa fluviale di regolazione dei livelli del lago d' lseo fu preceduta da uno studio idraulico, con il quale venne valutata la modifica delle portate di deflusso dal lago introdotta dalla regolazione; nell'ambito dello studio fu determinata la scala delle portate naturali sulla base di una campagna di misure delle portate nel fiume a valle del lago (Consorzio dell'Oglio, 2009).

Il Consorzio dell' Oglio da allora ha regolato i livelli del lago misurando le portate reali di afflusso e di deflusso, e nel contempo calcolando le portate naturali che si sarebbero misurate senza la presenza dell' opera di regolazione. Le serie storiche di questi dati iniziano nel 1933 e riportato i valori medi giornalieri, che il Consorzio dell' Oglio ha archiviato sia su supporto cartaceo sia, in tempi più recenti, in una banca dati informatizzata, e le utilizza per diverse indagini idrologiche utili alla gestione della regolazione. Il valore medio di portata giornaliera così stimato per il periodo 1933-2007 è pari a  $\mu_Q = 56.8 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  (Consorzio dell'Oglio, 2009). Per il periodo 1998-2007, che contiene la decade di riferimento 1990-1999 qui studiata tale valore è sceso a  $\mu_Q = 51.9 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ , mentre per il periodo 1998-2007 si ha  $\mu_Q = 51.6 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ .

E' stato possibile reperire le serie ricostruita di portata giornaliera "naturale" in afflusso allo sbarramento di Sarnico, per il periodo 1933-2003. Tale serie viene qui utilizzata per valutare le portate alla sezione di Costa Volpino. La scelta di valutare le portate per l'Oglio pre-lacuale viene condotta allo scopo di valutare gli effetti dei cambiamenti climatici relativi al bacino del fiume Oglio più prettamente legata alla sua fase montana, ossia alla ValCamonica.

Sebbene non sia stato possibile reperire misure di portata giornaliere per Costa Volpino, è stato posibile reperire un studio, ove la portata media giornaliera per il fiume Oglio a tale sezione è indicata in  $\mu_Q = 45.36 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  (Regione Lombardia, 2006).

Si scegli quindi di valutare le portate giornaliere per l'Oglio prelacuale riscalando i valori disponibili, valutati a Sarnico, in base al valore medio detto. Le serie di portata che così si ottiene, a partire dagli ingressi "naturali" a Sarnico, per quanto affetta da regolazione in area pre-lacuale, può servire alla definizione delle prestazioni del modello in termini di descrizione statistica dei deflussi idrologici.

In seguito, si conduce il bilancio idrologico del bacino detto utilizzando gli scenari climatici riportati in precedenza, GCM+SSRC, LOCT+SSRC. Tale bilancio è volto a mettere in evidenza l'effetto della variabilità climatica, ed in particolare termica, sulla distribuzione degli input climatici (neve-pioggia) e sulla relativa ricaduat idrologica. In seguito, il modello così validato viene applicato ad un'area idrologia di minori dimensioni, ossia sul bacino dell'Oglio a Capo di Ponte, sostanzialmente rappresentativo dell'area del Parco. Si conducono anche qui le simulazioni di scenario dette, e si illustrano le potenziali caratteristiche del ciclo idrologico in fase di cambiamento climatico.

Si sviluppa un modello semi-distribuito, con fasce di quota, atto a descrivere i fenomeni deposizione e scioglimento del manto nivale, formazione dei flussi evapotraspirativi, ricarica del serbatoio subuperficiale, e formazione del deflusso in alveo. Il modello include inoltre la componente di ablazione glaciale dal gruppo Adamello (che si dimostra, tuttavia, modesta per le aree dette), secondo scenari di variazione definiti sulla base degli studi condotti. Sulla base del modello e degli scenari si illustreranno le statistiche attese stagionali dei flussi idrologici e si commenteranno in relazione alla situazione presente.

### POLIMI 5.2. Modello idrologico

Si introduce qui il modello idrologico considerato. Tale modello contempla, in maniera semplificata, le varie componenti del bilancio idrologico. Si considerano due meccanismi di deflusso, ossia superficiale e sub superficiale. Si comincia esprimendo l'equazione di

bilancio del contenuto d'acqua del suolo in due istanti di tempo successivi (t,  $t+\Delta t$ ), qui due giorni successivi, come

$$S^{t+\Delta t} = S^{t} + P + M_{s} + M_{i} - ET - Q_{e},$$
(38)

dove *S* è il contenuto d'acqua [mm] del suolo, *P* la pioggia liquida,  $M_s$  lo snowmelt o scioglimento nivale (si veda la sezione 3.5),  $M_i$  lo scioglimento glaciale, *ET* la evapotraspirazione effettiva e  $Q_g$  la portata subsupeficiale.

Un flusso superficiale,  $Q_s$  si verifica quando il terreno raggiunge la saturazione

$$Q_s = S^{t+\Delta t} - S_{Max} \qquad se \ S^{t+\Delta t} > S_{Max},$$

$$Q_s = 0 \qquad se \ S^{t+\Delta t} \le S_{Max},$$
(39)

ove  $S_{max}$  è il massimo potenziale di ritenzione del suolo [mm].

L'evapotraspirazione potenziale è calcolata tramite l'equazione di Hargreaves

$$ETP = 0.0023S_0 \sqrt{DT_m (T+17.8)},$$

(40)

(43)

in mmd<sup>-1</sup>, dove  $S_0$  rappresenta il potere evaporante della radiazione solare [mmd<sup>-1</sup>], DT l'escursione termometrica mensile media, e T la temperatura giornaliera.

Calcolata dunque l'evapotraspirazione potenziale, si passa a quella effettiva cui contribuiscono l'evaporazione effettiva dal suolo e la traspirazione effettiva dalla vegetazione, entrambe a loro volta funzioni della *ETP*, in base a dei coefficienti  $\alpha \in \beta$ , che dipendono dallo stato di umidità del terreno  $\theta$  (espresso come  $S/S_{Max}$ ), e dalla frazione di suolo vegetato ( $f_v$ ) e di suolo nudo (1- $f_v$ ), presenti sulla superficie del bacino:

$$Es = \alpha(\theta) ETP (1 - f_v)$$
  

$$Ts = \beta(\theta) ETP f_v , \qquad (41)$$

con:

 $\alpha(\theta) = 0.082\theta + 9.173\theta^2 - 9.815\theta^3$ 

$$\beta(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_l - \theta_w} \qquad , \tag{42}$$

dove  $\theta_w$  è il contenuto volumetrico di umidità nel suolo in condizione di "wilting point", mentre  $\theta_l$  è il contenuto volumetrico di umidità nel suolo in condizioni limite o di "field capacity". Infine:

$$ET = Es + Ts$$
.

La portata sub superficiale viene espressa in funzione della permeabilità del suolo e del contenuto d'acqua, tramite una legge di potenza

$$Q_g = K \left(\frac{S}{S_{Max}}\right)^k,\tag{44}$$

con K permeabilità satura e k esponente di scala, entrambi di origine sperimentale.

La portata di fusione glaciale viene calcolata tramite un fattore degree day di ablazione equivalente dedotto dagli studi riportati dal gruppo DICATA, pari a  $D_l = 3.07 \text{ mm} \,^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ , nell'ipotesi che di tale ablazione una parte pari al 20% costituisca sublimazione.

Le equazioni qui riportate vengono risolte utilizzando dieci fasce di quota, con distribuzione altitudinale omogenea, all'interno del bacino. Le portate relative alle varie fasce vengono poi convogliate alla sezione di chiusura tramite un algoritmo di *flow routing* semidistribuito di tipo cinematico, con separazione dei deflussi (superficiale, subsuperficiale). Per entrambi i tipi di deflusso ( $Q_g$ ,  $Q_s$ ) si ipotizza un tempo di corrivazione proporzionale al dislivello altitudinale tra la fascia di quota e la sezione di chiusura (ossia alla distanza media dalla sezione di chiusura, nell'ipotesi semplificativa di velocità di propagazione dell'onda cinematica sostanzialmente costante). I valori di tutti i parametri

scelti, derivanti dall'analisi della letteratura e da considerazioni soggettive sull'andamento e sulla quantità dei deflussi, sono riportati in Tabella 16.

Tabella POLIMI-16. Parametri del modello idrologico				
Parametri	Descrizione	Valore	Motivazione	
$T_g, T_s$ [d]	Tempi di corrivazione, subsuperficiale, superficiale	15,5	Analisi idrogramma	
K [mmd <sup>-1</sup> ]	Permeabilità satura	2	Letteratura	
K[.]	Esponente deflusso subsuperficiale	2	Letteratura	
$f_v[.]$	Copertura vegetale, variabile con fasce quota, qui media	0.7	Uso suolo	
$\theta_{w}, \theta_{l}[.]$	Contenuto d'acqua, wilting, limite	0.15, 0.35	Letteratura	
S <sub>Max</sub> [mm]	Massimo storage nel suolo, variabile, qui media		Uso suolo/ Volumi deflusso	

Riveste particolare importanza il valore di  $S_{Max}$ , che in sostanza condizione la produzione di deflusso superficiale del terreno.

Volendo assimilare tale parametro al parametro S del metodo SCS-CN, è possibile valutare in prima istanza il valore di  $S_{Max}$  sulla base dell'uso del suolo.

Un'analisi preliminare dell'uso della litologia e della copertura dei suoli condotta sull'area del bacino, permette di costruire una mappa del valore di  $CN_{ll}$  (e quindi di  $S_{ll}$ ) per il bacino. Il valore di  $S_{ll}$  così ottenuto è riportato in Figura 39 e varia da valori più elevati alle quote inferiori, presenza di suolo vegetato ed alluvionale (maggior permeabilità), a valori inferiori estensioni rilevanti di roccia plutonica (p.es. plutone alle quote più elevate, ocn dell'adamello, quasi del tutto impermeabile), alle quote elevate.

Il valore medio finale è pari a  $S_{IIav}$  = 96. Utilizzando valori di  $S_{Max}$  pari ad  $S_{II}$  si ottengono risultati soddisfacenti, come riportato in seguito.

### POLIMI 5.3. Validazione del modello idrologico. Oglio a Costa Volpino.

In Figura 40 si riporta la validazione del modello. Si sono utilizzati i dati di portata giornaliera, disponibili per il periodo 1990-1999 qui investigato. Poiché il bacino idrografico è soggetto a cospicua regolazione, non sembra necessario uno studio di validazione su base giornaliera, e l'adattamento apparentemente poco soddisfacente del modello, specie nei periodi di basse portate, è probabilmente dovuto a regolazione.

Si considera in pratica una sola validazione sul volume annuale di deflusso. La portata media annuale simulata dal modello (inclusiva dei contributi nivali, pluviali e glaciali, come detto) è pari a  $Q_{av,m} = 45.25 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ , contro un valore medio "osservato"  $Q_{av} = 45.35 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ .

Inoltre, si verifica che le portate di picco del modello non eccedano in maniera troppo rilevante. Il valore massimo osservato per i dieci anni è  $Q_{max} = 566 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ , contro un valore simulato pari a  $Q_{max,m} = 744 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ . Si osservi ancora una volta che il valore osservato risente di fatto della regolazione in area prelacuale, quindi la differenza osservata non sembra significativa. In Figura 39, si riportano i valori medi mensili delle portate in alveo osservate e simulate dal modello. Si riportano inoltre i valori medi mensili delle portate glaciali, così da illustrarne l'importanza relativa nei mesi estivi.

Si osserva una sostanziale coincidenza dei valori medi stimati per il periodo invernale e primaverile, con una sopravvalutazione da parte del modello dei picchi di portata per i mesi di Settembre ed Ottobre, dovuti alla coincidenza della coda dello scioglimento nivale con l'arrivo delle pioggie atutunnali. Si osservi tuttavia che in tale periodo si ha in effetti il massimo utilizzo degli invasi del bacino. Tale effetto è chiaramente compensato dai maggiori deflussi invernali osservati rispetto alle previsioni del modello, dovuti al rilascio dell'invaso estivo.

Si noti come il massimo contributo dello scioglimento glaciale avvenga come atteso nei mesi di Luglio ed Agosto, dove ammonta al 2.5% ed al 3.4% del deflusso totale, rispettivamente. Mentre alla quote superiori, come mostrato la portata del ghiacciaio influenza significativamente l'idrologia dell'area, la sua influenza sul bilancio dell'Oglio prelacuale è in effetti modesta.



Figura POLIMI-38. Oglio a Capo di Ponte, Cedegolo e Costa Volpino.



Figura POLIMI-39. Oglio a Costa Volpino. Valori del parametro S<sub>II</sub>



*Figura POLIMI-40.* Oglio a Costa Volpino. Validazione del modello idrologico. Periodo 1990-1999. Si noti la portata relativa al ghiacciaio Adamello.



*Figura POLIMI-41.* Oglio a Costa Volpino. Portate medie mensili per il periodo 1990-1999, osservate e simulate (totali e glaciali).

#### POLIMI 5.4. Simulazioni di scenario. Oglio a Costa Volpino

Nelle Figure 42-43, si riporta l'andamento delle portate liquide simulate secondo gli scenari LOCT-SSRC e GCM-SSRC, precedentemente introdotti. In Tabella 17 si riportano alcune statistiche salienti per le decadi 1990-1999 e 2045-2054, con i due scenari. In Figura 44, si riportano i valori di portate medi mensili per i tre casi.

Si osserva in Figura 40 ed in Tabella 16 come lo scenario LOCT-SSRC risulti in portate lievemente inferiori rispetto a quelle osservate (e simulate dal modello in backcasting) per il periodo di controllo. Inoltre, risulta evidente come, a parità di precipitazione, osserverà meno precipitazione nivale, e meno accumulo di SWE alle alte quote, come anticipato in precedenza. In Figura 43 si riportano gli andamenti di SWE per due fasce, una alta ed una bassa (Fascia 2, F2, altitudine media 525 mslm, Fascia 9, F9, altitudine media 2975 mlsm), per i tre scenari, che confermano la diminuzione di SWE alle quote più basse, con una sostanziale equivalenza per le quote più alte per lo scenario LOCT-SSRC. La Figura 42 mostra un deficit visibile di portata per i mesi da Aprile a Giugno per tale scenario, chiaramente dovuti alla decresciuta disponibilità di SWE alle quote inferiori.



**Figura POLIMI-42.** Oglio a Costa Volpino. Simulazione di scenario LOCT+SSRC, periodo 2045-2054. Si osservi il minore ammontare di SWE rispetto al periodo 1990-1999 (Figura 40). Le portate osservate Q<sub>oss</sub> si riferiscono al periodo 1990-1999.



*Figura POLIMI-43.* Oglio a Costa Volpino. Simulazione di scenario GCM+SSRC, periodo 2045-2054. Si osservi il maggiore ammontare di SWE e di portata rispetto al periodo 1990-1999 (Figura 40). Le portate osservate Q<sub>oss</sub> si riferiscono al periodo 1990-1999.



*Figura POLIMI-44.* Oglio a Costa Volpino. Portate medie mensili per gli scenari LOCT+SSRC e GCM+SSRC, periodo 2045-2054.

Lo scenario GCM+SSRC in Figura 43 mostra una evidente crescita delle portate. Tale effetto è dovuto all'aumento della precipitazione totale (Figura 43, Tabella 17), che alle alte

quote si traduce anche in un effetto di crescita della copertura nivale, che viceversa diminuisce alle quote più basse, più calde (Figura 45). L'effetto combinato dello scioglimento di tale ammontare di neve e delle accresciute pioggie produce un aumento assai rilevante dei deflussi tardo primaverili ed estivi (Maggio-Luglio, Figura 44). Si osserva poi una traslazione (ed una lieve diminuzione) dei picchi di piena autunnali (da ottobre novembre). Scenari di deflusso simili sono stati prodotti, ad esempio per le Alpi Svizzere, dove si prevedono una minore e più breve copertura nivale alle quote intermedie, con aumento dello SWE solo alle quote più elevate, e notavoli incrementi di deflusso invernali ed al disgelo (*p.es.* Bavay *et al.*, 2009).

In entrambi gli scenari, il coefficiente di afflusso ( $\Phi_Q = Q/P_{CUM}$ ) si mantiene circa costante, intorno al 70%, a testimoniare la tendenza del bacino a produrre un rilevante ammontare di deflusso alveato, mentre l'evapotraspirazione (in Figura 46, coefficiente  $\Phi_{ET} = ET/P_{CUM}$ in Tabella 17) si mantiene sostanzialmente in proporzione costante rispetto alla precipitazione ( $\Phi_{ET}$  intorno al 30%), non risentendo quindi in maniera apprezzabile delle accresciute temperature. In effetti, sebbene la temperatura crescente conduca ad un aumento della l'evapotraspirazione potenziale ETP (Eq. 40), il controllo esercitato dal contenuto d'acqua nel suolo S (o  $\theta$ , anch'esso in Figura 46) contribuisce a mantenere il valore di evapotraspirazione effettivo maggiore in futuro, ma proporzionalmente costante alla disponibilità di acqua atmosferica. Si osservi comunque che il contenuto d'acqua Smedio a scala di bacino si mantiene sensibilmente superiore per lo scenario GCM+SSRC, come conseguenza dell'accresciuto input di acqua atmosferico, e così ET.



*Figura POLIMI-45.* Oglio a Costa Volpino. SWE cumulato alle fasce di quota F2 (525 mslm) e F9 (2975 mslsm). Periodo 1990-1999 e scenari LOCT+SSRC e GCM+SSRC, periodo 2045-2054.

Variabile	Descrizione	Controllo/Scenario	Valori	
P <sub>CUM,av</sub> [mm]	Precipitazione media cumulata annua	C/LOCT/GCM	1268/1268/1578	
<i>T<sub>av</sub></i> [℃]	Temperatura media annua 2000 mlsm	C/LOCT/GCM	3.9/6.0/5.5	
$Q_{av}$ [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	Portata media dal bacino	C/LOCT/GCM	45.3/44.6/56.2	
$\boldsymbol{\Phi}_{Q}[.]$	Coefficiente di afflusso annuale	C/LOCT/GCM	0.70/0.68/0.69	
ET[.]	Evapotraspirazione media annuale	C/LOCT/GCM	382/408/488	
$\Phi_{ET}[.]$	Coefficiente di ET annuale	C/LOCT/GCM	0.30/0.32/0.31	

 Tabella POLIMI-17. Oglio a Costa Volpino. Parametri idrologici salienti. Simulazioni di controllo 1990-1999 e proiezioni di scenario, 2045-2054.



*Figura POLIMI-46.* Oglio a Costa Volpino. Evapotraspirazione ET e contenuto d'acqua S medi sul bacino. Periodo 1990-1999 e scenari LOCT+SSRC e GCM+SSRC, periodo 2045-2054.

# POLIMI 5.5. Simulazioni di scenario. Oglio a Capo di Ponte

Si valutano qui gli scenari di distribuzione della risorsa idrica per il bacino dell'Oglio a Capo di Ponte (777 km<sup>2</sup>, altitudine media 1860 mslm). Tale sezione di misura sottende un'area maggiormente rappresentativa della dinamica dell'area montana del fiume Oglio. Inoltre, pur non comprendendo al suo interno l'intero Parco dell'Adamello, tale sottobacino ne è pienamente rappresentativo in termini idrologici. Inoltre, tale sezione faceva storicamente parte del pannello di sezioni monitorate da parte del SIMN, sebbene non siano disponibili, per lo meno a chi scrive, stime di deflusso per il periodo recente (in particolare, per il periodo di controllo, 1990-1999).

Per le ragioni dette, si sceglie di studiare tale bacino. Si applica quindi il modello già descritto e validato anche per il sottobacino di Capo di Ponte, nell'ipotesi ragionevole che il set di parametri di calibrazione per il modello sia ancora valido, e le stesse ipotesi relative agli scenari climatici.

In Figura 47 si riportano i risultati delle simulazioni, in termini di deflusso fluviale e di SWE accumulato medio, di interesse particolare data l'alta quota media del bacino, per il

periodo di controllo e per i due scenari qui utilizzati. In Figura 48 si riportano i valori medi mensili di portata. In Tabella 18 si riportano alcuni parametri idrologici di interesse. I risultati mostrati per l'Oglio chiuso a Sarnico vengono qui rispettati nella sostanza. I coefficienti udometrici medi annui (rapporto tra portata media annua modellata ed area contribuente  $u = Q_{av}/A$ ) si mantiene simile nelle due aree (sia per il periodo di controllo  $u \approx 28.8 \text{ Is}^{-1}\text{km}^{-2}$ , sia per gli scenari,  $u \approx 27.9 \text{ Is}^{-1}\text{km}^{-2}$ ,  $u \approx 35.2 \text{ Is}^{-1}\text{km}^{-2}$ , per LOCT e GCM, rispettivamente), evidenziando una sostanziale stazionarietà nella produzione specifica di deflusso (medio annuo) a scala di bacino.



*Figura POLIMI-47.* Oglio a Capo di Ponte. Portate e SWE cumulato medio. Periodo 1990-1999 e scenari LOCT+SSRC e GCM+SSRC, periodo 2045-2054.



*Figura POLIMI-48.* Oglio a Capo di Ponte. Portate medie mensili per gli scenari LOCT+SSRC e GCM+SSRC, periodo 2045-2054.

 Tabella POLIMI-18. Oglio a Capo di Ponte. Parametri idrologici salienti. Simulazioni di controllo 1990-1999 e proiezioni di scenario, 2045-2054.

	,		
Variabile	Descrizione	Controllo/Scenario	Valori
P <sub>CUM,av</sub> [mm]	Precipitazione media cumulata annua	C/LOCT/GCM	1268/1268/1578
<i>Q<sub>av</sub></i> [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	Portata media dal bacino	C/LOCT/GCM	22.3/21.8/27.8
$\boldsymbol{\Phi}_{Q}\left[. ight]$	Coefficiente di afflusso annuale	C/LOCT/GCM	0.71/0.69/0.71
ET[.]	Evapotraspirazione media annuale	C/LOCT/GCM	363/392/459
$oldsymbol{arPhi}_{ET}[.]$	Coefficiente di ET annuale	C/LOCT/GCM	0.29/0.31/0.29

# CONCLUSIONI

Il presente rapporto sembra mostrare alcuni spunti di interesse. Riguardo la valutazione di trend climatici, l'analisi delle serie pluviali mostra un aumento dell'apporto di precipitazione liquida cumulata  $P_{cum}$  per tutte le stazioni considerate, che coprono una fascia altitudinale di circa 500 metri di ampiezza, tra i 1800 ed i 2350 m s.l.m. Sebbene l'analisi RL fornisca risultati statisticamente significativi ( $\alpha = 5\%$ ) solo per la stazione di Arno, posta alla quota inferiore, si osserva un marcato tasso di crescita in tutte le stazioni, confermato dall'analisi visiva dell'andamento della MM paragonata alla MLP e dall'andamento del grafico di MK progressivo. Dall'analisi comparata dei due test è possibile dedurre in maniera ragionevole l'inizio degli anni novanta. L'analisi RL della copertura nivale media annua *HS* mostra una diminuzione di quest'ultima, significativa ( $\alpha = 5\%$ ) per due delle stazioni (Tabella 1). Il test MM ed il MK progressivo mostrano in maniera chiara la presenza di un cambio di tendenza, anch'esso in corrispondenza dei primi anni ottanta. L'analisi sui giorni di nevicata  $N_s$  mostra una tendenza, sempre significativa, alla diminuzione, con un tasso

medio pari a -0.6 giorni di nevicata all'anno. Per il periodo considerato di 40 anni, tale tendenza risulta in un valore di circa 24 giorni di nevicata in meno all'anno, in media. Il test MK progressivo e il test MM permettono di localizzare l'inizio della tendenza di tale decrescita tra il 1985 ed il 1990, a crescere con la guota. Per guanto riguarda la durata della copertura nevosa, inizio e fine della stessa, è significativo considerare soglie differenti. Infatti i test RL, MM ed MK mostrano come la tendenza di decrescita sia meno evidente per la soglia di zero cm rispetto alle soglie 5, 10 e 20 cm. Nei decenni più recenti diminuisce guindi il numero di giorni con un manto nevoso di spessore consistente. Un comportamento analogo si riscontra per il periodo di fine della copertura nevosa che, alla quota di circa 2000 m s.l.m., da metà maggio arretra fino a metà aprile per le soglie 5, 10 e 20 cm mentre rimane pressoché stazionario per la soglia 0 cm. L'analisi sulle serie di temperatura mostra un aumento delle  $T_{min}$  e  $T_{max}$ , più evidente per quest'ultima. L'aumento delle temperature su base annuale è in effetti dovuto soprattutto all'aumento delle temperature nella stagione primaverile. Le temperature autunnali invece subiscono una crescita meno marcata, che non provoca forti variazioni nel periodo di inizio delle nevicate. Le maggiori temperature che si registrano in primavera possono essere la causa dell'anticipazione della fine della copertura nevosa. L'inizio della fusione del manto viene quindi anticipata, portando ad una durata inferiore della copertura nivale, a tutte le quote investigate. In conclusione, l'analisi qui condotta ha mostrato negli ultimi decenni una crescita della precipitazione liquida ed una diminuzione della copertura nivale e dalla sua durata, verosimilmente legata ad un aumento delle temperature, soprattutto nel periodo primaverile ed estivo. L'incompletezza di alcune serie, osservata soprattutto per gli anni più recenti, suggerisce una certa prudenza nelle interpretazioni per tale periodo. Inoltre, l'utilizzo delle serie disponibili, poco più che guarantennali, rende limitato il periodo di analisi. Tuttavia, i risultati qui presentati sembrano affatto concordi nell'indicare la tendenza generale e la necessità di studi più approfonditi sulle dinamiche presenti e future della precipitazioni e della risorsa idrica connessa, scopo ultimo del progetto CARIPANDA. L'analisi delle serie di equivalente idrico nivale areale valutato tramite la media su 14 stazioni rappresentative di una fascia altitudinale tra i 1800 ed i 2800 m s.l.m. sparse su un'area di circa 200 km<sup>2</sup> all'interno del Parco Adamello Lombardo, mostra nella sostanza una diminuzione di questa risorsa, sia nel il periodo di accumulo, sia in quello di fusione. L'analisi di regressione fornisce risultati statisticamente significativi ( $\alpha = 5\%$ ) ed evidenzia un tasso di decrescita in tutte le date considerate, confermato dall'analisi visiva dell'andamento della media mobile decennale paragonata alla media di lungo periodo e dall'andamento del grafico di Mann Kendall. Dall'analisi comparata degli ultimi due test è possibile dedurre in maniera ragionevole l'inizio di una tendenza di decrescita all'inizio degli anni novanta. Le serie sono guindi state divise in due sotto-campioni, antecedente e successivo al 1990. Questo ha permesso di mostrare come la variazione avvenuta nel primo periodo è maggiormente evidente rispetto a quella avvenuta nel secondo e che i mesi soggetti alle maggiori variazioni sono Aprile e Maggio, mentre per Marzo e Giugno si riscontrano diminuzioni minori. Nonostante la relativa brevità della serie, che consiglia prudenza nell'interpretazione, i risultati qui presentati sembrano concordi nell'indicare la tendenza generale alla diminuzione di SWE per l'area in esame. Poiché nei bacini montani lo SWE costituisce una parte notevole della precipitazione, ossia della risorsa idrica, oltre che un fattore di ricarica per gli apparati glaciali, risulta evidente la necessità di studi più approfonditi sulle sue dinamiche presenti e future per l'area in esame e per le regioni alpine in generale.

Lo studio di campo, inclusivo di 3 stagioni di misure glaciologiche, e l'analisi modellistica svolte sul deflusso di ablazione per il ghiacciaio del Venerocolo presentano spunti di interesse. L'analisi condotta ha permesso di evidenziare che: (i) il deflusso nel bacino considerato è generato per il 48% da precipitazioni liquide, per il 28% dalla fusione del

ghiacciaio e per il 23% dalla fusione nivale; (ii) maggiori errori nella simulazione si osservano nel periodo di fusione nivale. Poiché il modello idrologico proposto fornisce nella sostanza risultati soddisfacenti viene utilizzato per l'analisi di scenari futuri di deflusso basati su proiezioni di temperature e precipitazioni.

I risultati mostrano come in futuro i deflussi glaciali tenderanno ad aumentare, così da ridurre la consistenza dei ghiacciai stessi, fino alla potenziale estinzione. Per quanto riguarda l'idrologia dei bacini maggiori qui studiati (fiume Oglio), tale effetto sarebbe in pratica poco influente, mentre per le aree di alta quota intorno ai ghiacciai (e per gli impianti idroelettrici) tale effetto sarà assi più rilevanti (si veda p.es. la Sezione 3 qui).

Tuttavia, le tendenze utilizzati per la determinazione degli areali nivali sono soggetti ad incertezza riguardo al futuro. In particolare, una potenziale crescita delle precipitazioni potrebbe apportare un contributo positivo ai bilanci di massa dei ghiacciai, invertendo parzialmente il trend.

Si è presentata qui una metodologia atta alla simulazione distribuita (qui, su celle di dimensioni 100x100 m<sup>2</sup>) della risorsa idrica sottoforma nivale, che ha fornito risulati interessanti.

Tale metodologia è utile per svariati motivi, ivi incluso lo studio di dettaglio del comportamento del manto nivale, per motivi idrologici, ma anche per scopi ecologici, turistici, di pianificazione del rischio.

L'utilizzo degli scenari di cambiamento climatico qui riportati, in un'ottica di *what if*, ossia di simulazione di potenziali effetti, ha mostrato le potenziali modificazioni del manto nivale ad una scala spaziale di dettaglio di interesse pratico.

Si sono poi utilizzati gli scenari così ottenuti per forzare tramite input meteorologici un modello idrologico opportunamente calibrato per il bacino dell'Oglio.

Le analisi di scenario idrologico condotte sembrano mostrare in sostanza l'assenza di aree coperte di neve permanente sotto le quote più alte (indicativamente, sotto i 3000 mslsm, si veda la Figura 45, dove lo SWE stagionale per la fascia di quota F9, con altitudine media 2975 mslm, viene di fatto interamente sciolto in tutti gli anni, e anche le Figure da 32 a 35, per la stazione di misura del Venerocolo, 2800 mslm).

Lo scenario GCM+SSRC, che presenta maggiori precipitazioni, prefigura in alcuni anni un surplus di neve alle quote più elevate.

Per quanto riguarda i deflussi fluviali, gli scenari analizzati, locale e globale, forniscono due tendenze in qualche modo contrastanti. Lo scenario locale, che prevede sostanzialmente un incremento di temperatura a parità di input di precipitazione, predirebbe un lieve (dell'ordine del 15%) decremento delle portate nel periodo primaverile (Aprile-Giugno), con una sostanziale equivalenza delle portate negli altri periodi.

Tale comportamento è dovuto ad una diminuzione del manto nivale alle quote basse, come si vede nelle Figure 40, 42, 44, e 47.

Lo scenario globale prevede in sostanza un aumento della temperatura meo accentuato (circa 1.5 °C contro 2.1 °C) rispetto a quello locale, ed maggiore input atmosferico.

Alle quote più basse (e più calde), lo scenario globale predice meno neve, mentre alle quote più alte (e più fredde), si osserva il viceversa, con una sostanziale equivalenza in media (Figure 40, 43, 45, e 47). Tuttavia, le aumentate precipitazioni si sommano nel periodo primaverile all'elevato contributo da fusione nivale alle alte quote (Figure 40 e 42), così da apportare un aumento cospicuo dei deflussi tardo primaverili ed estivi (Figure 42 e 47).

Inoltre, si osserva in media un maggiore contenuto d'acqua dei suoli rispetto al periodo di controllo (Figura 46).

Le simulazioni qui condotte ed i risultati qui illustrati non hanno la pretesa di fornire scenari interamente affidabili, soprattutto non per il periodo 2045-2054.

Gli input utilizzati sono soggetti ad incertezze di diverso ordine e tipo, tanto riguardo agli scenari locali, quanto riguardo agli scenari globali.

Gli scenari proposti hanno invece l'intento di fornire un ventaglio relativo alle possibili situazioni che attendono i pianificatori territoriali per quanto riguarda la futura evoluzione della risorsa idrica nel bacino dell'Oglio e nell'area del Parco.

Se le tendenze climatiche future dovessero mantenersi sulla linea di quanto osservato nell'ultimo quarantennio, ci si dovrebbe attendere in sostanza una variazione del ciclo idrologico nel senso di una più alta linea delle nevi, con minore risorsa idrica nivale al disgelo, di una quantità d'acqua in alveo lievemente diminuita, e con deflussi inferiori nel periodo primaverile. Tale circostanza potrebbe ad esempio influire sulla disponibilità di risorsa idrica in quel periodo, con la necessità di intraprendere azioni correttive dell'uso dell'acqua in tal senso.

Se invece con il passare del tempo gli scenari globali si mostrassero più vicini al vero, ci si dovrebbe attendere un incremento delle precipitazioni, accompagnato da una risalita della linea delle nevi, ma con manto nevoso a tratti maggiore dell'attuale alle quote più alte.

In termini idrologici, si osserverebbe una traslazione ed un aumento anche rilevante dei colmi di piena estivi (da Giugno a Luglio, con crescita soprattutto per quest'ultimo mese, per via dello scioglimento tardivo di quantità cospicue di neve ad alta quota, insieme ad un ritardo (da Ottobre a Novembre) delle piene invernali. Sotto tale scenario si mostrerebbe l'importanza di una corretta pianificazione e gestione delle maggiori masse d'acqua attese, in particolare dei loro effetti sui fenomeni di piena, erosione, dissesto.

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Barnett, T. P., Adam, J. C., Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, Nature, 438(17), 303-309.

Basseville, M., Benveniste, A., Chou, S.A., Nikoukhah, R. & Willsky, A.S. (1992) Modelling and estimation of multi-resolution stochastic processes. IEEE Trans Inform Theory 38:766–84.

Bavay, M., Lehning, M, Jonas, T. Löwe, H. (2009). Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments, Hydrol. Process., 23, 95–108.

Beniston, M. (2003) Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts, Climatic Change, Vol. 59, 1-2, 5-31.

Beniston, M., Keller, F. Goyette, S. (2003). Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies, Theor. Appl. Climatol., 74, 19–31.

Benn DI, DJA Evans (1998). Glaciers and Glaciation. Publisher Arnold, London 734 pp.

Benn, D.I., Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Walden, J., Hoey, T.B. (2004). The research project - a case study of Quaternary glacial sediments. In: Evans, D.J.A. and Benn, D.I. (eds.) A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments. Arnold, 209-234.

Benn, D.I., Kirkbride, M.P., Owen, L.A., Brazier, V. (2004). Glaciated valley landsystems. In Evans, D.J.A., ed. Glacial landsystems. London, Edward Arnold, 372–406.

Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D. Rosso, R. (2008a). L'influenza del cambiamento climatico sulla risorsa idrica nivale: il caso del Parco dell'Adamello Lombardo [The influence of climate change on the snow water resources: the case of the Adamello Lombardo park], Neve e Valanghe, 63, 66-73. In Italian with abstract in English. Available upon request or at: http://www.aineva.it/pubblica/neve63/7\_bocchiola.html.

Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D., Rosso, R. (2008b). Hydrological response of a debris covered glacier within the Adamello Group, Italy, Oral presentation and abstract at EGU General Assembly, Wien, 13-18 April 2008.

Bocchiola, D. (2007) Use of Scale Recursive Estimation for multisensor rainfall assimilation: a case study using data from TRMM and NEXRAD. Adv. Wat. Res. 30, 2354-2372

Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Rosso, R. (2007). Ghiacciai e fiumi, problemi e potenzialità di un rapporto in rapida evoluzione: Il caso del ghiacciaio nero del Venerocolo (BS) [Glaciers and rivers: issues and potentialities of a rapidly evolving relationship: the Venerocolo debris covered basin (BS)], Proceedings: Climate and glaciers: the crisis of the water resouces in lombardia, Milano State University, 17 November 2007. In Italian with abstract in English.

Bocchiola, D., De Michele, C., Pecora, S., Rosso, R,(2004).Sul tempo di risposta dei bacini idrografici Italiani, L'ACQUA, Vol. 1, p. 45-55.

Bocchiola, D., Diolaiuti, G. (in press). Evidence of climatic trends in the Adamello glacier of Italy, Theor. App. Climat., doi: 10.1007/s00704-009-0186-x. Available upon request.

Bocchiola, D., Rosso, R. (2006) The use of scale recursive estimation for short term Quantitative Precipitation Forecast, Physics and Chemistry of the Earth, 31(18), 1228-1239.

Bocchiola, D., Rosso, R. (2006). Real time flood forecasting at dams: a case study in italy, Int. Jrn. of Hydropower and Dams, 13 (1), 92-99.

Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). The distribution of daily Snow Water Equivalent in the Central Italian Alps, Adv. in Water Resources, 30, 135–147, 2007.

Bocchiola, D., Regional estimation of Snow Water Equivalent using Kriging: a preliminary study within the Italian Alps, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, GFDQ, June 2010, ISI, SCOPUS, In press.

Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. Precipitation downscaling using random cascades: a case study in Italy, Advances in Geosciences, 2010. In press.

Bocchiola, D., Groppelli, B., Spatial estimation of Snow Water Equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy, CRST, In press.

Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., Rosso, R., Flow prediction in high altitude ungauged catchments: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group), for Advances in Water Resources, In press. Special Issue: 4th Workshop on the new Frontiers in Hydrology, Rome, July 1st-3rd, 2009.

Bohr, G. S., Aguado, E. (2001) Use of April1 SWE measurements as estimates of peak seasonal snowpack and total cold-season precipitation, Water Resour. Res., 37, 1, 51-60.

Braun, L.N., Weber, M., Schulz, M. (2000). Consequences of climate change for runoff from Alpine regions, Ann. Glaciol., 31, 19–25.

Brock, B.W., Rivera, A., Casassa, G., Bown, F., Acuña, C. (2007). The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Volcán Villarrica, southern Chile, Annals of Glaciology, 45.

Brunetti, M., M. Maugeri, T. Nanni, I. Auer, R. Bo<sup>-</sup>hm, and W. Schöner (2006), Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period, J. Geophys. Res., 111, D11107, doi:10.1029/2005JD006674.

Burlando, P. & Rosso, R. (2002a). Effects of transient climate change on basin hydrology, 1. Precipitation scenarios for the Arno River Basin. Hydrol. Process. 16: 1151–1175.

Burlando, P. & Rosso, R. (2002b). Effects of transient climate change on basin hydrology, 2. Impacts on runoff variability of the Arno River Basin. Hydrol. Process. 16:1177–1199.

Cagnati, A., Crepaz, A., Macelloni, G., Pampaloni, P., Ranzi, R., Tedesco, M., Tomirotti, M., Valt, M. (2004). Study of the snow melt-freeze cycle using multi-sensor data and snow modelling, J. of Glaciol., 50(170), 419-426.

Chalise, S.R., Kansakar, S.R., Rees, G., Croker, K., Zaidman, M. (2003). Management of water resources and low flow estimation for the Himalayan basins of Nepal, J. Hydrol., 282, 25–35.

Chen, J., Ohmura, A., 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. In: Hydrology in Mountainous areas. I. Hydrological Measurements; The Water Cycle. Proceedings: Lausanne Symposia, August 1990. IAHS Publ. 193, pp. 127–135.

Chow, V. T., Maidment, D. R. and Mays, L.W. (1988). Applied hydrology, Mc Graw Hill, New York, USA.

Cislaghi, M., De Michele, C., Ghezzi, A., Rosso, R. (2004). Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: Analysis of long daily Italian series. Atmospheric Research, 77 (2005) 188–202.

Comitato Glaciologico Italiano, CGI (2004). Campagne Glaciologiche http://www.disat.unimib.it/ comiglacio/campagne.htm

Corbari, C., Ravazzani, G., Martinelli, J. Mancini, M. (2009). Elevation based correction of snow coverage retrieved from satellite images to improve model calibration, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 639–649.

Coughlan, J. C. e Running, S. W. (1997). Regional ecosystem simulation: A general model for simulating snow accumulation and melt in mountainous terrain, Landscape Ecology, 12, 119-136.

Daniel, M.M., Willsky, A.S, & Mc Laughlin, D. (2000) A multiscale approach for estimating solute travel time distribution. Adv Water Resour 2000;23:653–65.

Dempster, A.P., Laird, N.M. & Rubin, D.B.(1977) Maximum likelihood estimation from incomplete data. J Roy Stat Soc (B) 1977;39(1):1–38.

Diolaiuti, G, Kirkbride, M.P., Smiraglia, C., Benn, D.I., D'Agata C., Nicholson L. (2005). Calving processes and lake evolution at Miage Glacier (Mont Blanc, Italian Alps). Ann. Glaciol., 40.

Diolaiuti, G., Citterio, M., Carnielli, T., D'Agata, C., Kirkbride, M., Smiraglia, C. (2006). Rates, processes and morphology of fresh-water calving at Miage Glacier (Italian Alps). Hydrological Processes, 20, 2233-2244

Donald, J.R., Soulis, E.D., Kouwen, N., Pietroniro, A. (1995). A land cover based snow cover representation for distributed hydrological models, Water Resources Research, 31, 995-1009.

Faggian, P., Giorgi, F. (2009). An analysis of global model projections over Italy, with particular attention to the Italian Greater Alpine Region (GAR), Climatic Change, DOI 10.1007/s10584-009-9584-4.

Gordon, C., C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell and R.A. Wood, (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. Climate Dynamics, 16(2-3), 147-168.

Gorni, E., Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D. Rosso, R. (2008). Cambio climatico nel Parco dell'Adamello Lombardo: analisi di serie climatiche quarantennali [Climate change in the Adamello Park: analysis of 40 years climatic series], L'ACQUA, 4. In Italian with abstract in English. Available upon request.

Groppelli B., Bocchiola, D. & Rosso, R. (2009) Spatial downscaling of precipitation from GCMs for climate change projections using random cascades: a case study in Italy. Submitted to Water Resour. Res., March 2010.

Groppelli, B. & Pengo, A. (2005) Sensitività climatica dei deflussi fluviali nei corsi d'acqua alpini. (Master Thesis) Politecnico di Milano, Italy. Disponibile su richiesta.

Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. (2009). Spatial downscaling of precipitation from AOGCMs for climate change projections using random cascades: a case study in Italy,(11), Plinius, 11-42, 2009, Abstract and poster presentation, 11th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Barcellona, September 2009.

Gupta, R., Venugopal, V. & Foufoula-Georgiou, E., (2006). A methodology for merging multisensor precipitation estimates based on expectation-maximization and scale-recursive estimation, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 111 (D2): Art. No. D02102.

Gupta, V.K. & Waymire, E. (1993) A statistical analysis of meso-scale rainfall as a random cascade. Journal of Applied Meteorology; 32:251–67.

Hagg, W., Braun , L.N., Kuhn , M., Nesgaard, T.I. (2007). Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments, J. Hydrol. 332,40-53.

Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A., Helm, A. (2008). Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan, Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography, 90, 1, 55-63.

Hannah D., Gurnell, A. (2001). A conceptual linear reservoir model to investigate melt season changes in cirque glacier hydrology, J. Hydrol., 246, 123-141.

Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas, J. Hydrol., 282, 104–115.

Hock, R. (2005). Glacier melt a review of processes and their modelling, Progress in Physical Geography, 29, 362–391.

Immerzeel, W.W., Droogers, P., de Jong, S.M., Bierkens, M.F.P. (2009). Largescale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan riverbasins using remote sensing, Remote Sensing of Environment, 113, 40–49.

Jansson, P. (1999). Effects of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglacia ren, Geogr. Ann., 81° (4), 633–642.

Jansson, P., Hock, R., Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: a review, J. of Hydrol., 282 (2003) 116–129.

Jiang, T., Su, B. Hartmann, H. (2007). Temporal and spatial trends of precipitation and river flow in the Yangtze River Basin, 1961–2000, Geomorphology, 85, 143–154.

Kang, B., Ramírez J.A. (2007). Response of streamflow to weather variability under climate change in the Colorado Rockies, J. Hydrol. Eng., 12(1), 63–72

Keller, F. Goyette, S., Beniston, M. (2005). Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in Alpine terrain, Climatic Change, 72, 3, 299-319.

Kirkbride, M. P., Dugmore, A. J. (2003). Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, south Iceland, Journal of Glaciology 49, 420–428.

Kirkbride, M. P., Warren, C. R. (1999). Tasman Glacier, New Zealand: twentiethcentury thinning and predicted calving retreat. Global and Planetary Change 22, 11–28.

Konz, M., Uhlenbrook, S., Braun, L., Shrestha, A., Demuth, S. (2007). Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater, Hydrology and Earth System Sc., 11, 4, 1323-1339.

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

Kuhn, M. (2003). Redistribution of snow and glacier mass balance from a hydro meteorological model, J. Hydrol., 282, 95–103.

Kulakowski, D., Rixen, C., Bebi, P. (2006). Changes in forest structure and in the relative importance of climatic stress as a result of suppression of avalanche disturbances, Forest Ecology and Management, 223, 66–74.

Laternser M. (2002). Snow and avalanche climatology of Switzerland. Diss. ETH Zurich No. 14493. http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=diss&nr=14493.

Laternser, M., Schneebeli, M. (2003). Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931–99), Int. J. Climatol., 23, 733–750.

Lehning, M., Bartelt , P., Brown, B., Fierz, C. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation, Cold Regions Science and Technology, 35, 169–184.

Liu, J., Hayakawab, N., Lub, M. Dongc, S., Yuan, J. (2003). Hydrological and geocryological response of winter streamflow to climate warming in Northeast China, Cold Regions Science and Technology 37, 15–24.

Lovejoy, S. & Schertzer, D. (1990), Multifractals, Universality Classes and Satellite and Radar Measurements of Cloud and Rain Fields, J. Geophys. Res., 95(D3), 2021–2034.

Maiolini, B. e Lencioni, V. (2001), Longitudinal distribution of macro-invertebrate assemblages in a glacially influenced stream system in the Italian Alps, Freshwater Biology, 46, 12, 1625-1639.

Malgarida, S. (2008). Sviluppo di un codice di calcolo per la valutazione dell'ablazione del ghiacciaio nero del Venerocolo [A code for the simulation of ablation from the debris cover glacier of Venerocolo]. Masters Thesis, Politecnico di Milano, Mat. 681244. Tutor D. Bocchiola, part. ful. Eearth Science Dept., UNIMI-SCI (Prof. C. Smiraglia, Dr. Claudia Mihalcea). In Italian.

Maragno, D., Diolaiuti, G., D'agata, C., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Riccardi, A., Smiraglia, C. (2009). New evidence from Italy (Adamello Group, Lombardy) for analysing the ongoing decline of Alpine glaciers, Geogr Fis Dinam Quatern., 32:31–39

Maragno, D., Diolaiuti, G., D'agata, C., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Riccardi, A. & Smiraglia, C. (2009). New evidence from Italy (Adamello Group) for analysing the ongoing decline of Alpine glaciers, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 32, 31-39.

Martinec, J. (1975). Snowmelt-Runoff Model for stream flow forecasts. Nordic Hydrol., 6, 3, 145-154.

Martinelli, O., Modena, D., Bocchiola, D., De Michele, C., Rosso, R. (2004). La risorsa idrica nivale in Lombardia [The snow water resources in Lombardia region], Neve e Valanghe, 1, 44-57. In Italian with abstract in English. Available upon request or at: http://www.aineva.it/pubblica/neve51/6\_bocchiola.html.

Mattson, L. E., Gardner, J.S., Young, G. J., (1993). Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. Snow and glacier hydrology. G. J. Young ed. (Proc. Kathmandu Sym. November 1992). IAHS 218, 289-296.

Mattson, L.E., Gardner, J.S. (1989). Energy exchange and ablation rates on the debris-covered Rakhiot Glacier, Pakistan. Zeitschrift Für Gletscherkunde Und Glazialgeologie 25 (1), 17–32.

McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Shanleyb, J.B. and Kendall, C (1999). Riparian zone flowpath dynamics during snow melt in a small headwater catchment, J. of Hydrol., 222, 75-92.

Medagliani, M., Garavaglia, S., Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). Il bilancio idrologico nei bacini a forte contributo nivale: il caso del torrente Mallero, L'ACQUA, N.3, 9-20, 2007.

Medagliani, M., Garavaglia, S., Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). Il bilancio idrologico dei bacini a forte contributo nivale [Hydrological balance of snow fed watersheds: the case of Mallero river], L'ACQUA, N.3, 9-20, 2007, In Italian with abstract in English. Reprints available upon request.

Menabde, M. & Sivapalan, M. (2000). Modeling of rainfall time series and extremes using bounded random cascades and Levy-stable distributions. Wat. Res. Res., 36, 11, 3293–3300

Menduni, G, Pagani, A., Rulli M.C., Rosso, R. (2002) A non-conventional watershed partitioning method for semi-distributed hydrological modelling: the package ALADHYN, Hydrological Processes, 16(2), 277-291.

Michlmayr, G., Lehning, M. Koboltschnig, G. Holzmann, H., Zappa, M., Mott, R., Schöner, W. (2008). Application of the Alpine 3D model for glacier mass balance and glacier runoff studies at Goldbergkees, Austria, Hydrol. Process., 22, 3941-3949.

Mihalcea, C., Brock, B.W., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Citterio, M., Kirkbride, M.P., Cutler, M.E.J. Smiraglia, C. (2008a). Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy), Cold Regions Science and Technology, 52, 341–354.

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

Mihalcea, C., Mayer, C., Diolaiuti, G., D'agata, C., Smiraglia, C., Lambrecht, A., Vuillermoz, E. Tartari, G. (2008b). Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan, Ann. Glaciol., 48, 49-57.

Nakawo, M., Rana, B. (1999). Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer, Geografiska Annaler, 81A(4), 695-701.

Nakawo, M., Takahashi, S. (1982). A simplified model for estimating glacier ablation under a debris layer. In: Hydrological aspect of Alpine and High Mountain Areas (ed. by J. W. Glen) (Proc. Kathmandu Symp., November 1982) (Proc. Exeter Symp., July 1982). IAHS 138, 137-145.

Nakawo, M., Young, G.J. (1981). Field experiments to determinate the effect of a debris layer on ablation of glacier ice, Ann. of Glaciol., 2, 85-91.

Nakicenovic, N. & Swart, R.E. (2000) IPCC, 2000 - Emissions Scenarios. Cambridge University Press, UK. pp 570.

Nicholson, L., Benn, D. I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data Journal of Glaciology, 52, 178, 2006.

Ohmura, A. (2001). Physical basis for the temperature-based melt-index method, J. Applied Meteorology, 40, 753-761.

Østrem, G.(1959)- Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice in moraine ridges, Geografiska Annaler, 41, 228-230

Over, T.M. & Gupta, V.K. (1994) Statistical analysis of mesoscale rainfall: dependence of a random cascade generator on large scale forcing. J Appl Meteorol; 33:1526–42.

Over, T.M. & Gupta, V.K. (1996) A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascade. J. Geophys Res;101:319.

Parajka, J., Blöschl, G. (2008). The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models, Journal of Hydrology, 358, 240-258.

Perica, S. & Foufoula-Georgiou, E. (1996) Model for multiscale disaggregation of spatial rainfall based on coupling meteorological and scaling descriptions. J. Geophys. Res., Vol. 101.

Primus Gorenburg, I., Mclaughlin, D. & Entekhabi, D., (2001) Scale- recursive assimilation of precipitation data. Adv Water Resour;24:941–53.

Rango, A. (1992). Worldwide testing of the snowmelt runoff model with applications for predicting the effects of climate change, Nordic Hydrology, 23, 155-172.

Ranzi, R., Grossi, G., Bacchi, B. (1999). Ten years of monitoring areal snow pack in the Southern Alps using NOAA-AVHRR imagery, ground measurements and hydrological data, Hydrol. Process., 13, 2079–2095.

Ranzi, R., Grossi, G., Iacovelli, L., Taschner, S. (2004). Use of multispectral aster images for mapping debris-covered glaciers within the GLIMS Project, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, Anchorage Alaska, 20-24 September 2004.

Regione Lombardia (2006). Allegato 2 alla Relazione generale del Programma di Tutela ed Uso delle Acque. Stima delle portate e delle precipitazioni e strumenti per la loro regionalizzazione, 452 pp.

Rohrer, M.B., Braun, L.N., Lang, H. (1994). Long Term Records of Snow Cover Water Equivalent in The Swiss Alps: 1. Analysis, Nordic Hydrology, 25, 53-64.

Rosso, R. (2004). Assessment of flood regime in Lombardia region: watershed outflowing into the Como lake, mapping of the absorption index and of the potential volume of ground retemption, Relazione finale, Aprile 2004. In Italian. Available upon request.

Rulli, M.C., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Bocchiola, D. (in press). A distributed hydrological model for an Italian debris covered glacier, IAHS Publications, 8th Scientific Assembly, Hyderabad, September 6-12, 2009.

Rulli, M.C., Rosso, R. (2005) Modeling catchment erosion after wildfires in the San Gabriel Mountains of southern California, Geophys. Res. Lett., 32, L19401, doi:10.1029/2005GL023635

Salathè, E.P., Mote, P.W. & Wiley, M.W. (2007) Review of scenario selection and downscaling methods for the assessment of climate change impacts on hydrology in the United States pacific northwest. Intern. Jour. of Climatology 27: 1611 –1621 DOI: 10.1002/joc.1540

Schneeberger, C., Blatter, H., Abe-Ouchi, A., Wilda, M. (2003). Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient 2xCO2 scenario, J. of Hydrol., 282, 145–163.

Servizio Glaciologico Lombardo, SGL (1992). Ghiacciai in Lombardia [Glaciers in Lombardia]. Bergamo, Bolis. In Italian.

Simaityte, J., Bocchiola, D., Augutis, J., Rosso, R. (2008). Use of a snowmelt model for weekly flood forecast for a major reservoir in Lithuania, Ann. Glaciol., 49.

Singh, P., Bengtsson, L. (2005). Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region, J. Hydrol., 300, 140–154.

Singh, P., Kumar, N. (1997). Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan river, J. of Hydrology, 193 316-350.

Singh, P., Kumar, N., Arora, M. (2000). Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas, J. of Hydrol., 235,1-11.

Sivapalan, M., and 13 co-authors (2003). IAHS decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences, Hydrol. Sci. J., 48, 6, 857-880.

Smiraglia, C., D'Agata C., Diolaiuti G. (2003). I ghiacciai del bacino del Po e la loro risorsa idrica. [Po basin glaciers and water resources therein] In: Un Po di acque. DIABASIS: Reggio Emilia; 53-68. In Italian.

Smiraglia, C., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Carnielli, T. (2004). Technical Report of the Regional Project: Evaluation of the Lombardy Glacier resource. University of Milano Press.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. (2007). IPCC Fourth Assessment Report (AR4) - Climate Change 2007: The Physical Science Basis.

Soncini Sessa, R., Volta, M. (2004). One-year-long runoff forecast by a single snowpack evaluation, Hydrol. Proc., 19, 7, 1419-1430.

Stefan, H. G., Fang, X. (1997). Simulated climate change effects on ice and snow covers on lakes in a temperate region, Cold Regions Science and Technology 25, 137–152.

Swamy, A.N. e Brivio, P.A. (1996). Hydrological modelling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing, Int. J. Remote Sensing, 17(16), 3169-3188.

Taschner, S., Ranzi, R. (2002). Comparing the Opportunities of LANSAT-TM and ASTER Data for Monitoring a Debris Covered Glacier in the Italian Alps within GLIMS Project, International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2, 1044-1046.

Tessier, Y., Lovejoy, S. & Schertzer, D. (1993) Universal multifractals: theory and observations for rain and clouds. Journal of Applied Meteorology, DOI: 10.1175/1520-0450

Tustison, B., Foufoula-Georgiou, E. & Harris, D. (2003) Scale-recursive estimation for multisensor quantitative precipitation forecast verification: A preliminary assessment. J. Geophys. Res., Vol. 108, No. D8, 8377.

Viviroli, D., Zappa, M., Gurtz, J., Weingartner, R. (2009). An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools, Environmental Modelling & Software 24, 1209–1222.

Wagnon, P. and nine co-authors (2007). Four years of mass balance on Chhota Shigri Glacier, Himachal Pradesh, India, new benchmark glacier in the western Himalaya, J. Glaciol., 53.

Williams, K. S., Tarboton, D. G. (1999). The ABC's of Snowmelt: A Topographically Factorized Energy Component Snowmelt Model, Hydrological Processes, 13, 1905-1920.

## CONCLUSIONI

Il lavoro condotto nell'ambito del progetto CARIPANDA, qui presentato in sintesi, ha prodotto una notevole mole di informazione, e risultati di sicuro interesse.

Fra i primi progetti ad investigare le possibili conseguenze del cambio climatico atteso nell'ambiente Alpino Italiani, il progetto CARIPANDA, lungi dal fornire indicazioni conclusive, soprattutto in vista dell'orizzonte temporale investigato, ha però sicuramente fornito spunti di riflessione importanti per la discussione sulle future tendenze dell'idrologia Alpina, e sulle relative strategie di adattamento.

Gli studi di campo condotti nell'ambito del progetto hanno portato a risultati robusti ed accurati rispetto alla risposta degli apparati glaciali all'andamento della situazione climatica nel recente passato (ultime 5 decadi) e nel presente.

Gli studi climatologici e nivologici su base locale hanno altresì evidenziato come si sia osservata una recente (*i.e.* ultimi cinquant'anni) modifica del clima e della fase criosferica dell'acqua di origine atmosferica, con uno incremento osservabile della fase liquida (pioggia) a scapito della fase solida (neve), rilevante soprattutto alle quote intermedie (1000-2000 m asl).

Il *driver* atmosferico principale per tale variazione e senza dubbio la temperatura, chiaramente accresciuta in tutta l'area, comprese le quote a forte presenza nivale stagionale.

Meno certo è l'effetto della precipitazione complessiva. Le misure strumentali sembrano indicare un incremento della precipitazione poco significativo, e persino una diminuzione alle quote maggiori. L'analisi della letteratura internazionale sull'argomento mostra nella sostanza una situazione ambigua nella regione Alpina Italiana, poiché si evidenzia una Regione Nord-Occidentale con aumento delle precipitazioni nelle ultime decadi, opposta ad una regione Sud-Orientale ove le precipitazioni sembrano in lieve diminuzione.

L'area di studio investigata qui si trova in sostanza sulla regione di confine tra queste due macro-aree, e la discriminazione dei trend risulta più complicata.

La massima incertezza risiede quindi nell'esatto ammontare dell'input atmosferico di precipitazione.

Ove si utilizzi un input di precipitazione sostanzialmente costante per il futuro, i deflussi attesi, ossia la risorsa idrica disponibile per il futuro, tendono a mantenersi in sostanza poco più bassi dei livelli attuali, con lievi diminuzioni nel periodo primaverile ed estivo, dovute ad un incremento dell'evapotraspirazione, dovuto alle temperature più elevate.

Ove si considerasse, secondo gli scenari delineati dai modelli climatici a scala globale (qui il modello *NCAR-PCM*, che secondo la nostra analisi meglio rappresenta l'area di interesse), un notevole aumento della precipitazione totale (dovuto ad un fenomeno di forte tropicalizzazione del clima secondo gli scenari disponibili), si osserverebbe un notevole aumento dei deflussi, soprattutto nella stagione autunnale ed al disgelo (per via dell'accresciuto input nivale alle quote maggiori).

Ovviamente, le proiezioni qui fornite possiedono solo il valore di una prima esplorazione delle possibili condizioni idrologiche future, e non costituiscono uno strumento previsionale, se non di larga massima, ed affetto da notevoli incertezze.

Tale approccio andrà raffinato, considerando nuovi modelli (*p.es.* il modello CCSM3, solo di recente introdotto, con una maglia più fine rispetto ai modelli considerati finora), ed anche differenti scenari (diversi dallo scenario A2 qui).

Test ulteriori andranno condotti rispetto alla sensitività dei risultati rispetto alla parametrizzazione dei modelli idrologici riguardo ai fenomeni base del ciclo idrologico (*p.es.* la parametrizzazione dei fenomeni evapotraspirativi, di grande importanza per la descrizione del ciclo idrologico).

Per il futuro, si possono quindi auspicare ulteriori studi, condotti principalmente in due direzioni.

In primis, si auspicano ulteriori studi, atti a caratterizzare le tendenze delle aree nivoglaciali, con attenzione in particolare con studi campo indirizzati alla valutazione dell'evoluzione degli apparati glaciali, ed alla caratterizzazione della distribuzione del manto nivale (con osservazione in locale ed in remoto tramite misura dell'aree coperta di neve).

Si auspicano poi studi futuri indirizzati alla caratterizzazione di scenari idrologici, tramite l'utilizzo di modelli sempre più raffinati, che a parere di chi scrive permetteranno un affinamento dei risultati qui proposti, ed una riduzione dell'incertezza, comunque sempre presente in qualunque scenario futuro.

In conclusione, si è posta con questo progetto una consistente base per la valutazione di scenari futuri della risorsa acqua all'interno di un'area sensibile quale quella del Parco dell'Adamello.

Sebbene tali siano da considerare indicativi, permettono ad un potenziale pianificatore di delineare un ventaglio di possibili opzioni per gestire la futura disponibilità di risorsa idrica.

Negli anni a venire, le osservazioni dirette permetteranno di capire quali degli scenari applicati qui siano effettivamente più vicini alla reale evoluzione del clima, e di condurre una regolazione fine dei modelli atti a prevedere l'evoluzione della risorsa idrica, ed a prevedere le adeguate contromisure. Le metodologie e gli strumenti qui utilizzati sono promettenti e permetteranno ulteriori sviluppi a breve e medio termine, e si auspica che venga concessa agli scienziati che si occupano delle problematiche qui trattate la possibilità di condurre ulteriori e più approfonditi studi sulla distribuzione attesa della risorsa idrica sull'area in esame, ed in generale sulle Alpi Italiane.

# ATTIVITÀ SCIENTIFICHE E DIVULGATIVE

### Pubblicazioni/ interventi a convegni nazionali ed internazionali

- 1) Barontini, S., Grossi, G., Kouwen, N., Maran, S., Scaroni, P., and Ranzi, R. (2009). "Impacts of climate change scenarios on runoff regimes in the southern Alps", Hydrol. Earth Syst. Sci.-Discussion, 6, 3089-3141.
- 2) Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D., Rosso, R. (2008), L'influenza del cambiamento climatico sulla risorsa idrica nivale: il caso del Parco dell'Adamello Lombardo, Neve e Valanghe, 63. In stampa. Disponibile su richiesta.
- **3)** Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D., Rosso, R. (2008). Hydrological response of a debris covered glacier within the Adamello Group, Italy, Oral presentation and abstract at EGU General Assembly, Wien, 13-18 April 2008.
- 4) Bianchi Janetti, E., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Diolaiuti, G. (2008). Modellazione del deflusso di ablazione per un ghiacciaio nero nel gruppo dell'Adamello, Atti: XXXI Convegno di Idraulica e costruzioni idrauliche, 9-12 Settembre, 2008, Perugia, Italia. In stampa. Disponibile su richiesta.
- 5) Bocchiola D. and the CARIPANDA team, Il Progetto CARIPANDA, CAmbio climatico e Risorsa Idrica nel Parco Naturale dell'Adamello Lombardo [The CARiPanda project, Climate change and water resources in the Adamello natural park of Lombardia] In: Perché i ghiacciai arretrano ? Una nuova frontiera nella ricerca scientifica: la meteorologia glaciale dai poli all'equatore [Why do glaciers retire ? A new frontier of scientific research: glacier meteorology from poles to equator], Congress, Milan, Italy, June 19 2008. Poster Presentation. Available upon request.
- 6) Bocchiola, D. and the Caripanda Team. The CARIPANDA project: Climate change and water resources in the Adamello Natural Park of Italy, poster presentation for the EGU General Assembly, Wien, April 2009.
- 7) Bocchiola, D. Rosso, R. (2008). Ghiacciai e fiumi: problemi e potenzialità di un rapporto in rapida evoluzione, Invited talk, Convegno: Clima e ghiacciai: la crisi delle risorse idriche in Lombardia, 17 Novembre 2007, Università degli Studi di Milano. Presentazione disponibile su richiesta.
- 8) Bocchiola, D., Groppelli, B., Spatial estimation of Snow Water Equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy, CRST, In press.
- 9) Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Rosso, R. (2008). Ghiacciai e fiumi, problemi e potenzialità di un rapporto in rapida evoluzione: Il caso del ghiacciaio nero del Venerocolo (BS), Atti del convegno: Clima e ghiacciai: la crisi delle risorse idriche in Lombardia, 17 Novembre 2007, Università degli Studi di Milano. In stampa. Disponibile su richiesta.
- **10)** Bocchiola, D., Diolaiuti, G. (in press). Evidence of climatic trends in the Adamello glacier of Italy, Theor. App. Climat., doi: 10.1007/s00704-009-0186-x. Available upon request.
- **11)** Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., Rosso, R., Flow prediction in high altitude ungauged catchments: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group), for Advances in Water Resources, In press. Special Issue: 4th Workshop on the new Frontiers in Hydrology, Rome, July 1<sup>st</sup>-3<sup>rd</sup>, 2009.
- **12)** Bocchiola, D., Regional estimation of Snow Water Equivalent using Kriging: a preliminary study within the Italian Alps, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, GFDQ, June 2010, ISI, SCOPUS, In press.
- **13)** Bruschi, L., Monitoraggio idrometeorologico e bilancio di massa del Ghiacciaio dell'Adamello nel triennio 2006-2009, Tesi di Laurea, Università di Brescia, 2010.

- 14) CARIPANDA TEAM (Politecnico di Milano, Università di Milano, Università di Brescia, Arpa Lombardia, ENEL, Parco Naturale dell'Adamello) -The CARIPANDA project as a tool to investigate the runoff of Adamello glaciers, Alpine Glaciological Meeting Chamonix, 6-7 March 2008 (poster).
- **15)** Caronna, P., Impatto del cambiamento climatico a scala regionale sul bilancio di massa ed energetico del Ghiacciaio dell'Adamello, Tesi di Laurea, Università di Brescia, 2010.
- **16)** Gorni, E., Bianchi Janetti, E., Bocchiola, D., Rosso, R. (2008). Cambio climatico nel Parco dell'Adamello Lombardo: analisi di serie climatiche quarantennali, L'ACQUA, 4. In stampa. Disponibile su richiesta
- **17)** Groppelli, B. D. Bocchiola and R. Rosso, Downscaling of GCM snowfall for climate change impact assessment: a case study in Italy, poster, AGM, March 25-26 2010, Milano.
- **18)** Groppelli, B., D. Bocchiola, Kriging estimation of Snow Water Equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy, poster presentation for the EGU General Assembly, Wien, May 2010.
- **19)** Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. (2008). Downscaling of GCM precipitation for a mesoscale Alpine basin of northern Italian Alps. Abstract and poster presentation at the: 8th Annual Meeting of the European Meteorological Society, 7th European Conference on Applied Climatology, Sept. 29-Oct. 3, 2008. Amsterdam. Available upon request.
- **20)** Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R. Precipitation downscaling using random cascades: a case study in Italy, Advances in Geosciences, 2010. In press.
- **21)** Groppelli, B., Bocchiola, D., Rosso, R.. Spatial downscaling of precipitation from AOGCMs for climate change projections using random cascades: a case study in Italy, 11, Plinius11-42, 2009, poster presentation, 11<sup>th</sup> Plinius Conference on Mediterranean Storms, Barcellona, September 2009.
- **22)** Groppelli, B., Bocchiola, D., The CARIPANDA project (2007-2009): Climate change and water resources in the Adamello Natural Park of Italy, Workshop Alpine Convention, Bozen, November 25-26, 2009.
- **23)** Groppelli, B., D. Bocchiola, R. Rosso, Use of a random cascade approach for downscaling of AOGCMs projections of future precipitation, poster presentation for the EGU General Assembly, Wien, May 2010.
- 24) Grossi, G., P. Caronna e R. Ranzi, Energy Bilance of the Mandrone Glacier under current climate and climate ch'ange scenarios, Alpine Glaciological Meeting, Milan, 2010.
- **25)** Malgarida, S., Mihalcea C., Diolaiuti, G., Bocchiola, D., Smiraglia, C., Rosso, R. (2008). An energy based model for spring ice ablation for a debris covered glacier: the case of the Venerocolo glacier, In: Perché i ghiacciai arretrano ? Una nuova frontiera nella ricerca scientifica: la meteorologia glaciale dai poli all'equatore [Why do glaciers retire ? A new frontier of scientific research: glacier meteorology from poles to equator], Congress, Milan, Italy, June 19 2008. Poster Presentation.
- 26) Maragno, D., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Bianchi Jannetti, E., Riccardi, A., Smiraglia, C. (2009) New Evidence from Italy (Adamello Group, Lombardy) for analysing the ongoing decline of Alpine Glaciers, Geogr. Fis. Dinam. Quat. 32, 31-39.
- 27) Mihalcea, C., D. Bocchiola, G. Diolaiuti, S. Malgarida, C. Smiraglia, R. Rosso, Analysis of surface energy fluxes and application of an energy based ablation model to Venerocolo Debris-Covered Glacier (Adamello Group)., Dipartimento Scienze Naturali "Ardito Desio", Università degli studi di Milano, Giornate Assereto 3 Febbraio 2010 (presentazione orale)

- **28)** Mihalcea, C., D. Bocchiola, G. Diolaiuti, B. Mosconi, C. Smiraglia, R. Rosso, Analysis of surface energy fluxes and application of an energy based ablation model to Venerocolo Debris-Covered Glacier (Adamello Group), oral, Alpine Glaciological Meeting, March, 25-26 2010, Milano.
- **29)** Mihalcea, C., G. Diolaiuti, D. Bocchiola, C. Smiraglia , and R. Rosso An energy based ablation model for a debris covered glacier: a case study in the Adamello glacier of Italy, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8269, European Geosciences Union Vienna, 19-24 April 2009 (poster).
- **30)** Mihalcea C., D. Bocchiola, G. Diolaiuti, S. Malgarida, C. Smiraglia, R. Rosso, Analysis of surface energy fluxes and application of an energy based ablation model to Venerocolo Debris-Covered Glacier (Adamello Group)., Dipartimento Scienze Naturali "Ardito Desio", Università degli studi di Milano, Giornate Assereto 3 Febbraio 2010 (presentazione orale)
- **31)** C. Mihalcea, B. Mosconi, G. Diolaiuti, C. Smiraglia, C. D'Agata, D. Maragno, Analisi dell'evoluzione stagionale dell' unico debris-covered glacier Lombardo: II Ghiacciaio del Venerocolo (nell'ambito del progetto CARIPANDA): campagna 2007-2008. Breno 16 aprile 2009 (presentazione orale)
- **32)** Mihalcea,C., Bocchiola, D., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., Rosso, R., D'agata, C., Analysis of meteorological data and surface energy balance of Venerocolo Debris-Covered Glacier (Adamello Group, Italy), poster presentation for the EGU General Assembly, Wien, May 2010.
- **33)** Mihalcea, C., Bocchiola, D., Diolaiuti,G., Smiraglia, C., Rosso, R. (in preparation). Application of a model to calculate ice ablation under a debris layer from meteorological data and debris temperature at Venerocolo Glacier (Adamello Group, Italy)
- 34) Mihalcea C., D. Bocchiola, G. Diolaiuti, S. Malgarida, C. Smiraglia, R. Rosso, Analysis of surface energy fluxes and application of an energy based ablation model to Venerocolo Debris-Covered Glacier (Adamello Group); 14th Alpine Glaciological Meeting 2010, 25-26 March 2010 (oral presentation)
- **35)** Ranzi R. and S. Barontini, Are there evidences of the impacts of global warming on runoff regimes in the southern Alps? Proc. International Conference on the impact of global warming on water issues. March 16, 2010, Kyoto University, 6 pp.
- **36)** Ranzi R., Are 2000 a last frontier in hydrology? Geophysical Research Abstract, Vol. 11, ISSN: 1029-7006, 2009.
- **37)** Ranzi R., G. Grossi, A. Gitti e S. Taschner, Mass and energy balance of the Mandrone Glacier (Adamello, Central Alps), Geogr. Fis. Dinam. Quat., (in revisione).
- **38)** Ranzi, R. A. Gitti & G. Grossi, A decade of observations and modelling of the Adamello Glacier (Italian Alps), Geophysical Research Abstract, Vol. 10, N° 10920 ISSN: 1029-7006, 2008.
- **39)** Ranzi, R. A. Gitti & G. Grossi, A decade of observations and modelling of the Adamello Glacier (Italian Alps), Geophysical Research Abstract, Vol. 10, N° 10920 ISSN: 1029-7006, 2008.
- **40)** Ranzi, R., S. Barontini, G. Grossi, P. Faggian, N. Kouwen, S. Maran, Impact of climate change scenarios on water resources management in the Italian Alps, Proc. of the IAHR Congress, Vancouver, 8 pp., 2009.
- **41)** Rulli, M.C., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Bocchiola, D. (2009). A distributed hydrological model for an Italian debris covered glacier, oral presentation 8<sup>th</sup> IAHS Scientific Assembly, Hyderabad, 6-12 September 2009.
- **42)** Rulli, M.C., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Bocchiola, D. (2009). A distributed hydrological model for an Italian debris covered glacier, IAHS Books, in press.

**43)** Saleri, F., Misure micrometeorologiche di una stazione sul Ghiacciaio del Mandrone, Tesi di Laurea, Università di Brescia, 2010.

### Media

- 1) Adamello, un piano per tutelare l'oro bianco, Articolo: Corriere della Sera, 15 Aprile 2007, L. Guardini
- 2) *Il progetto CARIPANDA*, Servizio: *Tg3* Leonardo, 19 Luglio 2007.
- **3)** Un ghiacciaio sotto controllo, Articolo: Giornale di Brescia, 14 Settembre 2007, S. Valentini.
- 4) Smiraglia C., Diolaiuti, G.. Le *automatic weather stations* per "studiare" le alpi Lombarde, Il giornale dell'Ingegnere, 15, Settembre 2008.

# Convegni

- **1)** *Progetto CARIPANDA, Conferenza di presentazione del progetto*, Breno 24 Ottobre 2007.
- 2) Progetto CARIPANDA, Risultati del primo anno di lavoro. Convegno al rifugio Garibaldi, 4-5 Luglio 2008. Sessione serale con presentazione dei risultati del progetto, con escursione didattica al mattino successivo al ghiacciaio nero del Venerocolo.
- **3)** Adamello: evoluzione del più vasto ghiacciaio italiano in relazione ai cambiamenti climatici in atto, In: "25 Anni di Parco Adamello", Darfo BT, 19/12/2008.
- 4) CARIPANDA: La risorsa idrica nell'area dell'Adamello, esperimenti e modelli per sbirciare nel futuro, Casa del Parco di Vezza d'oglio, 17 Luglio, 2009.