

Appendice

Omogeneizzazione di dati climatici e trends climatici nelle Alpi di Livigno

Indice

1 INTRODUZIONE	3
1.1 Le Alpi di Livigno: delimitazioni e suddivisione	
1.2 Inquadramento climatico	
2 MATERIALI E METODI	6
2.1 Introduzione	
2.2 Interpolazione dei dati mancanti	
2.3 Omogeneizzazione delle serie climatiche italiane	
2.4 Metodi di analisi	
2.4.1. Regressione lineare	
2.4.2. Media a finestra mobile, media su lungo periodo e intervallo di confidenza	
2.4.3. Anomalie standardizzate	
3 RISULTATI	16
3.1 Omogeneizzazione	
3.2 Temperature	
3.2.1. Risultati	
3.3 Precipitazioni	
3.3.1. Risultati	
3.3.1.1. Trend stagionali e annui	
3.3.1.2. Trend giornalieri	
3.3.1.3. Trend giornalieri delle piogge ad elevata intensità (>50 mm/giorno)	
4 CONCLUSIONI	37
BIBLIOGRAFIA	39

Omogeneizzazione di dati climatici e trends climatici nelle Alpi di Livigno

Il presente allegato illustra i risultati del confronto dei trend di temperature e precipitazioni di sedici stazioni di montagna (comprese fra 500 e 2500 metri) tra la Lombardia (Alta Valtellina) e i vicini Grigioni svizzeri (Val Poschiavo, Engadina, Val Müstair) dall'inizio del XX secolo ad oggi. Per quantificare i bilanci stagionali e annui di ciascuna serie (temperature medie e precipitazioni cumulate) si sono analizzati media mobile, rette di regressione, test di Mann-Kendall, anomalie standardizzate. Riguardo la piovosità, sono state condotte analisi specifiche volte a identificare le relazioni fra quantitativi, intensità, durata e frequenza degli eventi, particolarmente per quelli di forte intensità.

Le principali difficoltà incontrate in questo studio derivano dalle incompletezze di alcune serie storiche di dati meteorologici, particolarmente per quelle italiane. I punti di maggiore criticità riguardano l'acquisizione dei dati presso i vari enti che, nel corso degli anni, si sono avvicinati nella gestione delle stazioni.

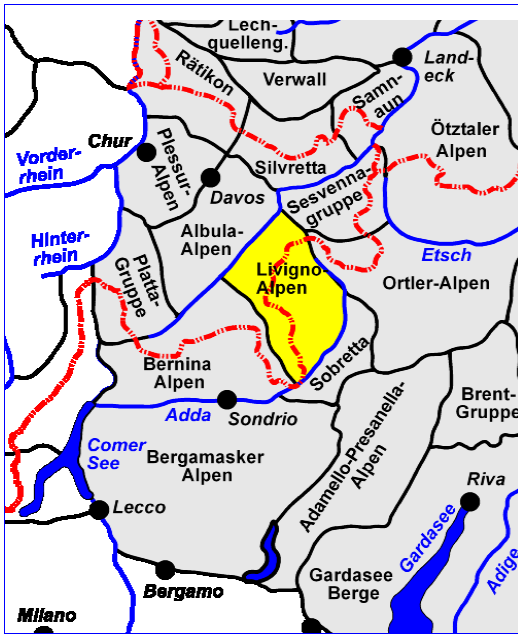
Per la stima dei valori mancanti di temperatura e precipitazione si è ricorso alla tecnica d'interpolazione WMO-CCWM (Coefficient of Correlation Weighting Method applicata al metodo della differenza media della World Meteorological Organization), fondata sulla ponderazione della differenza media tra la stazione di riferimento e la n-esima stazione limitrofa in base al grado di correlazione.

Successivamente, le serie climatiche italiane, ottenute dall'accostamento di serie diverse, sono state sottoposte allo SNHT (Standard Normal Homogeneity Test) per verificarne l'omogeneità.

I dati analizzati forniscono delle valide indicazioni sul comportamento delle variabili climatiche nel XX secolo, e, in particolare, negli ultimi decenni. Dal 1921 ad oggi le temperature sono salite di 0,84°C, ma l'oscillazione positiva rilevata tra il 1981 e il 2008 e tuttora in atto è la più forte mai registrata (+0,70°C). L'aumento termico si concentra soprattutto negli anni Novanta e mostra le maggiori anomalie in primavera. L'analisi delle precipitazioni non svela importanti variazioni su lungo periodo, evidenziando un generale, lieve calo della piovosità dopo il 1961. Il cambiamento si manifesta principalmente nella riduzione della durata degli eventi piovosi tra il 1990 e il 2009. I fenomeni di forte intensità sono aumentati a cavallo del XXI secolo, senza comunque raggiungere i picchi d'intensità dei primi anni Ottanta. Si segnalano, infine, le anomalie climatiche dell'ultimo decennio, caratterizzato da annualità molto piovose o siccitose.

1 INTRODUZIONE

1.1 Le Alpi di Livigno: delimitazioni e suddivisione



Le Alpi di Livigno (secondo la classificazione SOIUSA: Suddivisione Orografica Internazionale Unificata del Sistema Alpino) sono una sottosezione delle Alpi Retiche occidentali che si estende fra l'Italia settentrionale (Lombardia, Alta Engadina) e la Svizzera (Canton Grigioni). Occupano le Alpi Centrali, e prendono il nome dal comune di Livigno, località intorno alla quale sono collocate e hanno come limiti geografici in senso orario a partire da Nord il torrente Spöl, Lago del Gallo, Passo dell'Alpisella, laghi di Cancano e San Giacomo, Valle di Fraéle, Bormio, Valdisotto, Tirano, Valposchiavo, Passo del Bernina, Valle del Bernina, Alta Engadina da St. Moritz a Zernez.

L'intera area è suddivisa in due supergruppi e quattro sottogruppi: Catena Languard-Quattervals e Catena Piazzi Paradisino (Marazzi, 2005).

Figura 1: Le Alpi di Livigno

1.2 Inquadramento climatico

Dal punto di vista meteorologico, l'area considerata mostra un clima di tipo endoalpino, caratterizzato da un indice di continentalità crescente da Sud-Ovest verso Nord-Est.

La catena alpina rappresenta un'efficace barriera climatica tra il versante Nord-alpino, più sensibile al trasporto di masse d'aria umida dall'Oceano Atlantico e agli scambi meridionali, e quello Sud-alpino, spesso sotto l'influsso del tempo mediterraneo, responsabile, per esempio, di inverni meno freddi che a nord delle Alpi (Ufficio federale di meteorologia e climatologia MeteoSvizzera). Non meno importante è il riparo offerto da questo baluardo naturale contro i venti atlantici e continentali, che, sull'altopiano svizzero, raggiungono spesso intensità tempestose.

Le Alpi favoriscono climi locali specifici diversi: proteggono in gran parte le aree a sud delle Alpi meridionale dalle fredde incursioni artiche nei mesi invernali, la catena alpina gioca un ruolo fondamentale nella distribuzione pluviometrica su entrambi i versanti, a seconda del tipo di configurazione barica che la provoca. In generale, le aree prealpine sono quelle che, sia a Nord che a Sud dello spartiacque, registrano i maggiori quantitativi di pioggia. Diversamente, le valli alpine interne possiedono un clima particolare: esse, infatti, sono in parte al riparo dalle precipitazioni portate sia dalle fredde correnti da Nord, sia da quelle meridionali più umide. Se nelle Prealpi svizzere e in quelle italiane cadono circa 2000 mm di pioggia all'anno, nell'Alta Engadina i quantitativi sono compresi tra 600 e 700 mm (Ufficio federale di meteorologia e climatologia MeteoSvizzera), così sull'Alta Valtellina e nell'area di Livigno (Trepalle 646 mm/anno, Bormio 724 mm/anno), fino ad un massimo di circa 1500 mm nella zona del Passo del Bernina (Ceriani et al, 2000, Nigrelli).

Come già accennato, la scarsità delle piogge è uno dei fattori caratteristici del cosiddetto clima endoalpino, tipico delle porzioni più interne delle Alpi quali la zona compresa fra la Valdidentro (SO) e l'Engadina (Grigioni). Esse sono perlopiù legate a grossi sistemi perturbati frontali, mentre dalla tarda primavera e durante l'estate sono di prevalente origine temporalesca. A causa dello scarso immagazzinamento di energia termica (disponibilità di aria caldo-umida in prossimità del suolo), però, queste zone sono meno soggette allo sviluppo di temporali estivi ad elevata intensità, rispetto a quelle prealpine o alle vicine aree di pianura. Il regime pluviometrico si differenzia, poi, marcatamente rispetto a quello tipico della pianura lombarda, dove la distribuzione media delle piogge presenta un massimo primaverile e uno autunnale, mentre in Valtellina si osserva un unico massimo fra giugno e novembre (*Colombo*).

Le temperature medie mostrano un andamento a campana, dove gennaio risulta il mese più freddo e luglio quello più caldo (*Colombo*). Nelle principali vallate dell'Engadina e in quella di Livigno, temperature invernali molto rigide sono favorite dalle inversioni termiche durante condizioni anticicloniche. Lo stesso fenomeno è molto frequente anche lungo tutto il fondovalle valtellinese, soprattutto in inverno, a causa dell'accumulo di masse d'aria fredda nei bassi strati e al forte irraggiamento legato all'ampiezza della valle in assenza di vento. La diversa orientazione dei versanti gioca, poi, un ruolo fondamentale nel grado di assestamento e nella qualità del manto nevoso, in virtù del differente soleggiamento, molto scarso o assente lungo i pendii esposti a Nord nei mesi di dicembre e gennaio.

Sul clima locale incide, inoltre, la presenza delle brezze: fenomeni circolatori di origine termica che si sviluppano tipicamente in condizioni anticicloniche. Le brezze di valle sono venti ascendenti che spirano durante il giorno, prevalentemente nel pomeriggio, e con intensità maggiore dalla tarda primavera e in estate. Sono favorite dal forte riscaldamento della massa d'aria in prossimità del suolo, che diventa più leggera e sale verso l'alto. Nella Media-bassa Valtellina e nella Valle del Mera è dominante la brezza umida che spira dal Lago di Como verso i pendii, nota con il nome di Breva (*Pinna, 1961*). L'azione di questi venti è legata allo squilibrio barico innescato dal riscaldamento differenziato prodotto dalla radiazione solare, che è alla base dello sviluppo del cosiddetto ciclo diurno. In altre parole, ne risulta un gradiente di pressione (tra la superficie del lago e il pendio o tra fondovalle e pendio) che destabilizza l'atmosfera, seppure in assenza di attività frontale. In presenza di aria molto calda e umida possono innescarsi forti moti convettivi, che provocano cumulogenesi a partire dal mattino per poi sfociare nel classico temporale pomeridiano estivo. Passato il temporale il cielo torna sereno, e, nella notte e fino al mattino, si attiva una nuova corrente locale: la cosiddetta brezza di monte. Dopo il tramonto, infatti, i pendii si raffreddano molto rapidamente, così, l'aria raffreddata, densa e pesante, scivola verso il fondovalle (*Roth, 1979*). Allo stesso modo, in alta montagna, dagli apparati glaciali verso valle soffiano forti e freddi venti catabatici, innescati dalla differenza di pressione indotta dall'intenso raffreddamento per irradiazione sulla superficie dei ghiacciai oppure su vaste aree nevose. Brezza di monte e di ghiacciaio raggiungono la massima intensità nelle prime ore del mattino.

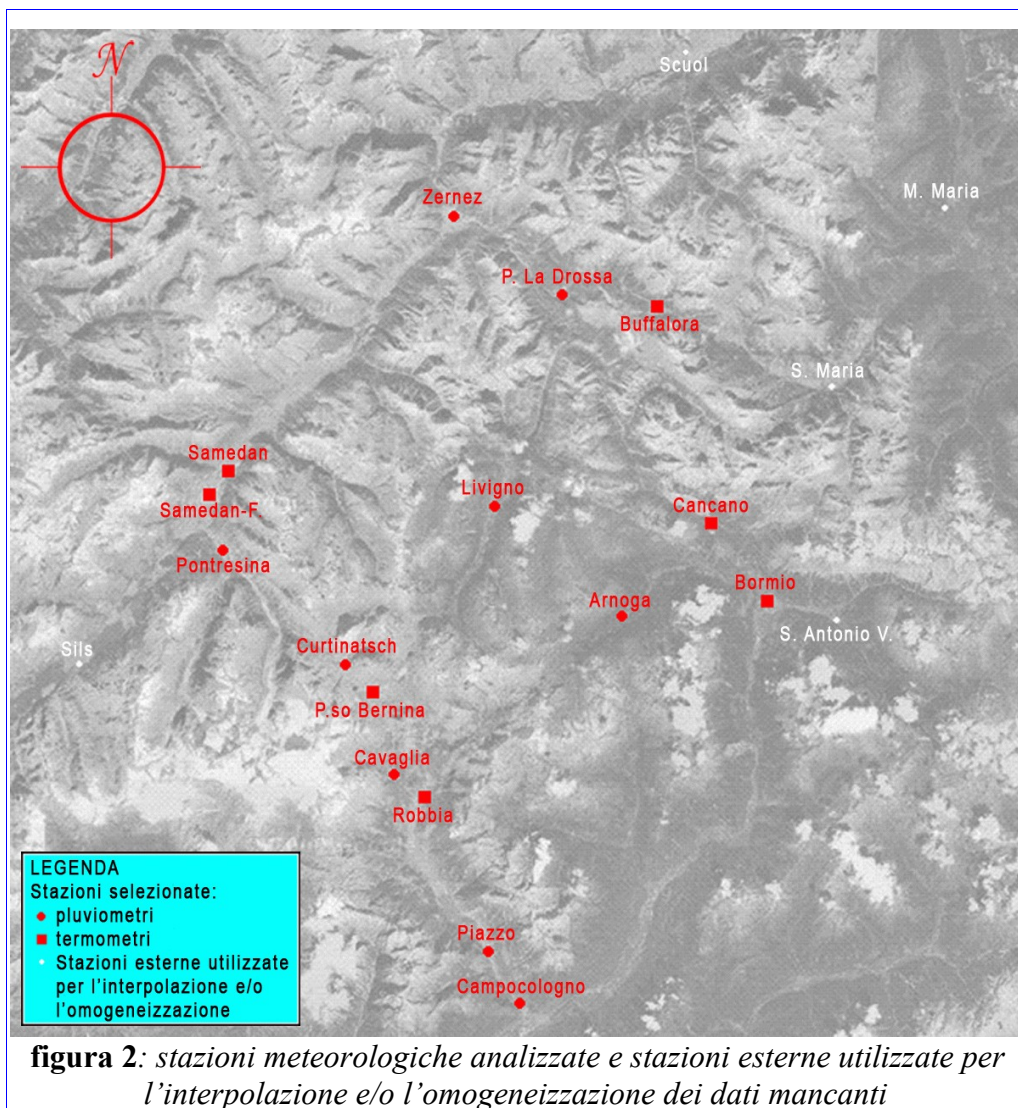
In base alle osservazioni nel periodo 1976-1994, la piovosità delle Alpi di Livigno è principalmente determinata dalle configurazioni di tipo 1 e 9 (*Colombo*), strettamente legate al flusso zonale atlantico (correnti Ovest-Est). Lo stesso vale per la Media Valtellina, che pure mostra un range pluviometrico molto simile (dagli 800 mm del Tiranese fino ai 1400 mm e oltre della testata del Bernina). Molto più piovose sono la Bassa Valtellina e la confluyente Valchiavenna, a causa della (relativa) limitata estensione orografica che le separa dalla pianura (in questo senso è minore l'effetto stau indotto dalla catena orobica), sia per la maggiore disponibilità di aria caldo-umida nei bassi strati durante il periodo primaverile ed estivo, carburante per lo sviluppo di fenomeni convettivi. Infine, un elevato gradiente spaziale di precipitazione si osserva lungo tutta la sinistra idrografica del fiume Adda, da Tresenda a Delebio, con un rapido aumento della piovosità dal fondovalle verso il crinale orobico, dove si concentrano le aree più piovose (Lago Trona 2011

mm/anno) (Ceriani et al, 2000, Nigrelli). Le osservazioni stagionali indicano, inoltre, una netta prevalenza del regime anticiclonico durante l'estate, mentre nei restanti mesi è altrettanto probabile un tipo di tempo atlantico. Diversamente, gli altri casi di circolazione sono molto meno frequenti (Colombo).

2 MATERIALI E METODI

2.1 Introduzione

In questa parte del lavoro vengono analizzati i dati termometrici e pluviometrici dall'inizio delle serie storiche fino all'ultimo anno disponibile di misurazioni di sedici stazioni meteorologiche di montagna (tra 500 e 2500 metri), ubicate fra l'Alta Valtellina, la Val Poschiavo, l'Engadina e la Val Müstair. I dati utilizzati sono stati forniti dall'Ufficio federale di meteorologia e climatologia MeteoSvizzera, dall'Ufficio Idrografico del Po, da AEM (Azienda Elettrica Municipale), Consorzio dell'Adda e ARPA Lombardia. Le stazioni selezionate si trovano principalmente lungo il perimetro della sottosezione di Livigno, mentre solo alcune sono ubicate al suo interno.



Relativamente alle temperature, sono disponibili i dati mensili di cinque stazioni, e quelli giornalieri di Cancano e Samedan-Flugplatz dal 1 gennaio. Per l'analisi pluviometrica si considerano sia i dati giornalieri, sia quelli mensili di dodici stazioni svizzere, nonché i dati giornalieri e/o quelli mensili delle rimanenti serie italiane. La metà delle stazioni pluviometriche sono attive a partire dagli anni Sessanta, cinque tra il 1972 e il 1989, tre a partire dal primo ventennio del Novecento. In particolare, per Brusio-Piazza si osservano le misurazioni dal 1 dicembre 1900, e dal 1 dicembre 1989 per Bernina-Curtinatsch. Della stazione di Pontresina si considerano i dati giornalieri dal 1972, poiché la serie mensile, incominciata nel 1910, è interrotta dal 1938.

Inoltre vengono utilizzati i dati delle stazioni di Sils Maria, Santa Maria in Val Müstair e Sant'Antonio Valfurva, esterne all'area di interesse, per la stima dei valori mancanti di altre stazioni (paragrafo 2.2), non rientrando, tra le serie analizzate. Allo stesso modo, le serie di Monte Maria e Scuol sono coinvolte unicamente nella determinazione delle cinque serie storiche italiane da sottoporre a omogeneizzazione (paragrafo 2.3).

nella tabella x sono elencate le serie termometriche (T) e pluviometriche (P) analizzate per le sedici stazioni (numerate) ubicate nelle Alpi di Livigno, nonché quelle esterne utilizzate per l'interpolazione e/o l'omogeneizzazione dei dati.

<i>stazione</i>	<i>serie analizzate</i>	<i>fonte dati</i>
1. Arnoga (1880 m)	P 1962-2005	AEM
2. Bernina-Curtinatsch (2090 m)	P 1990-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
3. Bormio (1225 m)	T 1924-2008 P 1926-2009	AEM fino al 12/1993, ARPA Lombardia dal 01/1994 (T) AEM fino al 12/1959, Uff. Idro del Po dal 01/1960 al 12/1993, ARPA Lombardia dal 01/1994 (P)
4. Brusio-Piazzo (830 m)	P 1901-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
5. Buffalora (1970 m)	T 1917-2009	P 1917-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
6. Campocologno (535 m)	P 1961-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
7. Cancano (1948 m)	T 1971-2008	P 1971-2009 Consorzio Adda e AEM (T) AEM fino al 12/2002, ARPA Lombardia dal 01/2003 (P)
8. Cavaglia (1706 m)	P 1961-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
9. Livigno-San Rocco (1816 m)	P 1963-2005	Ufficio Idrografico del Po fino al 12/1993, AEM dal 01/1994
10. Passo del Bernina (2307 m)	T 1972-2009	P 1961-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
11. Pontresina (1774 m)	P 1972-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
12. Poschiavo-Robbia (1078 m)	T 1960-2009	P 1960-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
13. Punt La Drossa (1710 m)	P 1774-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
14. Samedan (1709 m)	T 1980-2009	P 1980-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
15. Samedan-Flugplatz (1706 m)	T 1980-2009	P 1980-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
16. Zemez (1471 m)	P 1961-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
Sils Maria (1798 m)	T 1864-2009	P 1864-2009 Servizio Meteorologico Svizzero
Scuol (1304 m)	T 1901-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
S. Maria in Val Müstair (1390 m)	P 1900-2009	Servizio Meteorologico Svizzero
S. Antonio Valfurva (1367 m)	P 1987-2009	G. Cola
Monte Maria (1335 m)	P 1924-2009	Ufficio Idrografico di Bolzano

Tabella 1: serie meteo-climatiche analizzate

Le principali difficoltà derivano dall'effettiva reperibilità dei dati, nonché dalle incompletezze di alcune serie storiche e/o dalla eccessiva brevità delle stesse, in particolare per le serie italiane, per le quali vari enti che, nel corso degli anni, si sono avvicendati nel controllo delle stazioni. Per questo, delle 43 serie individuate, solamente sedici sono state selezionate per disponibilità, lunghezza, completezza delle serie storiche e affidabilità. Tuttavia, a fronte di una copertura più efficace lungo il fianco occidentale dell'area in esame (Val Poschiavo e Valle del Bernina), quello Sud-orientale, occupato dall'Alta Valtellina e dal Gruppo dei Piazzi, risulta privo di stazioni.

Per l'osservazione dei trend delle serie pluviometriche si è tenuto conto della posizione di ciascuna località secondo un sistema di riferimento cartesiano ad assi ortogonali N-S (asse di Livigno), e O-E (asse del Passo Bernina). Il quadrante Nord-orientale comprende le Valli Müstair e di Livigno, Valdidentro e Valdisotto; il quadrante Sud-occidentale, la Valposchiavo (compreso il Passo del Bernina); quello Nord-occidentale, la Valle del Bernina e l'Engadina.

2.2 Interpolazione dei dati mancanti

E' stato necessario un intervento d'interpolazione per la stima dei valori mancanti (mensili o giornalieri), al fine di ottenere delle serie storiche continue, indispensabili per l'analisi dei trend. Sia per le temperature che per le precipitazioni è stato impiegato il metodo della differenza media raccomandato dalla WMO (World Meteorological Organization - Organizzazione Meteorologica Mondiale; *Thom, 1966*), integrata al metodo CCWM (Coefficient of Correlation Weighting Method; *Teegavarapu & Chandramouli, 2005*). In base al primo, le serie di valori mensili (stesso mese, anni diversi) di un certo numero di stazioni vicine sono utilizzate per stimare il valore mancante di una nota stazione. Le differenze fra i valori mensili della stazione di riferimento e quelli delle stazioni vicine sono la media dei cinque anni precedenti e dei cinque successivi il dato mancante. Questa media viene quindi utilizzata come fattore di correzione per la stima di tale valore. Si ripete la stessa operazione per ogni stazione vicina, e la media di tutte le stime rappresenterebbe la stima definitiva del dato.

Il metodo CCWM (*Teegavarapu & Chandramouli, 2005*) rappresenta una revisione del tradizionale IDWM (Inverse Distance Weighting Method; *Teegavarapu & Chandramouli, 2005*), che consente di stimare i valori mancanti θ di una serie st , utilizzando i valori osservati in altre stazioni, in base al peso dell'inverso della distanza reciproca, secondo la (2.1):

$$\theta_{st} = \sum_{i=1}^n \frac{d_{st,i}^{-k} \cdot \theta_i}{d_{st,i}^{-k}} \quad (2.1)$$

dove n è il numero di stazioni vicine, θ_i il valore noto della serie i , $d_{st,i}$ la distanza fra la serie st da interpolare e quella i -esima vicina, k la distanza di attrito (*Vieux, 2001*), $d_{st,i}^{-k}$ il fattore di ponderazione. k Può variare da 1,0 a 6,0, ma solitamente si utilizza $k=2$.

Il metodo CCWM è stato applicato per raffinare il risultato ottenuto tramite il metodo della WMO in base alla media pesata dei dati delle stazioni vicine, dove il peso è il coefficiente di correlazione tra la serie st da interpolare e la i -esima stazione limitrofa. Così facendo non bisogna più calcolare il valore medio di tutte le differenze stimate, bensì relazionare ciascuna stima con il rispettivo coefficiente di correlazione, secondo la (2.2):

$$\theta_{st} = \sum_{i=1}^n \frac{R_{st,i} \cdot \theta_i}{R_{st,i}} \quad (2.2)$$

dove $R_{st,i}$ è il coefficiente di correlazione fra la serie st da interpolare e quella i -esima vicina.

L'applicazione del metodo CCWM alla tecnica WMO è indicato per la stima della piovosità, essendo la distanza una buona misura della correlazione esistente nelle osservazioni pluviometriche. Più efficace risulta, però, nell'interpolazione della temperatura, poiché il coefficiente di correlazione include non soltanto l'effetto della distanza, ma anche quello dovuto alla quota (che, come noto, influisce molto sul dato termometrico). In questo caso, essendo il valore giornaliero debolmente variabile a scala mensile, è stato considerato "mancante" ogni dato mensile per il quale almeno tre dei corrispondenti valori giornalieri risultano mancanti. Al fine di applicare la tecnica CCWM si è reso necessario individuare le matrici di correlazione, fra tutte le stazioni coinvolte, atte a qualificare il dato d'interesse nel periodo comune di rilevamenti considerato. Per esempio, il valore medio di marzo 1979 di Cancano dipende dal grado di correlazione con le serie di Buffalora, Passo del Bernina, Poschiavo-Robbia, Bormio e Sils Maria, dal 1971 al 2008. Diversamente, a partire dal 1980 le stime devono avvalersi della corrispondenza aggiuntiva con le serie di Samedan e Samedan-

Flugplatz, fra il 1980 e il 2008. Data la scarsità delle serie termometriche, la scelta del numero di stazioni coinvolte nella stima dei valori mancanti ricade fra tutte quelle disponibili. Nel caso delle serie pluviometriche, invece, in netta superiorità numerica, per limitare il numero di stazioni limitrofe sono state considerate solamente quelle entro un raggio d'azione di 10 km dalla serie storica da interpolare.

La medesima procedura della tecnica WMO, descritta per le medie mensili, è stata riadattata per l'interpolazione dei dati giornalieri di precipitazione, mediando le differenze dello stesso giorno dei cinque anni disponibili precedenti $| -n |$ e dei cinque successivi $| n |$ il dato mancante x . Sapendo che $| -n | + | n | = 10$, se $| -n | = | -(n - y) | < 5$, con y compreso fra 1 e 5, allora $| n | = n + y > 5$ e diverso da $| -n |$, tale che $| -n | + | n | = 10$. In questo modo, la stima è sempre calcolata su una media di dieci differenze fra la stazione con dato mancante e quella i -esima vicina. Per gli anni bisestili, la media delle differenze calcolate per il 29 febbraio è necessariamente il risultato di $| -n | + | n | < 10$ per le serie più brevi. Esulano dal calcolo della differenza media i dati incerti o mancanti e quelli eventualmente a loro volta interpolati.

Il procedimento è applicato direttamente sulla base dati giornaliera delle serie svizzere secondo i criteri descritti, salvo eccezioni. La stazione di Buffalora, infatti, dispone delle misurazioni giornaliere a partire dal 1959, mentre gli anni precedenti contano soltanto i bilanci mensili. In assenza di una serie pluviometrica adeguatamente lunga nel raggio di 10 km, la stima dei valori mancanti fra il 1917 e il 1958 è avvenuta su base dati mensile a partire dalle serie esterne di Sils Maria e Santa Maria in Val Müstair.

La disponibilità di dati mensili per le serie climatiche italiane di Arnoga e Livigno, Cancano fino al 1970 (precipitazioni), Bormio fino al 1993 (precipitazioni e temperature) non consente di valutare l'esistenza di eventuali lacune giornaliere. Al contrario, i dati giornalieri mancanti delle serie candidate, disponibili per gli anni recenti, sono stati individuati e stimati con i metodi d'interpolazione WMO e CCWM, applicati ai dati mensili di temperatura media e a quelli giornalieri di precipitazione nelle modalità descritte. In particolare, i valori pluviometrici mancanti della serie di Cancano (Consorzio dell'Adda 1971-2002, ARPA Lombardia 2003-2009) sono stimati dalla serie di S. Antonio Valfurva dal 1987. In mancanza del dato mensile, invece, e per gli anni antecedenti il 1987, sono interpolati direttamente i bilanci mensili dalle serie di S. Antonio Valfurva (1987-2009), Bormio (1971-2009) e Arnoga (1971-2005). Solo a questo punto, le serie italiane sono pronte per essere sottoposte al test di omogeneizzazione.

2.3 Omogeneizzazione delle serie climatiche italiane

successivamente è stata verificata l'omogeneità delle serie climatiche nel tempo. Un tipo di non-omogeneità è rappresentato da improvvisi scostamenti dalla media rispetto alle località circostanti. Tali mutamenti sono spesso legati alla dislocazione della stazione, ma possono anche essere causati da sostituzioni strumentali, diversa esposizione, cambiamenti ambientali e delle pratiche di osservazione, e non vanno, perciò, interpretati come indici di un reale cambiamento climatico. La crescente urbanizzazione influenza soprattutto i dati di temperatura (*Heino, 1994*), mentre ostacoli naturali o antropici (alberi, edifici...) provocano una riduzione dell'efficienza dei pluviometri nella stima delle precipitazioni.

Per determinare le eventuali non-omogeneità entro una serie di dati si ricorre, solitamente, ai test parametrici. Nel presente lavoro è stato applicato lo Standard Normal Homogeneity Test (SNHT), sviluppato da *Alexandersson (1984, 1986)* per i dati annui di precipitazione, e riadattato per il trattamento dei dati di temperatura da *Karl et al (1988)* e da *Portman (1993)*, nonché da *Alexandersson e Moberg (1997)*. Nel nostro caso, i dati termometrici e quelli pluviometrici sono corretti su base mensile, previa interpolazione dei valori mancanti (paragrafo 2.2). Tale procedura è utilizzata per l'omogeneizzazione delle serie pluviometriche italiane di Livigno e Cancano, e della serie termometrica di Bormio, essendo quelle che mostrano maggiore criticità, poiché derivate dalla

giustapposizione di serie diverse. Indicata con Y la serie candidata, sia Y_i il valore di precipitazione o temperatura riferito al mese i -esimo. Siano, inoltre, \bar{X}_j il valore medio calcolato su k valori mensili totali per una qualunque serie j limitrofa di riferimento, X_{ji} un valore specifico mensile di quel sito, R_j il coefficiente di correlazione tra la serie candidata e quella \bar{X}_j di riferimento. Per determinare la serie S_i da utilizzare nell'applicazione del test SNHT valgono le seguenti relazioni:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^k R_j^2 \cdot (X_{ji} + \bar{Y} - \bar{X}_j)}{\sum_{j=1}^k R_j^2} \quad \text{per le temperature} \quad (2.3)$$

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^k R_j^2 \cdot (X_{ji} \cdot \bar{Y} / \bar{X}_j)}{\sum_{j=1}^k R_j^2} \quad \text{per le precipitazioni} \quad (2.4)$$

con \bar{Y} e \bar{X}_j calcolati per un periodo di tempo comune.

Dalle espressioni precedenti, rispettivamente, si determinano la serie Q_i delle differenze (2.5) e quella dei rapporti (2.6):

$$Q_i = Y_i - S_i \quad (2.5)$$

$$Q_i = Y_i / S_i \quad (2.6)$$

Lo SNHT è un test parametrico in grado di rilevare shift e trend lineari, tramite il confronto della serie in esame Y_i con una serie di riferimento S_i ricavata nelle modalità appena illustrate. Il primo passo consiste nella creazione di una serie Z_i , ottenuta standardizzando (tramite la deviazione standard del campione Q_i) la serie delle differenze (per le temperature) e quella dei rapporti (per le precipitazioni):

$$Z_i = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_Q} \quad (2.7)$$

Se vogliamo individuare i singoli shift della serie in esame, bisogna considerare l'ipotesi nulla H_0 e quella alternativa H_1 , nella forma:

$$H_0: Z_i \in N(0,1) \quad \text{con } i \in \{1, 2, \dots, n\}$$

$$H_1: Z_i \in N(\eta_1, 1) \quad \text{con } i \in \{1, 2, \dots, a\}$$

$$H_1: Z_i \in N(\eta_2, 1) \quad \text{con } i \in \{a+1, \dots, n\}$$

dove N indica la distribuzione normale.

L'ipotesi nulla afferma che la serie è omogenea, quella alternativa che si verifica un cambiamento improvviso nel mese a dell'anno X . La statistica è calcolata a partire dal rapporto tra la probabilità che H_1 sia corretta e la probabilità che H_0 sia corretta, da cui si ottiene:

$$T_{max} = \max_{1 \leq a \leq n-1} T_a = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{a \bar{z}_1^2 + (n-a) \bar{z}_2^2\} \quad (2.8)$$

dove \bar{z}_1 e \bar{z}_2 indicano, rispettivamente, la media aritmetica della serie Z_i fino al mese a e dopo il mese a su k mesi totali, dal primo all'ultimo anno di rilevamenti. Se il valore massimo di T_a supera il valore soglia, determinato dal numero di dati a disposizione e dal livello di confidenza scelto, l'ipotesi nulla è respinta, e a rappresenta il mese dell'anno X in cui è avvenuto lo shift. Nel presente lavoro, si utilizzano i valori soglia corrispondenti al 95% di confidenza. Se si individua uno shift significativo al 5%, è necessario dividere la serie Y_i in due periodi, prima (y_1) e dopo (y_2), quindi correggere il periodo precedente lo shift determinando l'opportuno coefficiente di correzione ($q_2 - q_1$ per le temperature, q_2/q_1 per le precipitazioni). In questo modo otteniamo:

$$y_1' = y_1 + \bar{q}_2 - \bar{q}_1 \quad \text{per le temperature} \quad (2.9)$$

$$y_1' = y_1 \cdot \bar{q}_2 / \bar{q}_1 \quad \text{per le precipitazioni} \quad (2.10)$$

dove q_1 e q_2 rappresentano la media della differenza prima e dopo lo shift, ovvero:

$$\bar{q}_1 = \sigma_Q \bar{z}_1 + \bar{Q} \quad (2.11)$$

$$\bar{q}_2 = \sigma_Q \bar{z}_2 + \bar{Q} \quad (2.12)$$

Allora, la nuova serie Y_i' sarà rappresentata dalla serie y_1' fino al punto di shift, e dalla serie y_2 per tutto il periodo successivo.

Allo scopo di verificare la presenza di altri shift significativi, bisogna ripetere il test sulla nuova serie Y_i' . In caso affermativo, la procedura è la stessa e porterà alla determinazione di una nuova serie Y_i'' . E così via, finché non sarà verificato un valore massimo di T_a minore della soglia per il corrispondente livello di fiducia, oppure il periodo valutato non avrà una lunghezza inferiore a dieci anni. Solo allora avremo ottenuto una serie omogeneizzata, in cui tutti i dati si riferiscono all'attuale situazione di misura.

2.4 Metodi di analisi

2.4.1 Regressione lineare

Si effettua una regressione lineare delle variabili esaminate affinché la pendenza della retta evidenzi l'eventuale tendenza per ciascuna serie di dati. La significatività della regressione è valutata tramite l'indice $G(F)$ di significatività P -value (Rosso & Bocchiola, 2006). Valori di $G(F)$ inferiori al 10% (0,1) verificano una tendenza significativa, in particolare se $G(F) < 5\%$.

La regressione lineare analizza la dipendenza di una variabile dipendente y dalla variabile indipendente x . La relazione fra x e y è riassunta dall'equazione di una retta, chiamata retta di regressione:

$$y = q + mx \quad (2.13)$$

dove q è l'intercetta, m il coefficiente di regressione (o pendenza) della retta.

La retta di regressione di una popolazione di dati è un modello: i parametri q e m sono stimati utilizzando un campione casuale di osservazioni x_i, y_i .

Di seguito si riporta la procedura per la determinazione dell'indice di significatività (P -value), definito come il più piccolo livello di significatività α che porterebbe al rifiuto dell'ipotesi nulla H_0 .

Si calcolano la somma dei quadrati S_{yy} , la somma dei quadrati degli errori (o dei residui) SS_E , la somma dei quadrati dovuti alla regressione SS_R , il numero degli elementi n della distribuzione, il numero $p=2$ di coefficienti della regressione (pendenza e intercetta), ovvero:

$$S_{yy} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (2.14)$$

dove y_i è l'elemento i -esimo della distribuzione Y , \bar{y} la media aritmetica della distribuzione;

$$SS_E = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (2.15)$$

con $y' = \beta \cdot x_i + \alpha$;

$$SS_R = S_{yy} - SS_E \quad (2.16)$$

Calcolo la significatività come il rapporto delle medie delle due rispettive somme dei quadrati, ovvero:

$$F = \frac{\overline{SS}_R}{\overline{SS}_E} = \frac{\frac{SS_R}{p-1}}{\frac{SS_E}{n-p}} \approx F_{p-1, n-p} \quad (2.17)$$

dove $\overline{SS}_R = SS_R / (p-1)$ e $\overline{SS}_E = SS_E / (n-p)$ sono, rispettivamente, la media quadratica della regressione e la media quadratica degli errori.

A questo punto sono in grado di determinare la significatività di F o P -value tramite apposite tabelle della distribuzione F cumulata, oppure, risolvendo l'equazione:

$$G(F) = \int \frac{\Gamma \frac{m+n}{2} m^{\frac{m}{2}} n^{\frac{n}{2}} x^{\frac{m-2}{2}} (n+mx)^{\frac{-m-n}{2}}}{\Gamma \frac{m}{2} \Gamma \frac{n}{2}} dx \quad (2.18)$$

L'ipotesi nulla H_0 è rifiutata se $F > F(p-1, n-p, \alpha)$, che è il valore di F avente $p-1$ gradi di libertà al numeratore e $n-p$ gradi di libertà al denominatore, e probabilità di eccedenza α .

2.4.2 Media a finestra mobile, media su lungo periodo e intervallo di confidenza

Per ciascuna serie campionaria si calcola la media a finestra mobile quinquennale, e la si confronta con la media riferita all'intero periodo di rilevamenti. L'ampiezza delle oscillazioni rispetto alla media è confrontata con l'intervallo di confidenza, avente una significatività del 5% per le temperature, dell'1%, del 5% e del 10% per le precipitazioni.

Data una serie storica $\{y_t\}=1,2,\dots,T$ contenente i valori osservati di una variabile Y dal tempo 1 al tempo T , siano: m_1 il numero dei periodi precedenti a t , m_2 il numero dei periodi successivi a t , θ_i il peso da attribuire all' i -esimo valore osservato. Si definisce media mobile al tempo t il valore:

$$mm_t = \sum_{i=-m_1}^{m_2} \theta_i \cdot Y_{t+i} \quad (2.19)$$

dove $K = m_1 + m_2 + 1$ è il periodo o l'ordine della media mobile, ed equivale al numero degli addendi.

Nello specifico si applica una media mobile centrata, ovvero tale che $m_1 = m_2$.

L'intervallo di confidenza è un test statistico, e permette di verificare le eventuali variazioni di una distribuzione (in questo caso, è analizzata la media). Tali intervalli sono determinati nell'ipotesi di una serie stazionaria: pertanto, le oscillazioni osservate rientrerebbero nella normale variabilità del campione, giacendo nei limiti fiduciarci. Le eventuali fluttuazioni al di fuori di ciascun intervallo indicano una non stazionarietà della serie rispetto a quell'intervallo (non dipendono, cioè, dalla variabilità casuale dei dati). Per esempio, se $\alpha = 5\%$, c'è una probabilità del 95% che la media mobile sia compresa tra l'estremo superiore e quello inferiore (serie stazionaria). Viceversa, se in più del 5% dei casi la media mobile supera questo intervallo, è verificata l'esistenza di fluttuazioni monotone (un trend) o periodiche (Cislaghi et al, 2005). Ciascun intervallo di confidenza è così definito (Kottegoda & Rosso, 1997):

$$\frac{\mu - z\sigma}{\sqrt{n}} \leq MM \leq \frac{\mu + z\sigma}{\sqrt{n}} \quad (2.20)$$

dove μ e σ sono, rispettivamente, la media e la deviazione standard della variabile considerata sull'intera serie, n la dimensione in anni della finestra mobile, MM la media della finestra mobile, z il coefficiente fiduciario (o valore critico) corrispondente ad un precisato livello di fiducia.

Nel caso specifico, la formula precedente diventa:

$$\frac{\mu - 1,96\sigma}{\sqrt{5}} \leq MM \leq \frac{\mu + 1,96\sigma}{\sqrt{5}}$$

dove $z = 1,96$ corrisponde ad un livello fiduciario del 95% (o $\alpha = 5\%$ di significatività).

Per le precipitazioni:

$$\frac{\mu - 2,58\sigma}{\sqrt{5}} \leq MM \leq \frac{\mu + 2,58\sigma}{\sqrt{5}} \quad \text{se } \alpha = 1\%$$

$$\frac{\mu - 1,96\sigma}{\sqrt{5}} \leq MM \leq \frac{\mu + 1,96\sigma}{\sqrt{5}} \quad \text{se } \alpha = 5\%$$

$$\frac{\mu - 1,645\sigma}{\sqrt{5}} \leq MM \leq \frac{\mu + 1,645\sigma}{\sqrt{5}} \quad \text{se } \alpha = 10\%$$

2.4.3 Test di Mann-Kendall

Il test di Mann-Kendall (*Mann, 1945; Kendall, 1975*) è un test non parametrico, in quanto non pone condizioni sulla distribuzione della popolazione da cui è estratto il campione, e, come tale, può solo evidenziare eventuali variazioni della distribuzione di una variabile analizzata. In questo lavoro è applicato sia nella sua forma tradizionale che in quella progressiva (*Sneyers, 1990; Cislighi et al, 2004; Jiang et al, 2007; Rosso & Bocchiola, 2006;*). E' utilizzato insieme al test della media mobile (paragrafo 2.4.2), ed è ben sviluppato per trend monotoni, ma non per oscillazioni nelle serie.

Si considera un campione A di variabili di lunghezza Y espressa in anni per il quale si vuole cercare una tendenza. Essendo $p(y)$ il numero di elementi del campione, tale che se $j < y$ nella serie 'avanti', allora $p(y)=1$, altrimenti $p(y)=0$, è definita la variabile t :

$$t = \sum p(y) \quad (2.21)$$

Media e deviazione standard sono date rispettivamente da:

$$\mu(t) = Y \frac{Y-1}{4} \quad (2.22)$$

$$\sigma(t) = \sqrt{\frac{Y \cdot (Y-1) \cdot (2Y+5)}{72}} \quad (2.23)$$

Il test di Mann-Kendall verifica l'ipotesi di stazionarietà di una serie se la variabile:

$$u(t) = \frac{t - \mu(t)}{\sigma(t)} \quad (2.24)$$

è contenuta all'interno dell'intervallo di confidenza, dato un livello di significatività α .

Nella forma progressiva del test di Mann-Kendall, le variabili t e $u(t)$ sono calcolate per ciascun elemento del campione, $t_j = \sum_{i=1}^j p_i$ e $u(t_j)$ con $j=1,2,\dots,m$, così da ottenere m valori di queste variabili, da confrontare con l'intervallo di confidenza $100(1-\alpha)$. Si noti che l'ultimo valore della versione progressiva è identico a quello che si ottiene mediante la forma tradizionale. La stessa procedura è applicata alla serie 'indietro', con $j > y$.

Se non è verificata alcuna tendenza, i grafici dei test 'avanti' e 'indietro' mostrano frequenti sovrapposizioni. In caso contrario, l'intersezione è unica e permette di localizzare approssimativamente l'inizio del trend per quella serie.

2.4.4 Anomalie standardizzate

Al fine di evidenziare delle eventuali linee di tendenza, i dati termometrici e pluviometrici stagionali e annuali sono stati standardizzati come anomalie SAI (Standardized Anomaly Index). Questa procedura consente di confrontare i medesimi parametri meteorologici campionati in stazioni diverse. L'indice standardizzato, calcolato per ogni anno di ciascuna serie, tiene conto del valore di pioggia o temperatura relativo all'annualità, della media aritmetica su n anni della distribuzione, e della deviazione standard s del periodo considerato:

$$I = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (2.25)$$

Standardizzando i valori è stato possibile valutare le anomalie termiche e pluviometriche rispetto alla media 1981-2005, ovvero per gli anni di osservazione comuni a quindici stazioni. Per valori dell'indice I compreso fra -1 e 1 si è assunto, per convenzione statistica, di rientrare nella cosiddetta normalità climatica (*Aceti et al, 2006, Dei Cas, 2008*).

3 RISULTATI

3.1 Omogeneizzazione

Si espongono i risultati ottenuti dall'omogeneizzazione delle serie italiane.

Sono ponderate la serie termometrica mensile di Bormio, e quelle pluviometriche mensili di Bormio, Cancano, Arnoga e Livigno (per l'utilizzo delle formule si rimanda al paragrafo 2.3).

Nella seguente tabella si riportano le costanti utilizzate nella determinazione delle rispettive serie ponderate S_i : temperatura media \bar{Y} delle serie di Bormio, temperatura media \bar{X}_j per gli anni comuni delle stazioni j coinvolte nella ponderazione, e rispettivi coefficienti di correlazione R_j tra la j -esima stazione con ciascuna serie Y .

\bar{Y}	Bormio			7,7159
\bar{X}_j	Sils M. 1,7597	Buffalora 0,3389	Scuol 5,1165	
R_j	Bor-Sil 0,9737	Bor-Buf 0,9755	Bor-Scu 0,9762	

Tabella 1. Costanti utilizzate nella determinazione delle serie termometriche ponderate S_i .

Analogamente, per le precipitazioni, sono considerate le altezze medie cumulate per gli anni comuni. In questo caso, la ponderazione di ciascuna serie Y richiede il coinvolgimento di cinque stazioni invece di tre.

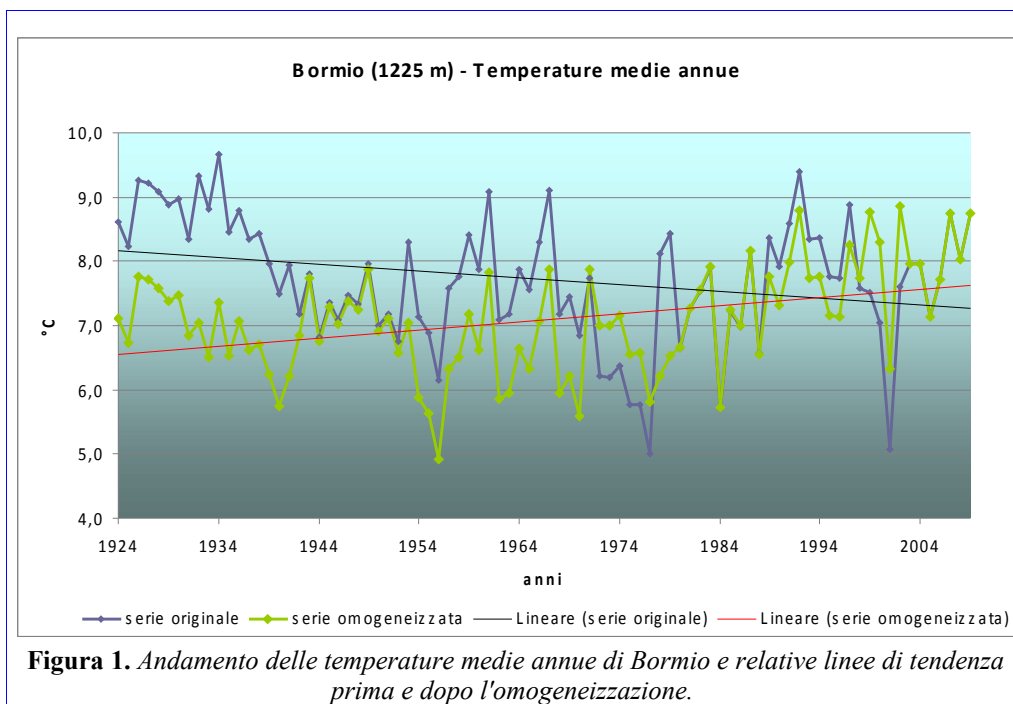
\bar{Y}	Bormio					63,0436	\bar{Y}	Cancano					68,6278
\bar{X}_j	Sils M. 81,7979	Buffalora 76,2197	Piazzo 79,2782	S. Maria 65,0900	M. Maria 56,4305		\bar{X}_j	Bormio 64,5617	Buffalora 72,6263	Piazzo 80,7653	S. Maria 66,8958	Robbia 89,9583	
R_j	Bor-Sil 0,8687	Bor-Buf 0,7988	Bor-Pia 0,8845	Bor-SMa 0,8785	Bor-MMa 0,8800		R_j	Can-Bor 0,9332	Can-Buf 0,8579	Can-Pia 0,9194	Can-SMa 0,8858	Can-Rob 0,9186	
\bar{Y}	Arnoga					93,4735	\bar{Y}	Livigno-San Rocco					61,7393
\bar{X}_j	Bormio 64,1020	Buffalora 73,6084	Cancano 68,0691	S. Maria 66,6475	Cavaglia 119,3831		\bar{X}_j	Bormio 64,4187	Buffalora 73,7023	Arnoga 93,9496	Cancano 68,2262	Bernina 149,0283	
R_j	Arn-Bor 0,8830	Arn-Buf 0,8297	Arn-Can 0,9158	Arn-SMa 0,8505	Arn-Cav 0,9176		R_j	Liv-Bor 0,8873	Liv-Buf 0,8799	Liv-Arn 0,9093	Liv-Can 0,8879	Liv-PDB 0,8159	

Tabella 1. Costanti utilizzate nella determinazione delle serie pluviometriche ponderate S_i .

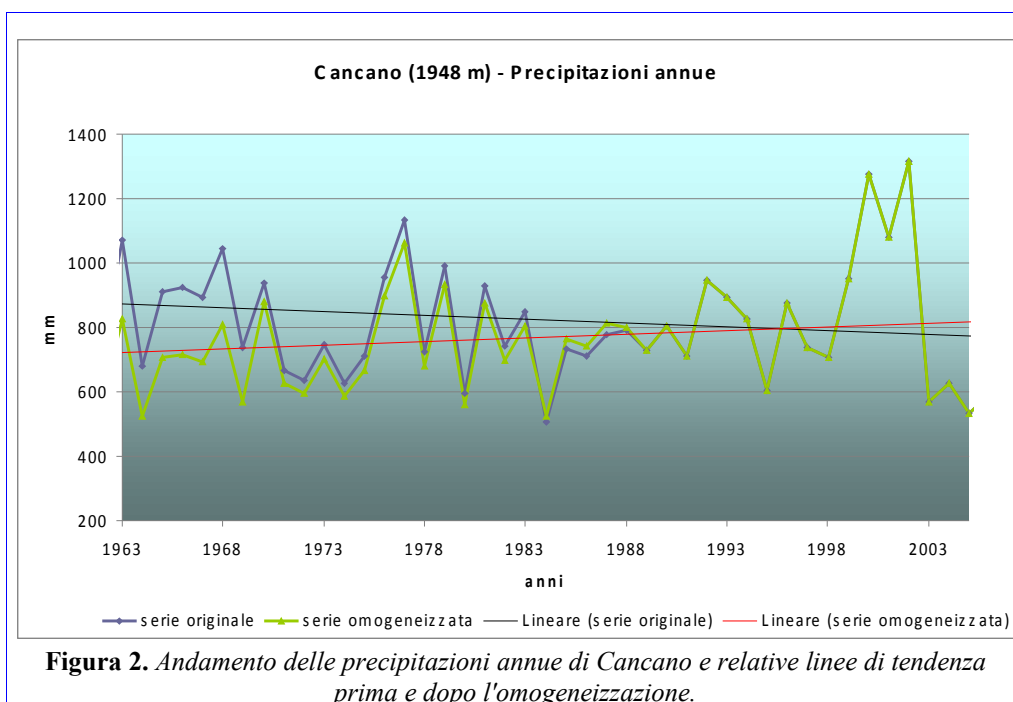
Le serie ponderate sono utilizzate nella determinazione della serie delle differenze per le temperature, e di quella dei rapporti per le precipitazioni (paragrafo 2.3, formule 2.5 e 2.6), impiegate nell'omogeneizzazione (SNHT).

I grafici seguenti mostrano l'andamento della temperatura media annua di Bormio e le precipitazioni annuali di Cancano e Livigno-San Rocco prima e dopo l'omogeneizzazione.

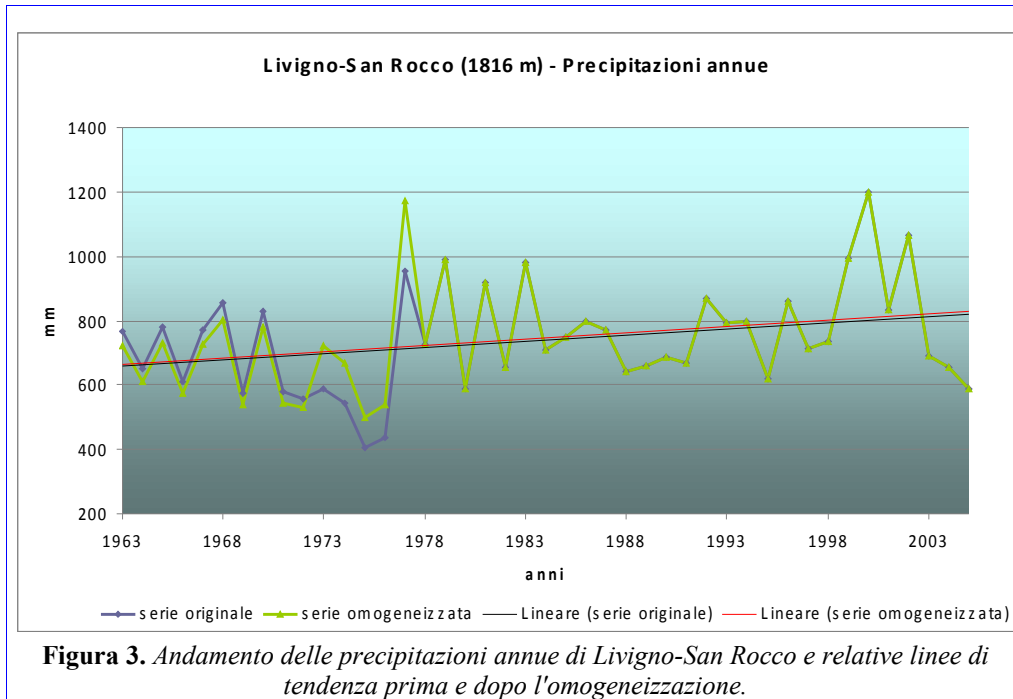
Le differenze sono molto evidenti per la stazione di Bormio, con la serie nuova ad indicare un evidente trend di riscaldamento, la cui significatività è valutata pari al 5%. Nell'ultimo decennio spicca unicamente il picco di freddo del 2001. La serie originale di dati, invece, mostra un quadro poco uniforme con l'evoluzione osservata nelle altre stazioni delle Alpi di Livigno, che risulterebbe, realisticamente, poco verosimile. Analisi e valutazioni sono così possibili soltanto in base a serie omogeneizzate in maniera accurata e corretta.



Anche la stazione di Cancano rivela importanti cambiamenti riguardo la pluviometria, con una sottostima media dell'11% rispetto alla serie originaria fino al 1988 (a seguire gli andamenti sono sovrapposti).



Nella stazione di Livigno-San Rocco, invece, le differenze tra i due andamenti sono molto modesti, e i trend prima e dopo l'omogeneizzazione risultano paralleli.



3.1 Temperature

Si analizzano i bilanci stagionali e quelli annuali su basi di dati giornalieri o mensili di sette stazioni. Le temperature medie stagionali dell'anno X sono elaborate mediando tre dati mensili. E' bene ricordare che la ripartizione stagionale in meteorologia è diversa da quella astronomica. Pertanto, ciascuna stagione contempla un intervallo trimestrale compreso fra il primo giorno del mese del solstizio o dell'equinozio e l'ultimo giorno del terzo mese successivo. L'inverno meteorologico conta i giorni dal 1 dicembre al 28 o 29 febbraio dell'anno seguente. Pertanto, si considera l'inverno dell'anno X costituito dai mesi di gennaio e febbraio, oltre che dal mese di dicembre dell'anno $X-1$. A questo proposito, per il primo anno di rilevamenti delle serie che comincino nel mese di gennaio non è disponibile il dato medio invernale. Le altre stagioni sono formate dai mesi di marzo, aprile, maggio (primavera), giugno, luglio, agosto (estate), settembre, ottobre, novembre (autunno) dell'anno X .

Per i dati termometrici si confrontano: 1) rette di regressione; 2) media mobile; 3) test di Mann-Kendall; 4) anomalie standardizzate. Si indaga ciascuna serie dal primo anno di registrazioni e negli intervalli 1981-2009 e 1990-2009 (fino al 2008 per Cancano).

3.1.1 Risultati

Le regressioni delle serie termometriche, con riferimento ad una soglia di significatività statistica dei P -value $\alpha = 10\%$, evidenziano un incremento dei valori medi in tutte le stazioni dall'inizio dei rilevamenti. In particolare, si valuta una significatività del 95% sulla tendenza delle temperature primaverili, estive ed annuali di tutte le serie analizzate. Negli ultimi 30 anni sono in aumento i trend non significativi nel semestre settembre-febbraio, corrispondenti, in qualche caso, a una lieve diminuzione delle temperature autunnali. La stazione del Passo Bernina registra un solo incremento poco significativo ($0,05 \leq P\text{-value} \leq 0,10$) della media primaverile, e nessuna importante tendenza nelle rimanenti stagioni, con un lieve calo termico in autunno.

Temperature medie									
stazione	lat	long	quota	regione geografica (amministrativa)	ente	serie intere analizzate	% dati giornalieri disponibili	% dati mensili disponibili	
Buffalora	46°39'	10°16'	1970 m	Val Müstair (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1917-2009	-	99,73%	
Passo del Bernina	46°25'	10°01'	2307 m	Passo del Bernina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1972-2009	-	100,00%	
Poschiavo-Robbia	46°21'	10°04'	1078 m	Val Poschiavo (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1960-2009	-	100,00%	
Samedan	46°32'	9°53'	1709 m	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1980-2009	-	100,00%	
Samedan-Flugplatz	46°31'	9°52'	1706 m	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1980-2009	98,91%	-	
Bormio	46°28**	10°22**	1225 m	Alta Valtellina (SO)	AEM / ARPA Lombardia	1924-2009	94,68%	99,05%	
Cancano	-	-	1948 m	Valdidentro (SO)	Consorzio Adda / AEM	1971-2008	98,85%	-	
Scuol	46°48'	10°17'	1304 m	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	-	-	100,00%	
Sils Maria	46°26'	9°46'	1798 m	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	-	-	100,00%	

Tabella 2. Stazioni utilizzate nell'analisi e per l'interpolazione e/o l'omogeneizzazione delle serie termometriche. L'asterisco evidenzia le coordinate della stazione attualmente attiva.

Dal 1990 ad oggi prevalgono degli aumenti stagionali di temperatura, perlopiù non significativi, mentre la regressione su scala annuale risulta superiore alla soglia di confidenza del 5% in quattro stazioni. In controtendenza la serie del Passo Bernina, dalla quale si evince una generale flessione annua poco significativa (<10%), a fronte della non-significatività dei trend stagionali. Tra l'Alta Valtellina e la Val Müstair, le serie di Bormio e Buffalora evidenziano una lieve tendenza al raffreddamento invernale nell'ultimo ventennio, nell'intervallo di fiducia del 90%.

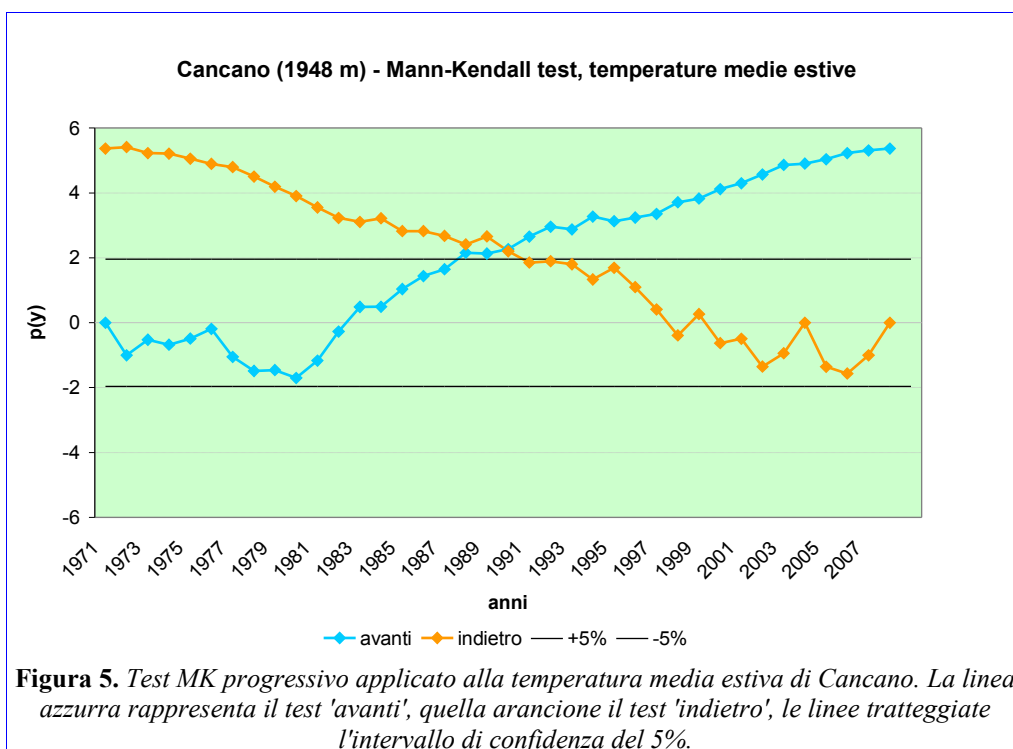
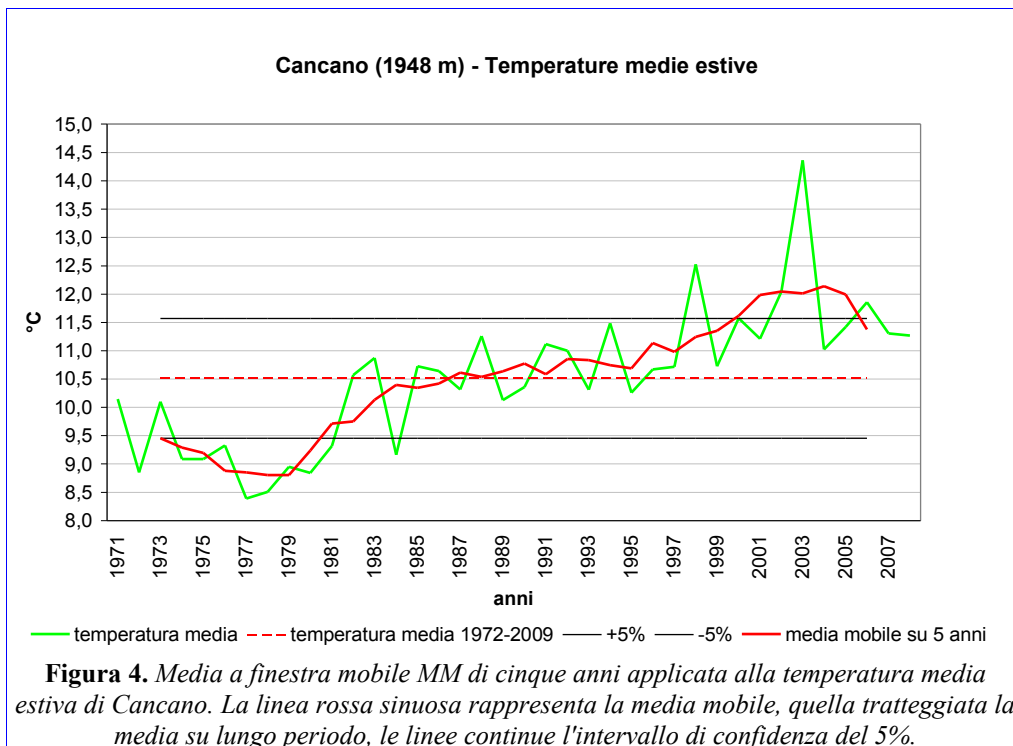
A pagina 28 si riportano i grafici più significativi ottenuti dal test di Mann-Kendall progressivo 'avanti' e 'indietro', e quelli della media mobile per i valori di temperatura.

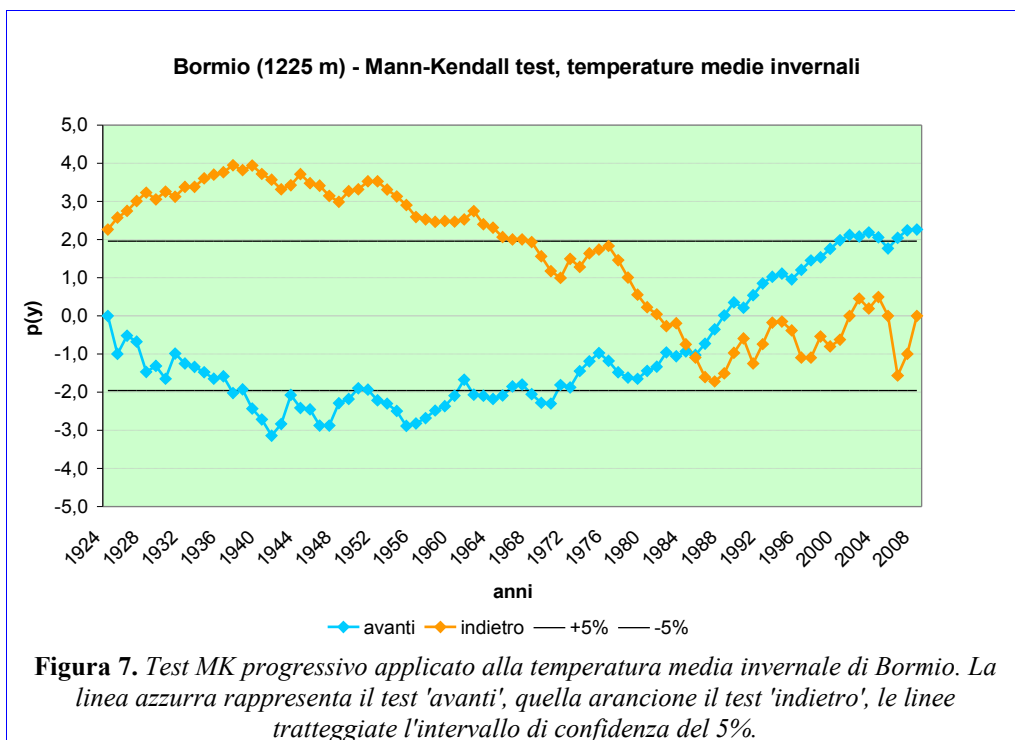
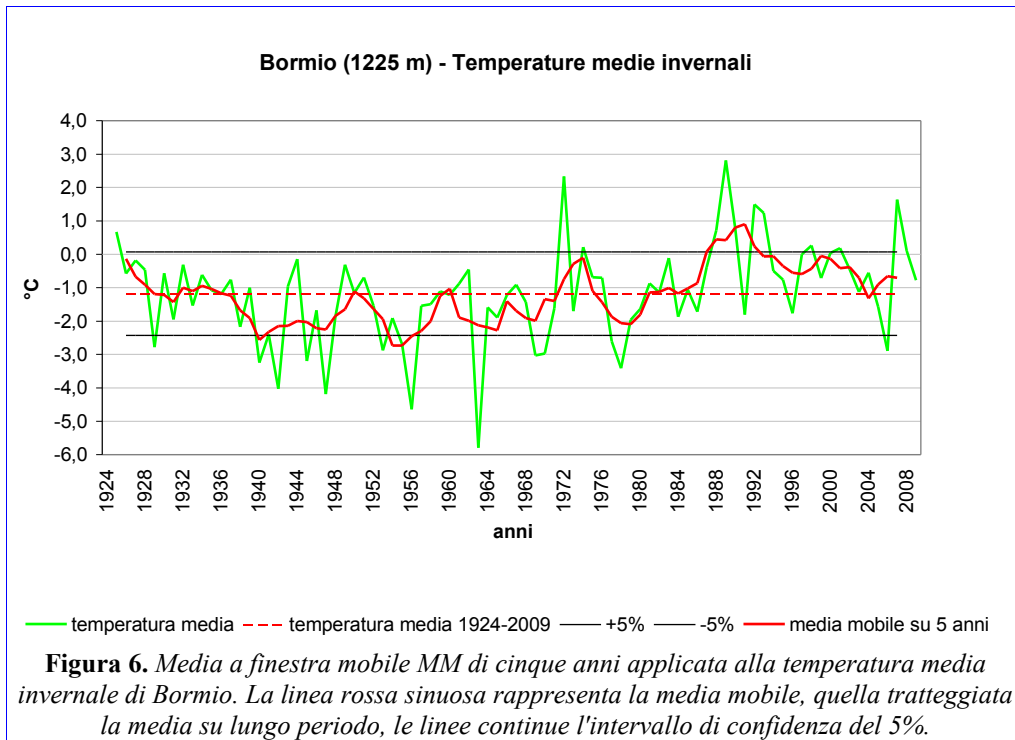
La serie di Cancano (figura 9) evidenzia un costante aumento dei valori estivi a partire dal 1979, con l'ultimo ventennio caratterizzato da un andamento medio quinquennale superiore al valore di riferimento per l'intervallo 1971-2008. Il test MK in 'avanti', che analizza la serie dal valore più antico a quello più recente, presenta una crescita costante dal 1980. I valori della variabile di Kendall escono dalla banda di confidenza superiore dal 1988, indicando un trend di riscaldamento significativo. La linea del test 'indietro', che analizza la serie dal valore più recente a quello più antico, incrocia la linea 'avanti', una sola volta, nel 1990, localizzando l'inizio del trend (figura 10).

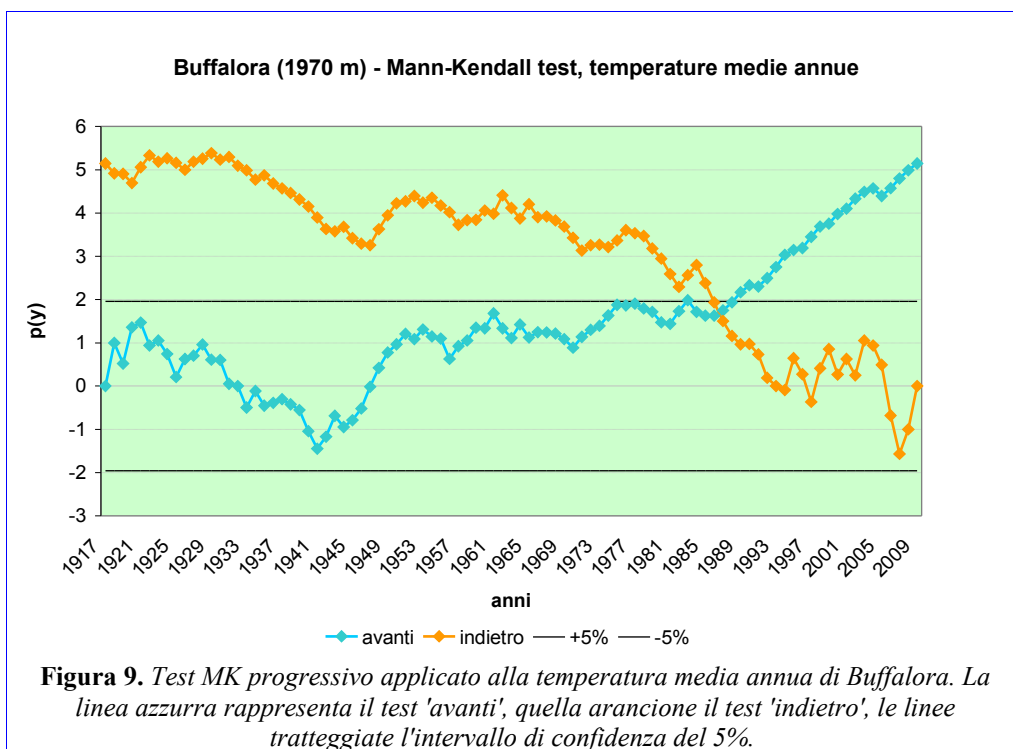
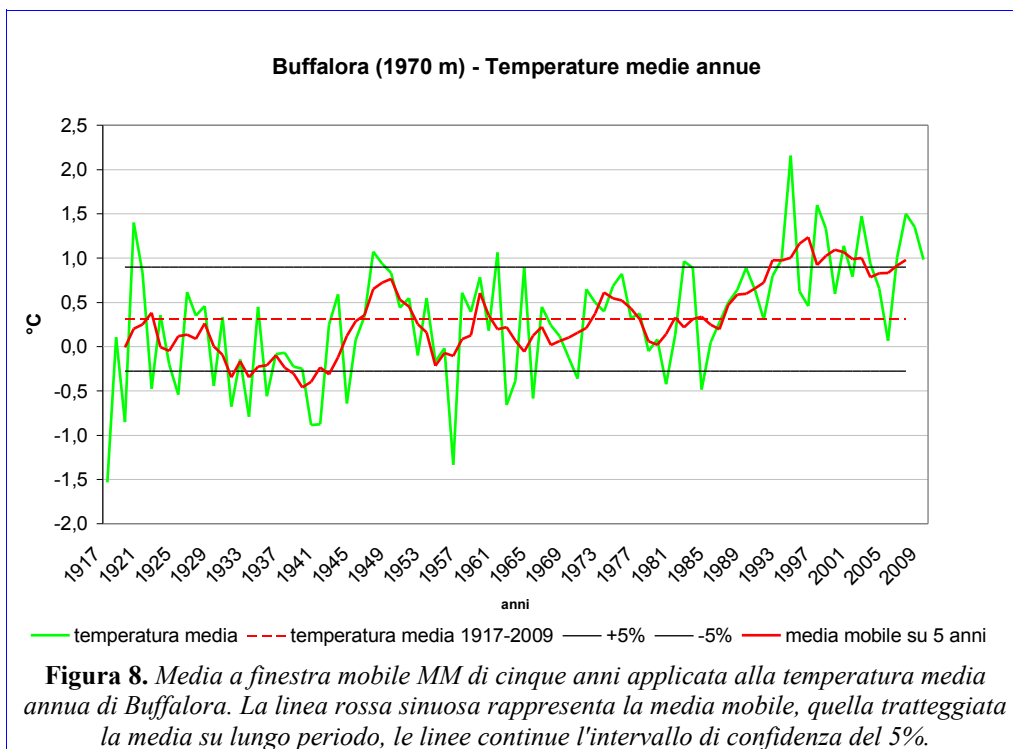
La stazione di Bormio mostra una tendenza a inverni nettamente più caldi dal 1984, con apice tra il 1987 e il 1993, caratterizzato da un'oscillazione della media mobile oltre la soglia superiore dell'intervallo di confidenza del 5%. Questo trend è temporaneamente interrotto dal picco di freddo del 2006 (figura 11). Anche stavolta, il test di Mann-Kendall sembra mostrare un andamento concorde con il test della media mobile, verificando l'intersezione dei progressivi 'avanti' e 'indietro' nel 1984 (figura 12).

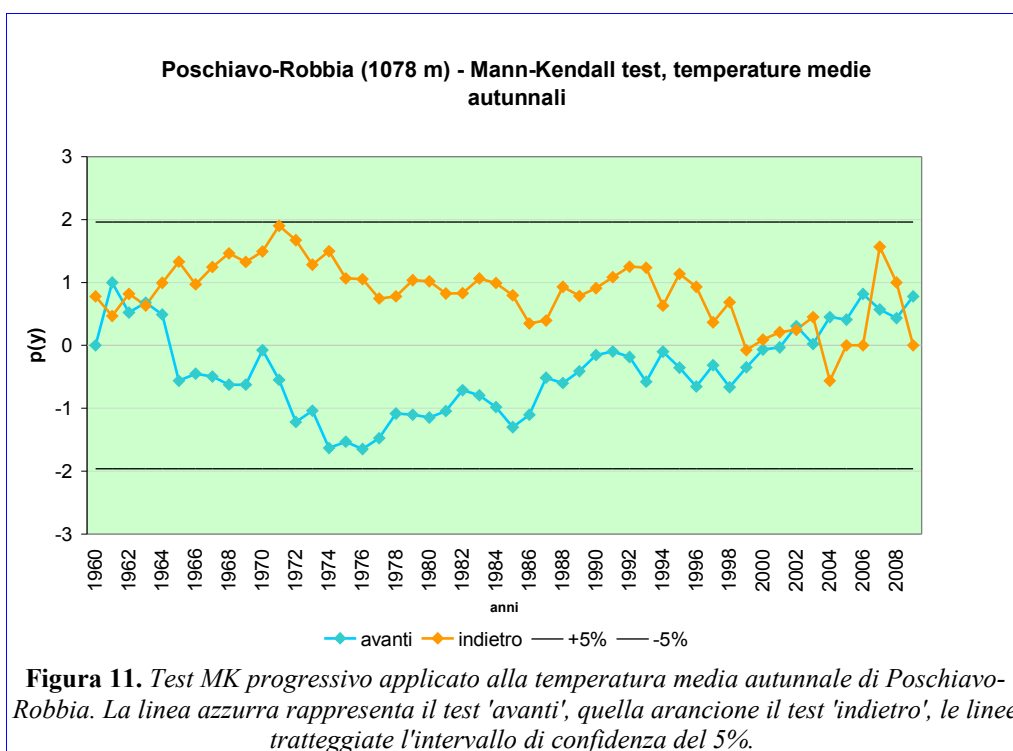
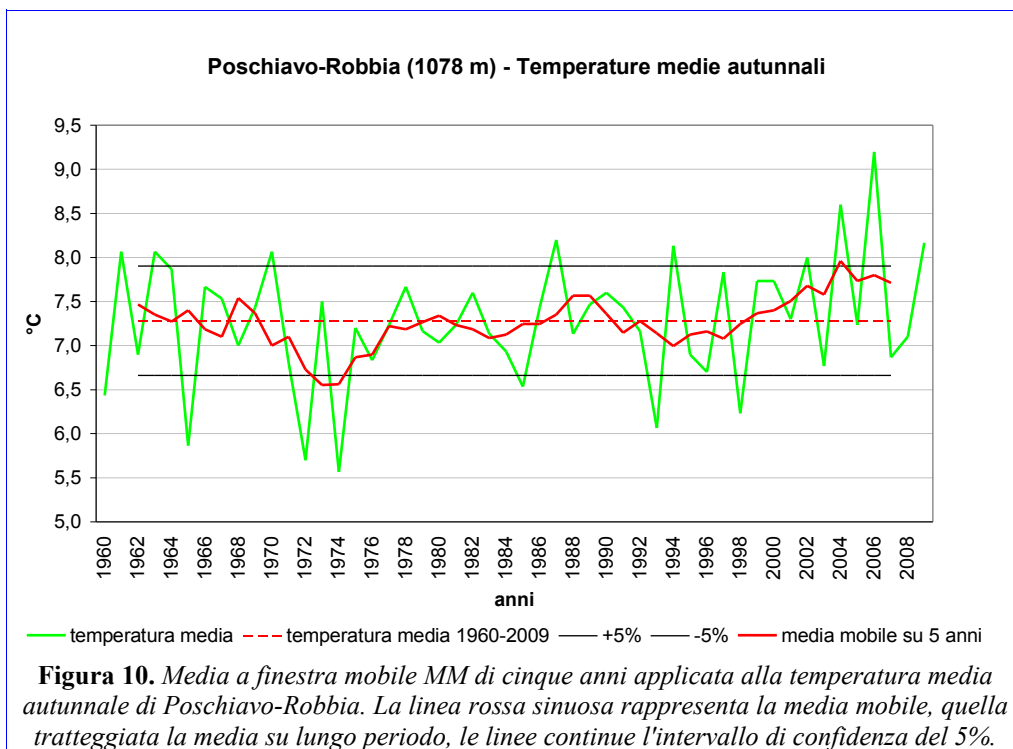
Ancora, risultati simili si evidenziano per la serie annuale di Buffalora (figure 13, 14). Diversamente, la serie autunnale di Poschiavo-Robbia è grossomodo stazionaria, evidenziando delle oscillazioni della media mobile perlopiù comprese nell'intervallo di confidenza.

In questo caso, il test MK verifica frequenti intersezioni, non riferendo alcuna tendenza (figure 15, 16).

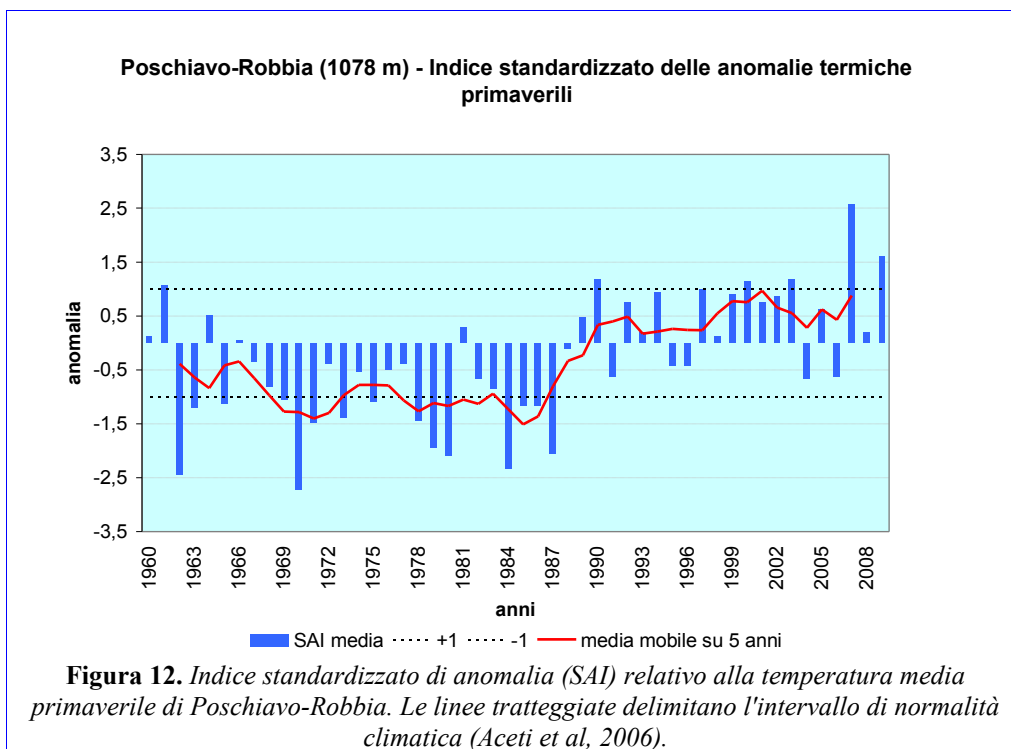








Le anomalie standardizzate rispetto alla media del periodo 1981-2005 confermano un forte aumento delle temperature primaverili dalla fine degli anni Ottanta. Spicca la primavera 2007, anormalmente calda a tutte le quote (+2,14), con anomalie positive più elevate per la stazione di Poschiavo-Robbia (+2,58), e nettamente inferiori nell'area del Passo Bernina (+1,37). Dal 1981 ad oggi, particolarmente fredde sono state le primavere 1984 e 1987, avendo registrato delle anomalie complessive di -2,56 e -2,06.

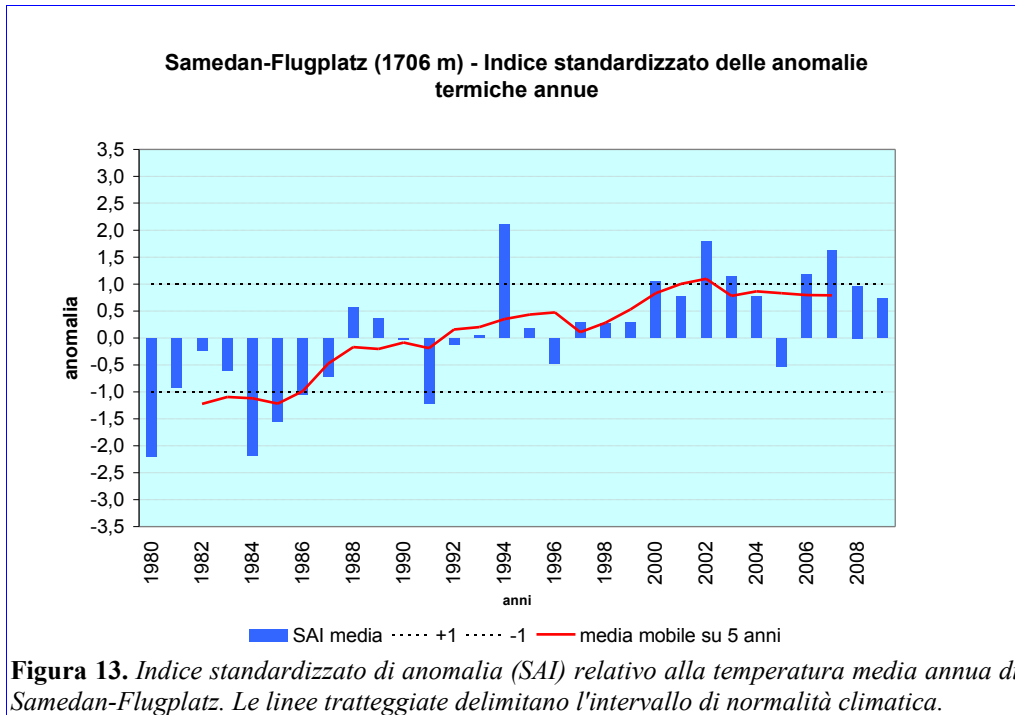


Anche per l'estate l'andamento delle anomalie è identico in tutte le stazioni, e rileva una tendenza al riscaldamento incominciata negli anni Ottanta e divenuta ancora più evidente nel corso del decennio successivo. Gli ultimi dieci anni sono stati i più caldi da quando esistono le misurazioni, con il risalto dell'eccezionale anomalia del 2003 (+3,24). In particolare, questo trend risulta appena più evidente nella valle di Poschiavo e nel settore Nord-orientale delle Alpi di Livigno, dove, dal 2001 in avanti, le oscillazioni positive sono state più frequenti che altrove.

Per l'autunno si evidenzia un importante aumento delle anomalie positive dopo il 1998. Nei grafici spicca il 2006, con +2,71 rispetto alla media 1981-2005. In tutte le stazioni risulta significativamente caldo il 1987; altrettante rilevano delle pronunciate anomalie negative nel 1998 e nel 1993, cinque nel 1981.

La tendenza della stagione invernale su lungo periodo per la serie di Buffalora mostra un primo aumento della temperatura negli anni Settanta, seguito da un più significativo incremento nel decennio successivo. Gli inverni 1990/1991 e 2005/2006 sono quelli che sovente presentano le più forti anomalie negative; per contro, invece, spicca il caldissimo 2006/2007 in tutte le stazioni (+2,26). Particolarmente caldo risulta anche l'inverno 1988/1989, mentre si evidenzia un modesto raffreddamento tra il 2001 e il 2008.

I grafici relativi all'annualità mostrano un repentino riscaldamento a partire dagli anni Ottanta, particolarmente nel settore Nord-occidentale e più sensibile nei primi anni fino al 1990. Tra il 2001 e il 2009 si concentra il più alto numero di anomalie positive, a discapito di annate fredde sempre meno frequenti. In particolare, gli anni 2002 e 2007 sono risultati più caldi del normale mediamente di quasi 1,5 lunghezze (la stazione di Poschiavo-Robbia ha registrato un'anomalia di +2,35 nel 2007), sebbene l'anno più caldo appartenga al decennio precedente (+1,62 nel 1994). Ad eccezione delle serie termometriche di Buffalora e Passo Bernina, per le quali si evidenzia un 2005 significativamente più freddo del normale, l'ultima importante anomalia negativa risale agli anni Novanta. In cinque stazioni su sette, il 1984 si dimostra come l'anno più freddo dal 1981 ad oggi.



3.2 Precipitazioni

Si analizzano i dati giornalieri e mensili di pioggia e neve fusa equivalente delle serie campionarie di sedici stazioni. I bilanci stagionali e quello finale dell'anno X di precipitazione cumulata sono elaborati sommando i valori nelle stesse modalità viste per le temperature medie. Si confrontano: 1) rette di regressione; 2) media mobile; 3) test di Mann-Kendall; 4) anomalie standardizzate.

Un'indagine più approfondita sui dati giornalieri delle dodici stazioni svizzere è finalizzata a valutare i trend annui relativi a: numero di giorni con precipitazioni, numero di giorni piovosi, numero di eventi piovosi, pioggia cumulata, intensità media di pioggia, massimo accumulo di pioggia giornaliera, massimo accumulo di pioggia in tre giorni, massima durata di un evento piovoso, massima durata di un evento siccitoso. Se al giorno X corrisponde una precipitazione maggiore di 0,2 mm, allora si considera come giorno piovoso. Viceversa, se l'accumulo è uguale o inferiore, si definisce quel giorno siccitoso (ovvero non piovoso). Il valore di 0,2 mm è arbitrario e rappresenta la più probabile soglia massima per un evento di rugiada di media intensità. Per ciascuna variabile si confrontano: 1) rette di regressione; 2) media mobile; 3) test di Mann-Kendall.

Infine, sempre per le stazioni svizzere, sono analizzati gli episodi di forte maltempo partendo dai dati giornalieri. Si valutano i trend stagionali di piovosità, frequenza ed intensità per eventi meteorici superiori a 50 mm in 24 ore. Il *rain rate* medio annuo si esprime come il rapporto tra la pioggia annua cumulata durante tutti gli eventi di forte intensità (superiori ai 50 mm/giorno), e il numero di eventi osservati nell'anno X .

P r e c i p i t a z i o n i											
stazione	quota	long	lat	regione geografica (amministrativa)	ente	serie giornal.	% dati giornalieri disponibili	serie mensili	% dati mensili disponibili	serie giornal. Analizzate	serie mensili analizzate
Bernina-Curtinatsch	2090 m	9°59'	46°26'	Valle del Bernina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1989-2009	97,44%	1989-2009	100,00%	1990-2009	1990-2009
Brusio-Piazzo	830 m	10°07'	46°16'	Val Poschiavo (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1900-2009	100,00%	1900-2009	100,00%	1901-2009	1901-2009
Buffalora	1970 m	10°16'	46°39'	Val Mustair (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1959-2009	99,84%	1917-2009	99,73%	1959-2009	1917-2009
Campocologno	535 m	10°09'	46°14'	Val Poschiavo (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1961-2009	100,00%	1961-2009	100,00%	1961-2009	1961-2009
Cavaglia	1706 m	10°02'	46°22'	Val Poschiavo (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1961-2009	100,00%	1961-2009	100,00%	1961-2009	1961-2009
Passo del Bernina	2307 m	10°01'	46°25'	Passo del Bernina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1961-2009	98,44%	1961-2009	99,66%	1961-2009	1961-2009
Pontresina	1774 m	9°54'	46°29'	Valle del Bernina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1972-2009	100,00%	1910-2009	66,50%	1972-2009	1972-2009
Poschiavo-Robbia	1078 m	10°04'	46°21'	Val Poschiavo (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1960-2009	100,00%	1960-2009	100,00%	1960-2009	1960-2009
Punt La Drossa	1710 m	10°11'	46°39'	Val Mustair (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1974-2009	100,00%	1974-2009	100,00%	1974-2009	1974-2009
Samedan	1709 m	9°53'	46°32'	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1980-2009	100,00%	1980-2009	100,00%	1980-2009	1980-2009
Samedan-Flugplatz	1706 m	9°52'	46°31'	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1980-2009	98,51%	-	-	1980-2009	1980-2009
Zernez	1471 m	10°05'	46°42'	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	1961-2009	100,00%	1961-2009	100,00%	1961-2009	1961-2009
Arnoga	1880 m	-	-	Valdidentro (SO)	AEM	-	-	1962-2005	100,00%	-	1962-2005
Bormio	1225 m	10°22'	46°28'	Alta Valtellina (SO)	AEM, Uff. Idro. del Po, ARPA Lombardia	1994-2009	96,37%	1926-1993	100,00%	-	1926-2009
Cancano	1948 m	10°19'	46°30'	Valdidentro (SO)	AEM, Consorzio Adda, ARPA Lombardia	1971-2009	96,09%	1960-1970	100,00%	-	1960-2009
Livigno-S. Rocco	1816 m	-	-	Alta Valtellina (SO)	Ufficio Idrografico del Po, AEM	-	-	1963-2005	100,00%	-	1963-2005
Monte Maria	1335 m	-	-	Val Venosta (BZ)	Ufficio Idrografico di Bolzano	-	-	1924-2009	100,00%	-	-
S. Antonio Valfurva	1367 m	-	-	Valfurva (SO)	G. Cola	1987-2009	99,99%	-	-	-	-
Santa Maria	1390 m	10°26'	46°36'	Val Mustair (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	-	-	1900-2009	100,00%	-	-
Sils Maria	1798 m	9°46'	46°26'	Engadina (GR)	Servizio Meteorologico Svizzero	-	-	1864-2009	100,00%	-	-

Tabella 3. Stazioni utilizzate nell'analisi e per l'interpolazione e/o l'omogeneizzazione delle serie termometriche. L'asterisco evidenzia le coordinate della stazione attualmente attiva.

3.2.1 Risultati

3.2.1.1 Trend stagionali e annui

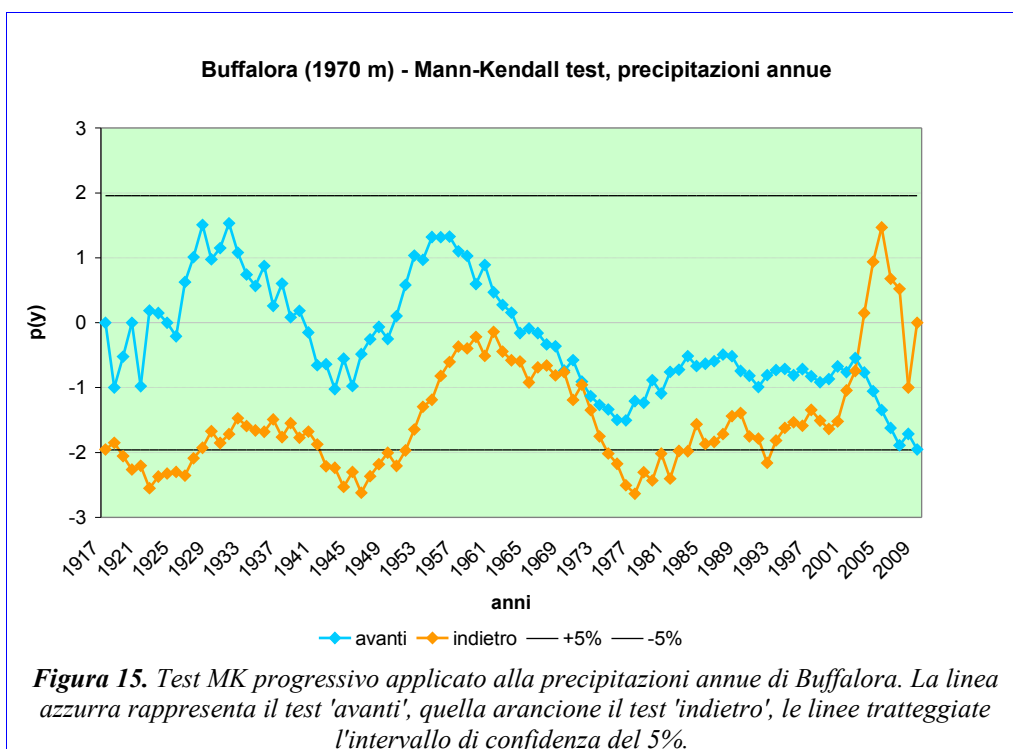
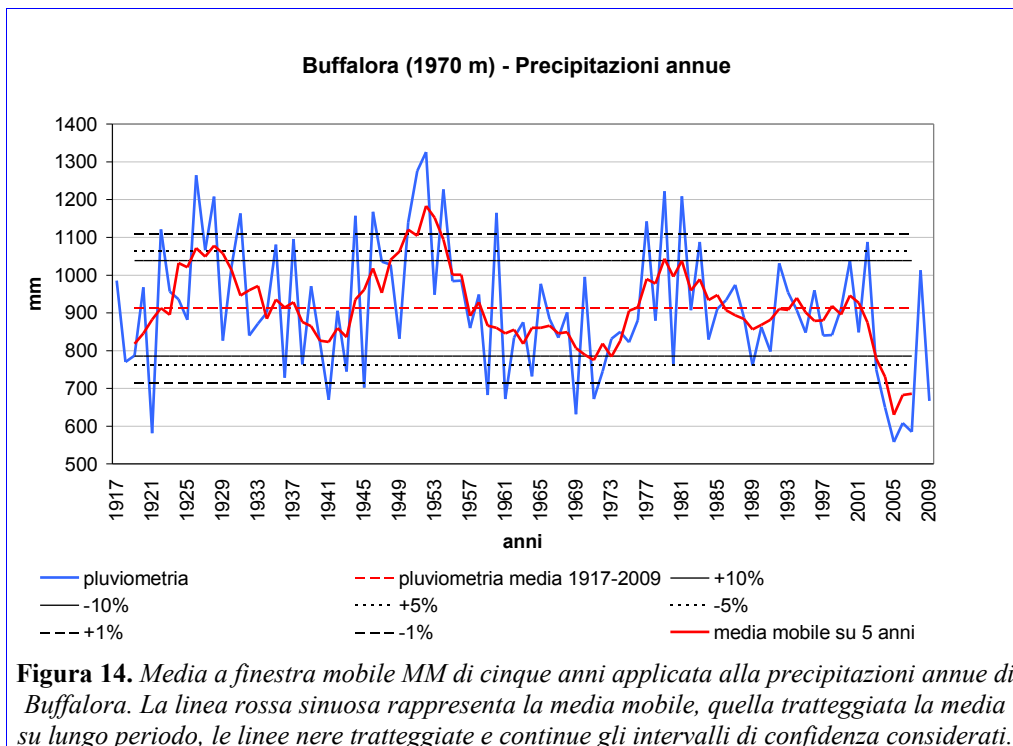
Si indagano i periodi 1981-2009 (meno per Bernina-Curtinatsch, che parte dal 1990) e 1990-2009 relativamente alla piovosità complessiva e areale (Nord-Est, Sud-Ovest, Nord-Ovest). Per le singole stazioni sono anche interpretate le tendenze dall'inizio di ciascuna serie (fino al 2005 per Arnoga e Livigno-San Rocco). Come per le temperature, sono considerati statisticamente significativi i $P\text{-value} < \alpha = 10\%$.

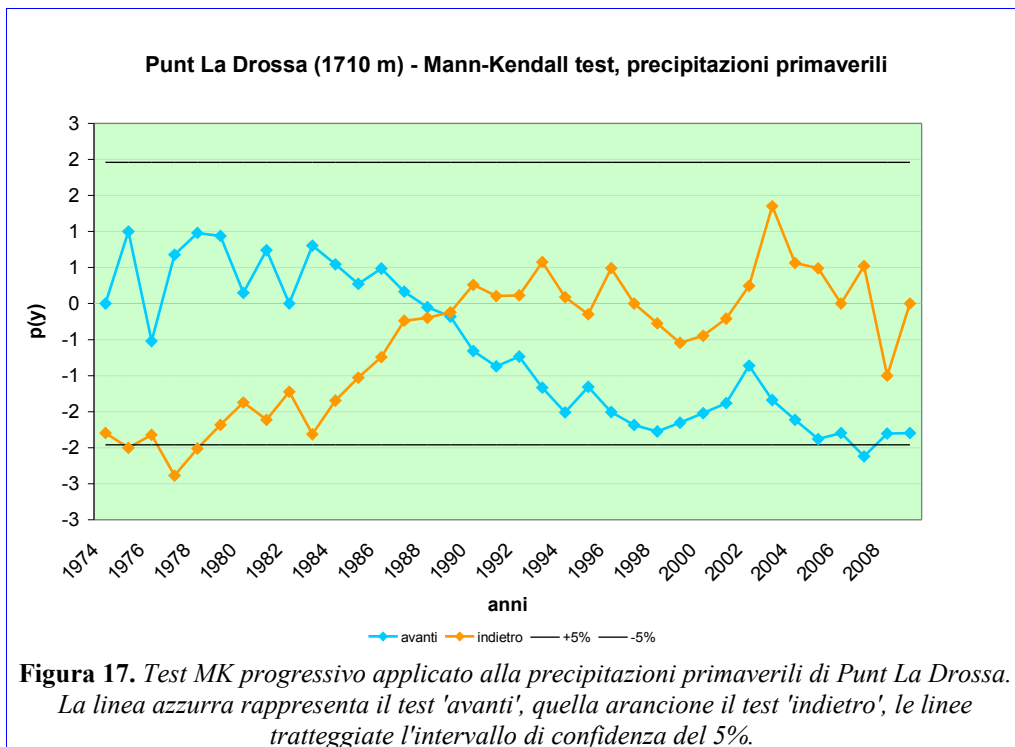
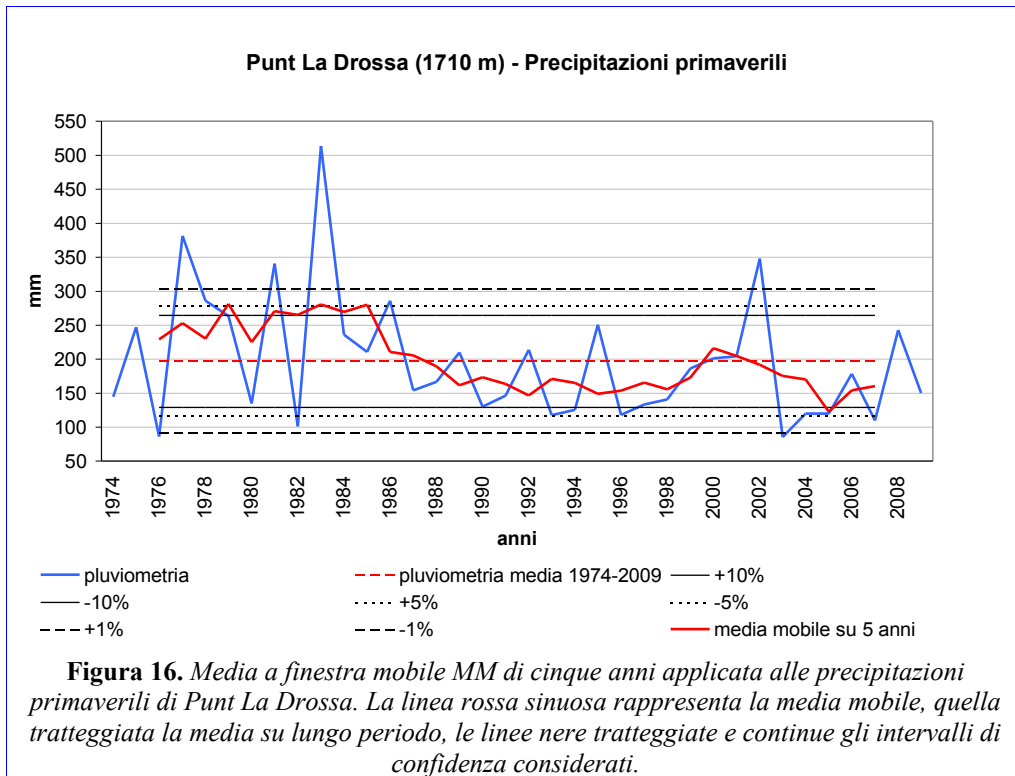
La precipitazione annua cumulata, mediata su sedici stazioni, non evidenzia alcun trend significativo nell'ultimo trentennio ($P\text{-value} > 0,10$), pur manifestando una lieve flessione, in particolare nella zona di Nord-Est. Dal 1981 si registrano delle variazioni stagionali non significative di piovosità estiva, autunnale ed invernale, mentre appare ben più evidente la tendenza verso primavere significativamente meno piovose ($P\text{-value} < 0,05$). Questo trend si manifesta chiaramente al Nord-Est e a Sud-Ovest (Val Poschiavo), mentre in Engadina non si registra alcuna variazione di rilievo. Nell'area Nord-orientale si segnala, altresì, un calo poco significativo delle precipitazioni invernali ($0,05 \leq P\text{-value} \leq 0,10$).

Delle singole stazioni esaminate, cinque registrano una significativa diminuzione della piovosità primaverile dopo il 1981 (Cancano, Arnoga, Bormio, Pontresina, Brusio-Piazzo), mentre in altre due (Buffalora e Campocologno) il calo è molto significativo ($P\text{-value} < 0,01$). Per l'estate, solo Cancano e Brusio-Piazzo evidenziano una forte tendenza verso una maggiore piovosità dall'inizio di ciascuna serie. Negli altri casi non si osservano particolari mutamenti, malgrado una lieve flessione in cinque stazioni ($P\text{-value} > 0,10$). Anche le precipitazioni autunnali, analogamente a quelle estive, non riflettono alcuna tendenza sull'andamento generale osservato dopo il 1981, con la sola stazione di Livigno-San Rocco a registrare un aumento significativo della piovosità dal 1963. Per quanto riguarda l'inverno, invece, negli ultimi 30 anni si segnala un calo notevole delle altezze cumulate sulla serie di Buffalora ($P\text{-value} < 0,01$) e, in misura minore, su quella di Pontresina ($P\text{-value} < 0,01$). Il totale annuo vede in contrapposizione l'incremento significativo registrato sulla serie di Livigno alla modesta diminuzione osservata per Buffalora nel periodo 1963-2005. Negli ultimi 30 anni, in Val Müstair si sarebbe verificata un'importante riduzione della piovosità, a fronte di una tendenza indicativamente stazionaria nell'area di Livigno.

Di seguito si discutono i risultati più significativi dei test MM e MK a confronto per le singole stazioni. Nel caso di Buffalora (figure 19, 20), parimenti ai risultati ottenuti dal test di regressione, si nota una diminuzione della piovosità annua nel periodo 1917-2009. L'andamento della media mobile verifica una situazione caratterizzata dall'alternanza di periodi piovosi o siccitosi rispetto alla media su lungo periodo. La linea 'avanti' nel test di Mann-Kendall intercetta la soglia di confidenza inferiore nel 2009, in accordo con l'osservazione di annualità particolarmente poco piovose nell'ultimo decennio. Un ulteriore calo significativo delle altezze cumulate ($< 1\%$) è verificato a partire dal 2001 e coincide con l'incrocio dei due test progressivi MK.

Il test MK tradizionale effettuato sulla serie primaverile di Punt La Drossa (figura 21) fornisce risultati poco significativi in relazione al periodo 1974-2009. Essendo $\alpha = 90\%$, è verificata una probabilità $P(u) < 0,10$ che u sia contenuta nell'intervallo di confidenza α (paragrafo 2.4.3), in accordo con il valore di significatività della regressione restituito dal $P\text{-value}$. Il test progressivo permette di localizzare l'inizio del cambiamento nel 1989, e mostra una generale decrescita fino al 2007. La media mobile registra un calo dal 1986, mantenendosi stabilmente sotto media (eccetto nei primi anni Duemila) dopo il 1988 (figura 22).





In accordo con i precedenti test di significatività, la distribuzione delle anomalie rispetto alla media 1981-2005 riferisce una diminuzione della piovosità primaverile nell'ultimo trentennio, che, dopo il picco del 1983 (+3,09), è ritornata ad un regime stagionale più asciutto.

Per l'estate si osserva una tendenza verso situazioni di anomalie climatiche positive tra il 1994 e il 2003, seguite da un nuovo calo delle precipitazioni. L'estate 1987 risulta quella più piovosa di

sempre tra la Val Poschiavo e l'Alta Valtellina (+2,13), sconvolte dal più importante evento alluvionale per quell'area dei tempi recenti.

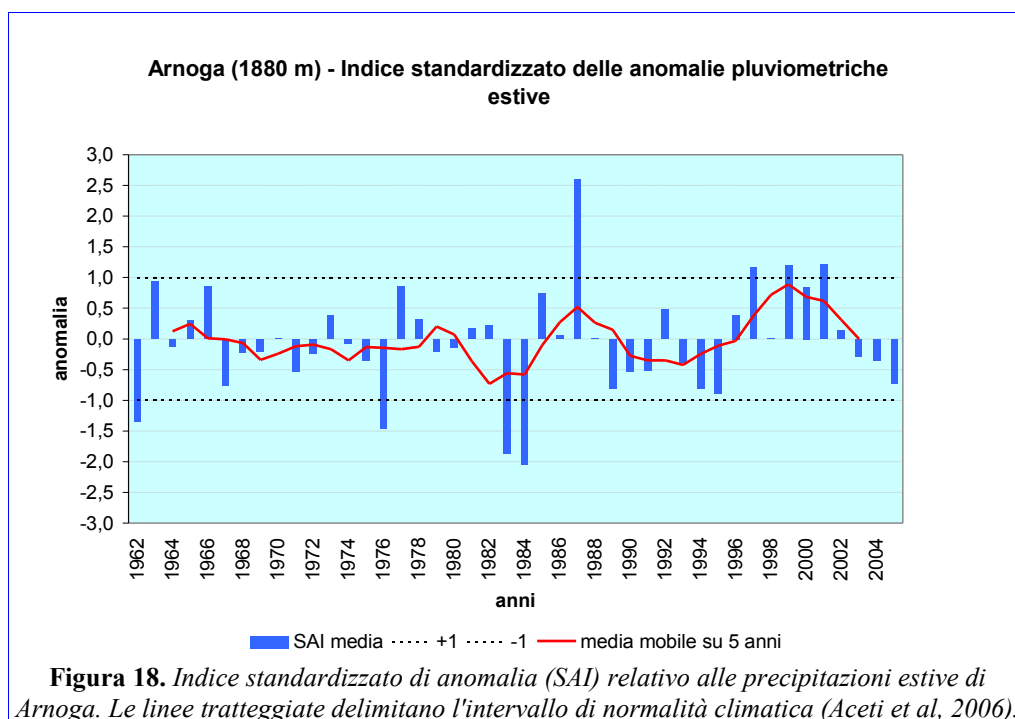
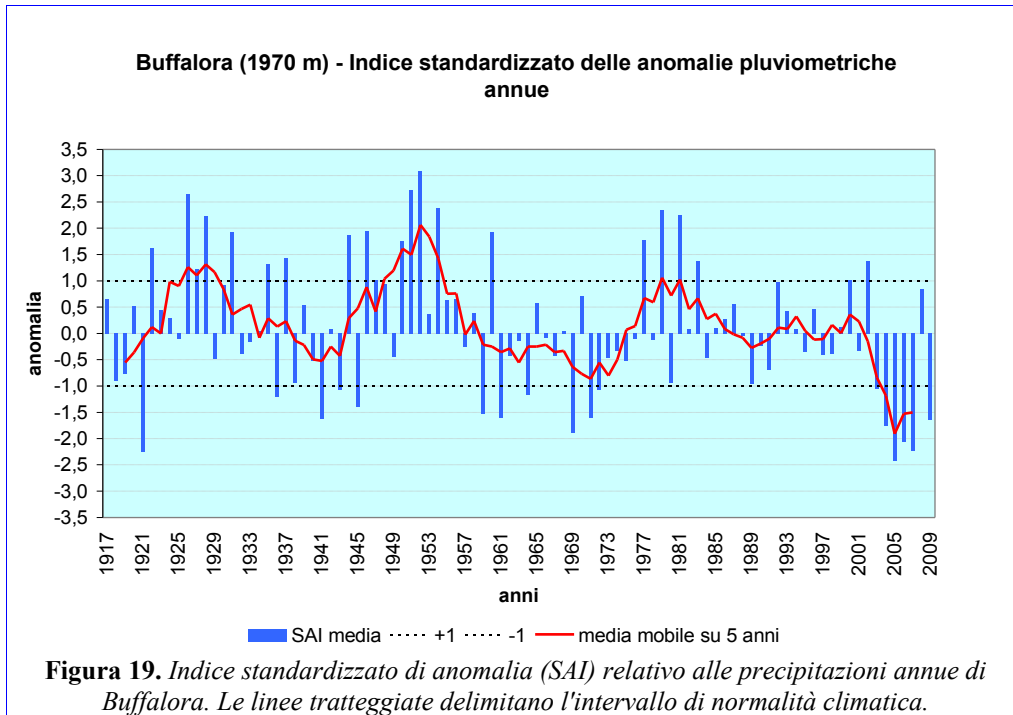


Figura 18. *Indice standardizzato di anomalia (SAI) relativo alle precipitazioni estive di Arnoga. Le linee tratteggiate delimitano l'intervallo di normalità climatica (Aceti et al, 2006).*

Per l'autunno si registrano tre indici di anomalia significativamente positivi ($>+1$) tra il 1993 e il 2002, a dimostrazione dell'aumento di piovosità osservato dalla fine degli anni Ottanta, e culminato all'inizio del XXI secolo. L'autunno 2000 è risultato quello in assoluto più piovoso in undici stazioni (+2,71). Viceversa, gli ultimi anni evidenziano un calo delle precipitazioni, per l'incidenza di situazioni scarsamente piovose tra il 2005 e il 2007.

Col nuovo millennio, fatta eccezione la stagione 2000/2001 (+2,37), si può constatare un aumento delle anomalie climatiche invernali significativamente negative. La tendenza verso inverni più secchi appare evidente soprattutto nell'area Nord-orientale dal 1981, e in quella Nord-occidentale dal 1991. L'inverno 1976/1977 si è rivelato particolarmente piovoso in Val Poschiavo, ma è preceduto da altre due stagioni negli anni Cinquanta sulla serie di Brusio. Fra Zernez e l'Alta Val Müstair, invece, l'inverno più piovoso dell'ultimo mezzo secolo è il 1989/1990, sorpassato, anche in questo caso, da almeno altri due episodi negli anni Cinquanta.

Complessivamente, rispetto al periodo 1981-1990, l'inizio del nuovo millennio ha registrato un lieve calo della piovosità (-3,8%). L'incremento osservato alla fine del secolo scorso, e culminato nei primi anni Duemila, è seguito da una serie di annualità siccitose fra il 2003 e il 2007. Questo trend risulta più evidente nell'estremità settentrionale della Regione Alpina di Livigno (Val Müstair), con una flessione superiore al 10%. L'anomalia si riduce appena al -2,0% in tutta l'area Nord-orientale, contro una riduzione del 7,7% lungo la valle di Poschiavo fino al 2005. Diversamente, la porzione Nord-occidentale ha visto un aumento delle precipitazioni del 6,1%.



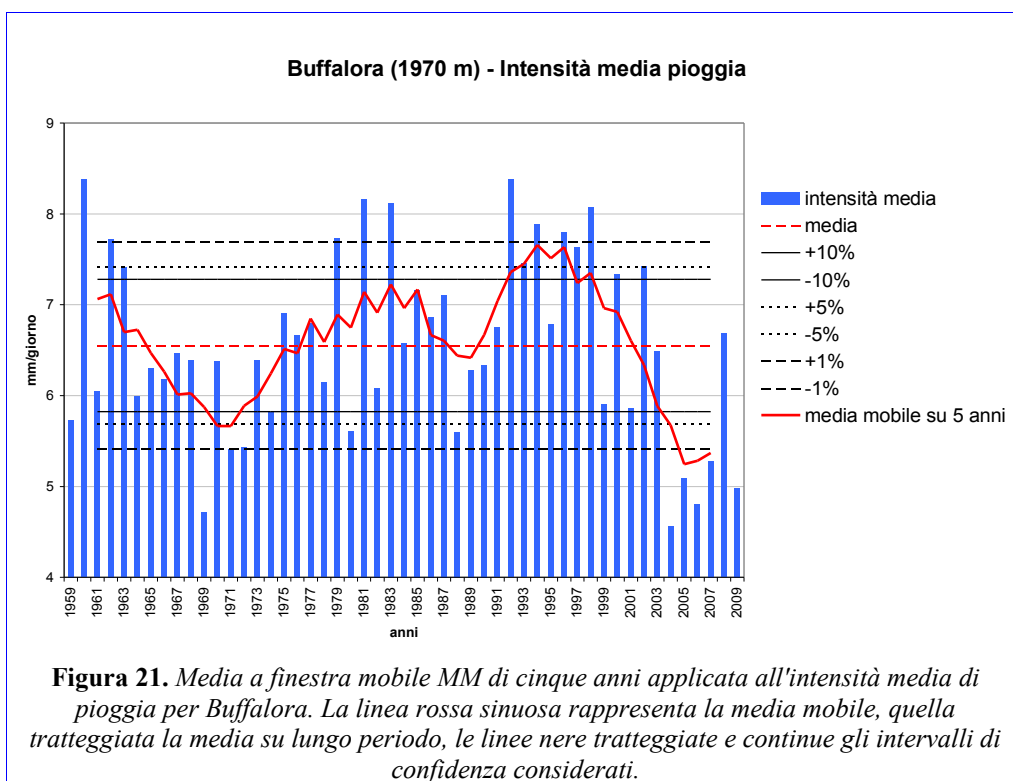
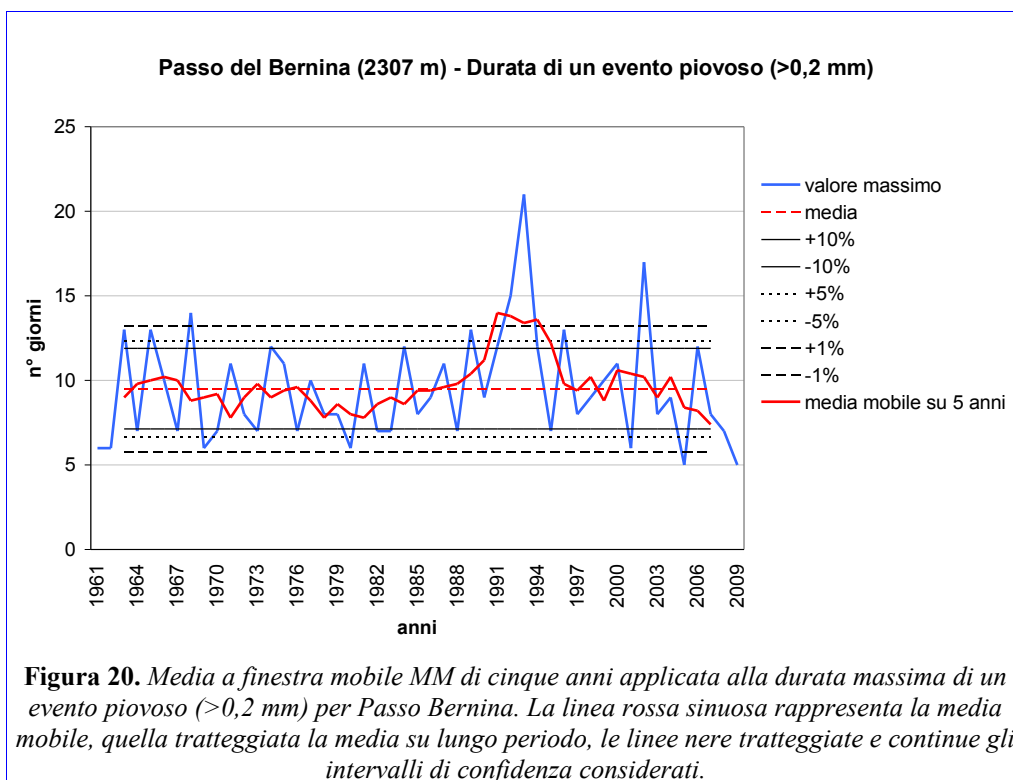
3.2.1.2 Trend pluviometrici

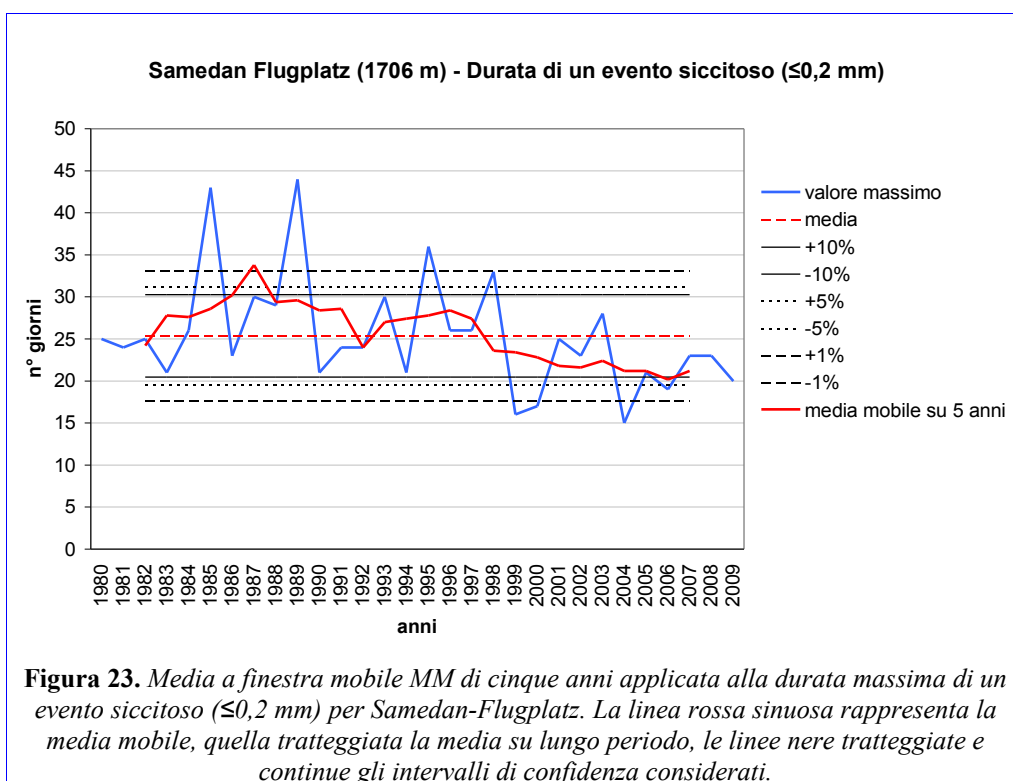
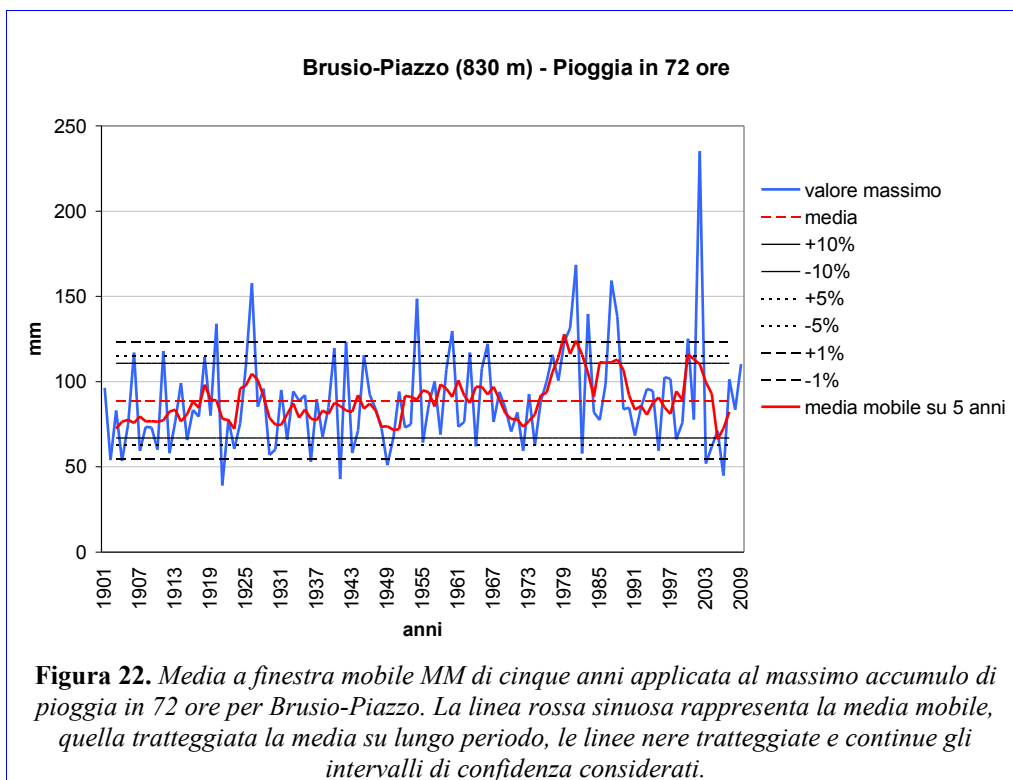
Si analizzano le tendenze medie significative ($G(F) < 10\%$) per gli anni comuni dal 1961, e i trend annuali più significativi ($G(F) < 5\%$) nelle singole stazioni svizzere, dall'inizio di ciascuna serie e nel ventennio 1990-2009. Nel presente lavoro, la distinzione fra giorno piovoso e giorno non piovoso (o siccitoso) è regolata dal valore soglia pari a 0,2 mm di accumulo.

Per il Nord-Ovest, dalla serie di Zernez apprendiamo un lieve aumento dei picchi di piovosità giornaliera, e una leggera diminuzione della durata massima degli eventi piovosi dal 1961. Negli ultimi 30 anni, nel settore Nord-occidentale delle Alpi di Livigno si è verificata una consistente riduzione della durata dei periodi senza pioggia. Gli intervalli piovosi sono divenuti più brevi dopo il 1990, soprattutto nell'area Sud-occidentale, mentre al Nord-Est (Val Müstair) c'è stato un lieve calo dell'intensità media annua delle precipitazioni.

In Val Poschiavo, si osservano degli incrementi significativi del massimo accumulo in 72 ore e della massima durata annua di un evento piovoso sulla serie di Brusio dal 1901 (figura 27), mentre la stazione di Campocologno evidenzia un calo dei giorni piovosi dal 1961. Nell'ultimo ventennio è in forte aumento la tendenza verso episodi meteorici di minore durata nelle stazioni di Brusio e Passo Bernina (figura 25), in quest'ultima accompagnata da una significativa riduzione dei giorni piovosi. In Engadina, le serie di Samedan e Samedan-Flugplatz rivelano dei cambiamenti significativi dopo il 1980, quali l'aumento dei giorni piovosi e dell'intensità media annua delle piogge, nonché una diminuzione della durata dei periodi siccitosi (figura 28). Per il Nord-Est, infine, dalla serie di Buffalora notiamo un calo consistente dell'intensità media dei fenomeni dopo il 1990 (figura 26).

Si riportano le tendenze più significative per le variabili analizzate. Le oscillazioni della media mobile quinquennale entro i limiti di confidenza indicano una relativa stazionarietà della serie per quell'intervallo. Viceversa, variazioni maggiori esprimono un'anomalia climatica al di fuori della normalità (positiva oltre il limite superiore, negativa sotto il limite inferiore).





Coerentemente con quanto osservato in precedenza, la stazione del Passo Bernina registra una diminuzione sostanziale della massima durata annua degli eventi piovosi. Ancora più significativo è il calo dell'intensità media delle piogge dopo il 1996 sulla serie di Buffalora, che raggiunge il picco più basso nel 2003. La serie di Brusio restituisce un rapido incremento della piovosità cumulata nel

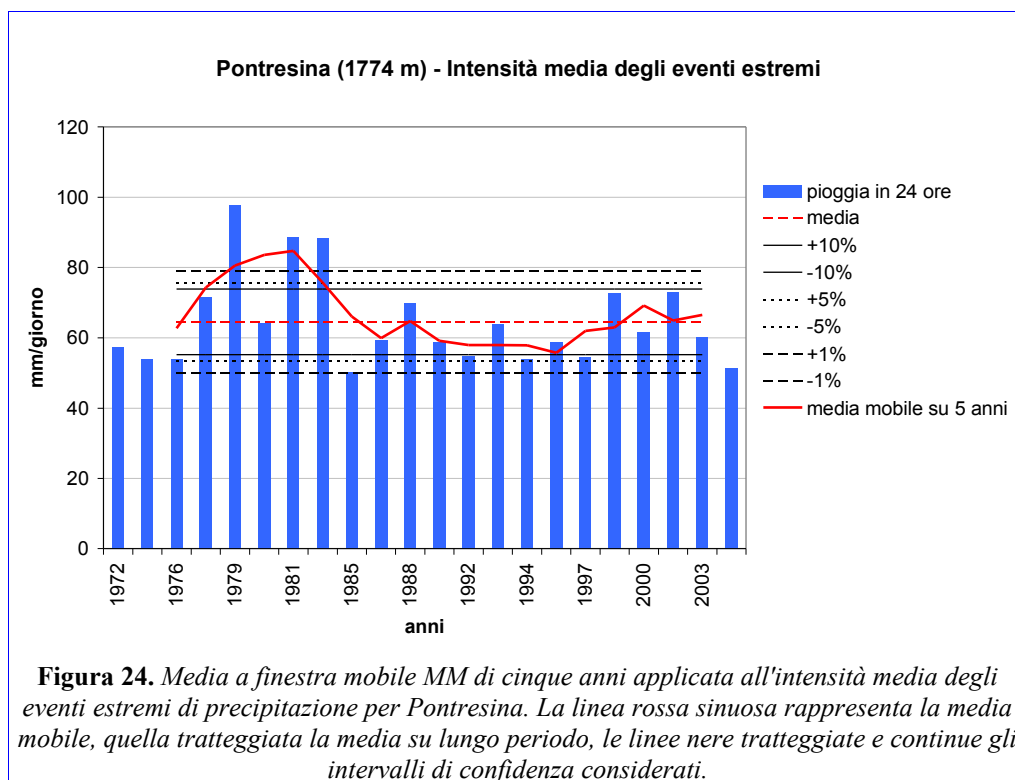
decennio 1970-1980, seguito da un generale, lieve calo. La stazione di Samedan, infine, rivela un'importante riduzione della durata dei periodi di stabilità atmosferica.

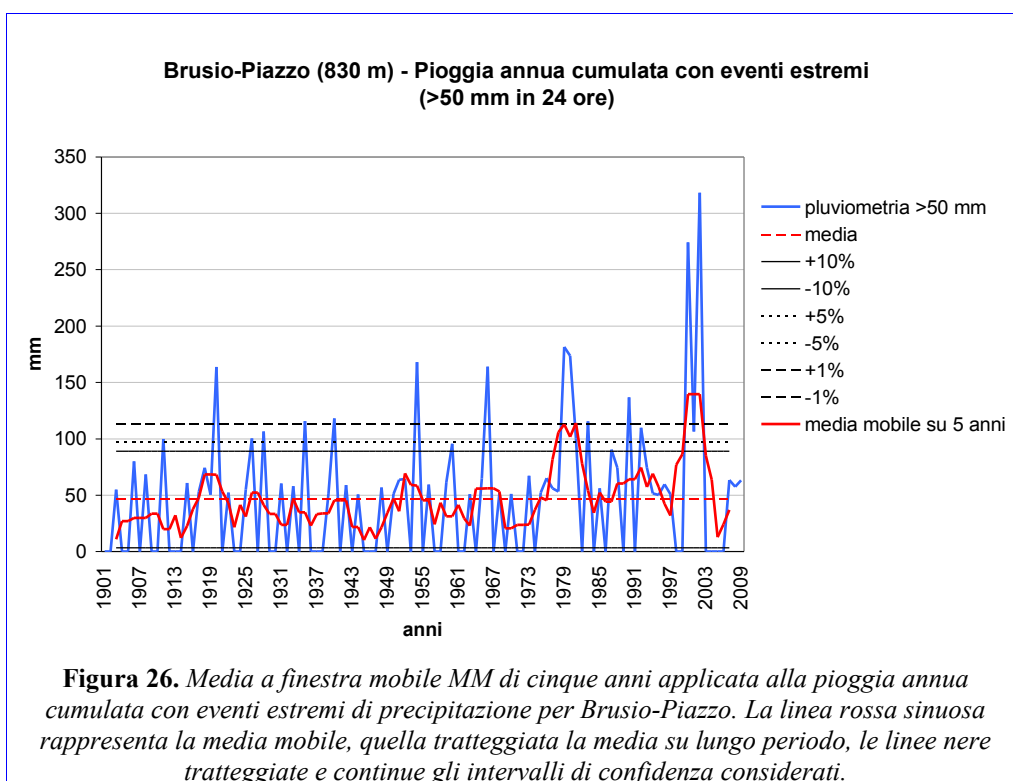
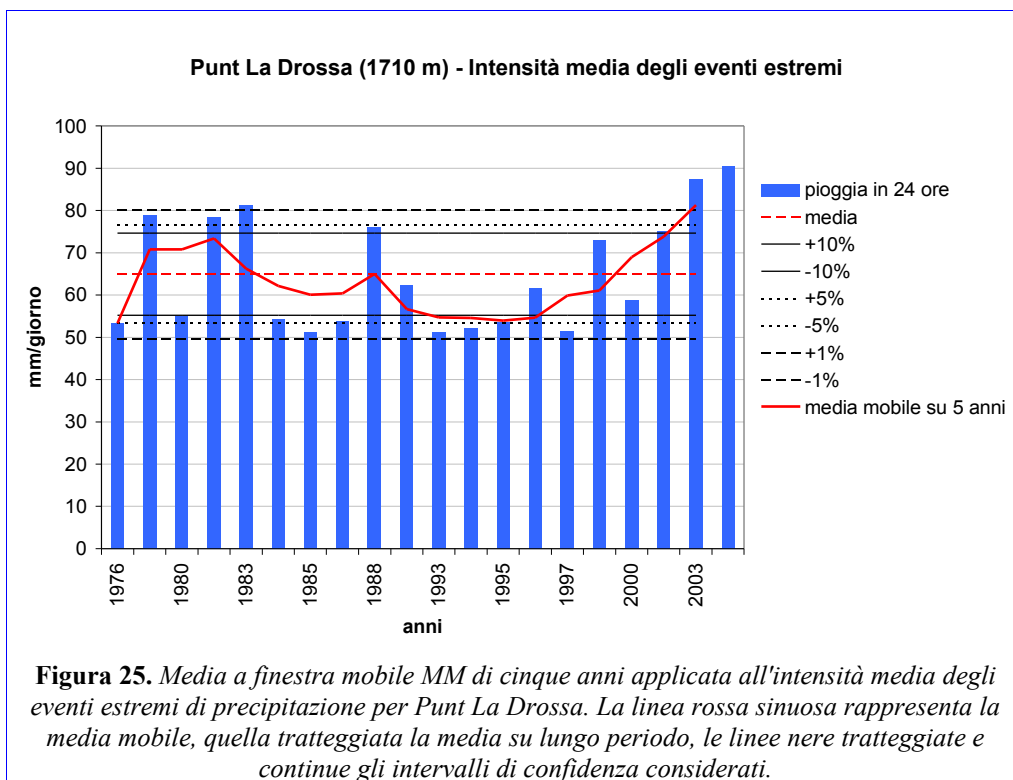
3.2.1.3 Trend delle piogge ad elevata intensità (>50 mm/giorno)

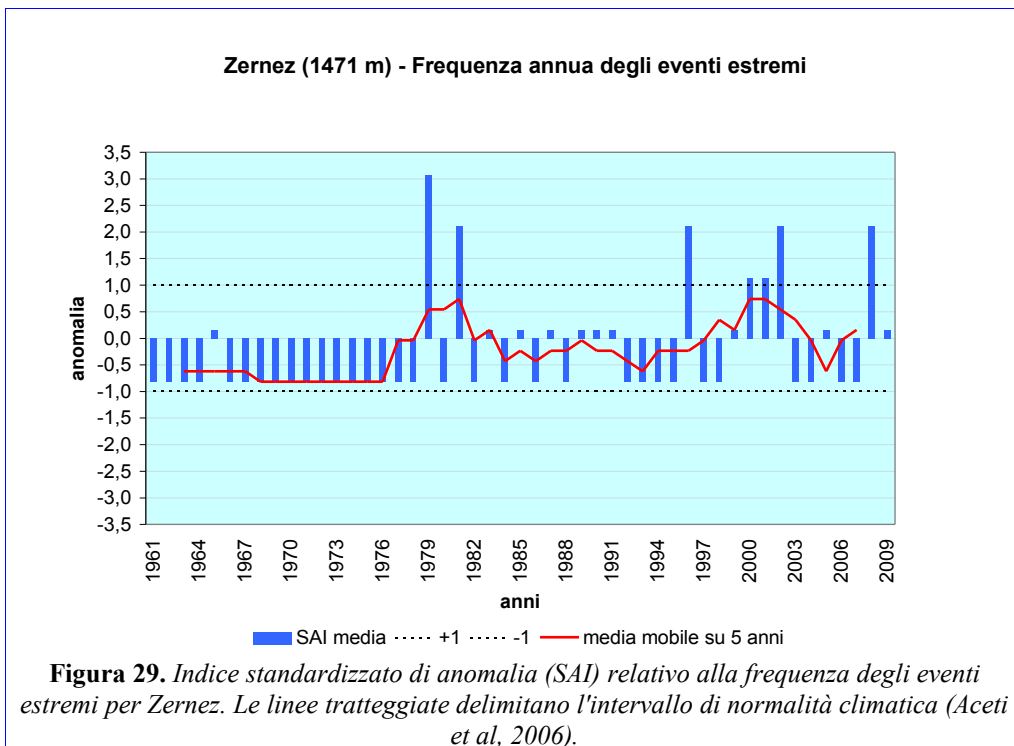
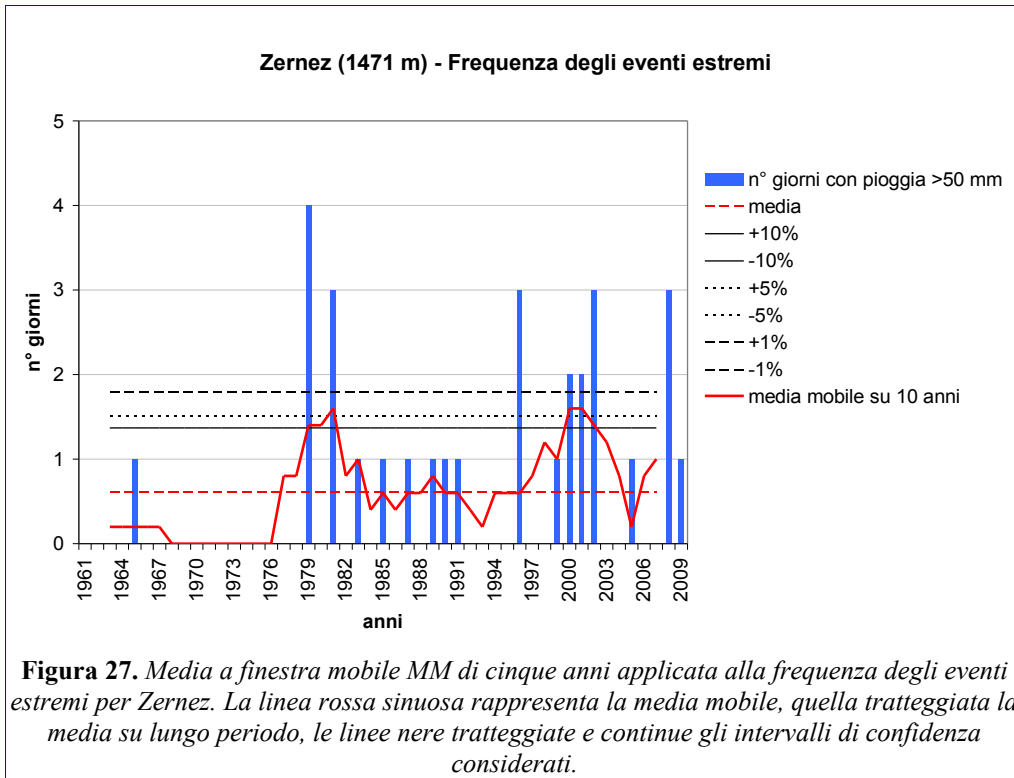
Una generale, significativa diminuzione dell'intensità dei fenomeni di forte maltempo è verificata dopo il 1980 (figura 29). All'inizio del nuovo millennio, ben undici stazioni svizzere delle dodici analizzate registrano i più alti picchi di piovosità, al culmine dell'incremento incominciato nella seconda metà degli anni Novanta, e compensato da una serie di annualità scarsamente piovose fra il 2004 e il 2007. Fa eccezione, nell'estremo settore di Nord-Est, la serie di Punt La Drossa, mettendo in risalto una chiara controtendenza tra il 1990 e il 2009 (figura 30).

Sulla serie di Brusio osserviamo la massima oscillazione statisticamente significativa al 99% a cavallo del XXI secolo, che vede un rapido aumento degli eventi meteorici estremi (figura 31), contrariamente alla loro intensità, mediamente più elevata all'inizio del Novecento (figura 32).

Per la serie di Zerne, le regressioni indicano un aumento significativo della pioggia cumulata e della frequenza degli episodi con precipitazioni intense dal 1961. Questi trend sono pienamente verificati dall'oscillazione della media mobile su lungo periodo (figura 33), che sottolinea due periodi caratterizzati da anomalie climatiche significative tra la fine degli anni Settanta e i primi anni Ottanta, e nel decennio 1996-2005 (figura 34).







4 CONCLUSIONI

La realizzazione di uno studio sul clima è in gran parte influenzata dall'affidabilità e dall'omogeneità delle serie di dati utilizzati, nonché dalla bontà della copertura della rete meteorologica entro l'area di interesse. La diversa lunghezza delle serie investigate non sempre garantisce un confronto omogeneo tra due o più stazioni. Vista la maggiore disponibilità di dati relativamente agli ultimi 30 anni di osservazioni rispetto al passato, si considera più attendibile la valutazione dei trend a partire dal 1981. La scarsità delle stazioni termometriche consente soltanto una valutazione approssimativa delle tendenze, sebbene queste risultino in sintonia con i cambiamenti climatici noti in letteratura. La regressione e il *P*-value interpretano la distribuzione nel tempo di una popolazione di dati statistici, evidenziandone l'eventuale tendenza generale e il rispettivo grado di significatività. L'andamento della media mobile dimostra l'entità delle oscillazioni di una variabile nel tempo rispetto alla media su lungo periodo e ad un certo intervallo di fiducia. Il test di Mann-Kendall verifica o meno l'esistenza di un trend e ne localizza l'inizio. Le anomalie standardizzate restituiscono i risultati indicando le rispettive situazioni di anomalia climatica rispetto alla media 1981-2005. Ciascun trend è rappresentativo dell'intervallo temporale indagato. Cambiamenti significativi nella tendenza possono manifestarsi in funzione del periodo considerato. Fatte queste premesse, si riportano i risultati più significativi emersi dallo studio delle tendenze climatiche nelle Alpi di Livigno.

- Dal 1981 al 2008 la temperatura media annua è aumentata di $+0,70^{\circ}\text{C}$. Il riscaldamento è stato repentino negli anni Novanta, con un incremento termico di $+0,53^{\circ}\text{C}$ rispetto al decennio precedente. Questo trend risulta particolarmente evidente in primavera ($+1,31^{\circ}\text{C}$) e minimo in autunno ($+0,05^{\circ}\text{C}$). L'attuale oscillazione termica positiva è la più forte mai registrata dall'inizio delle osservazioni e riguarda principalmente il semestre marzo-agosto. La sola serie di Buffalora evidenzia un incremento di $+0,84^{\circ}\text{C}$ dal 1921, contro un aumento di $+0,52^{\circ}\text{C}$ tra il 1981 e il 2008.

- I dati annui di precipitazione riferiscono un lieve calo delle altezze cumulate negli ultimi 30 anni ($-4,1\%$). La tendenza è significativa in primavera, soprattutto al Nord-Est e in Val Poschiavo. La stagione invernale registra una marcata diminuzione delle precipitazioni in Val Müstair, mentre per il Sud si evidenzia un lieve aumento della piovosità. Il nuovo millennio osserva una tendenza verso delle situazioni di anomalia climatica più frequenti, con annualità molto piovose o siccitose.

- La stagione primaverile, dopo la fase umida degli anni Ottanta, ha evidenziato un generale calo della piovosità ($-28,7\%$), più sensibile nell'area Nord-orientale, con una temporanea, debole ripresa delle precipitazioni all'inizio del nuovo millennio. Per l'estate si fotografa un lieve aumento della piovosità al Nord ($+7,4\%$), mentre a Sud della Regione Alpina di Livigno prevale un regime più asciutto ($-4,8\%$). Il trimestre autunnale mostra ovunque un incremento della piovosità ($+21,1\%$), sebbene l'ultimo periodo abbia osservato molte stagioni siccitose. L'inverno registra un primo calo delle precipitazioni già negli anni Ottanta, ma è tra il 1991 e il 2000 che la flessione diviene ovunque sensibile, particolarmente nel settore di Nord-Est. Nell'ultimo decennio si evidenziano prevalenti situazioni di scarsa piovosità, che confermano un sostanziale calo dei quantitativi sull'insieme della regione ($-9,9\%$).

- Una valutazione specifica delle tendenze pluviometriche osservate in dodici stazioni svizzere riferisce le principali variazioni relativamente alla massima durata di un evento piovoso, quale una diminuzione significativa in Val Poschiavo dal 1990 (da nove a sette giorni). I trend osservati per la massima durata annua dei periodi di pioggia e di non-pioggia suggeriscono la tendenza dei corrispondenti valori medi: vale a dire episodi di maltempo alternati a fasi stabili più brevi, indici di una crescente variabilità atmosferica. Nel settore di Nord-Est si segnala altresì una diminuzione poco significativa dell'intensità media annua delle precipitazioni.

- Dopo il 1980 è verificato un importante calo dell'intensità dei fenomeni estremi (>50 mm/giorno). Nei primi anni Novanta si registra una flessione media significativa al 1%, seguita da una temporanea ripresa entro l'inizio del nuovo millennio (il 2002 risulta l'anno con il più alto numero di piogge ad elevata intensità in otto stazioni svizzere). L'ultimo decennio ha registrato una nuova controtendenza, legata alle frequenti situazioni di scarsa piovosità annua. Dal 1980 al 2009 l'intensità media annua legata alle precipitazioni estreme è passata da 71,2 mm/24 ore a 64,7 mm/24 ore.

Malgrado la scarsa numerosità delle stazioni indagate, in rapporto all'estensione dell'area di studio, le osservazioni sopra enunciate sembrano delineare importanti tendenze climatiche. I risultati fin qui ottenuti, sebbene di grande interesse, necessitano di essere perfezionati incrementando il numero di stazioni e di variabili analizzate. In particolare, è richiesto uno studio più completo tramite l'acquisizione di dati dalle aree interne della Regione Alpina di Livigno, specialmente tra la Valdisotto e Tirano (settore di Sud-Est). L'omogeneizzazione di tutte le serie indagate è doverosa per una valutazione più corretta ed oggettiva dei trend. Analogamente alle precipitazioni, anche per le serie termometriche si richiedono delle analisi specifiche, quali la valutazione dei trend giornalieri di escursione termica, della distribuzione stagionale di temperatura, e del numero dei picchi di caldo (temperature massime) e di freddo (temperature minime) nell'ultimo decennio rispetto al passato. Per una giusta verifica dei trend pluviometrici è necessaria l'analisi delle serie di precipitazioni sia in Italia così in tutto il territorio alpino. Infine, non meno importanti sarebbero i risultati circa l'evoluzione dello spessore del manto nevoso, di grande rilevanza soprattutto in qualità di indicatori oggettivi dello stato di salute dei ghiacciai alpini, come conseguenza delle tendenze climatiche osservate.

BIBLIOGRAFIA

- Aceti M, Smeraldi L - I cambiamenti climatici nelle stazioni d'alta quota del sistema alpino (2006).
- Alexandersson H, Moberg A - *Homogenization of Swedish temperature data, Part I: Homogeneity test for linear trends* - International Journal of Climatology, vol. 17, pp. 25-34 (1997).
- Begert M, Schlegel T, Kirchhofer W, - Homogeneous Temperature and Precipitation Series of Switzerland from 1864 to 2000 - International Journal of Climatology, vol. 25, pp. 65-80 (2005).
- Bocchiola D, Diolaiuti G - *Evidence of climate change within the Adamello Glacier of Italy* - Theoretical and Applied Climatology, vol. 100, pp. 351-369 (2010).
- Ceriani M, Carelli M - Carta delle precipitazioni annue del territorio alpino lombardo (1981-1990) - Regione Lombardia - Direzione Generale Territorio ed Urbanistica, UO Difesa del Suolo - Struttura Rischi Idrogeologici e Sismici - collaboratori: Agnelli U, Bodio N, Colombo S, Lauzi S, Martelli M (2000).
- Cislaghi M, De Michele C, Ghezzi A, Rosso R - *Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: analysis of long daily Italian series* - Atmospheric Research, vol. 77, pp. 188-202 (2005).
- Colombo M - *Inquadramento climatico statico e dinamico* – AINEVA.
- Conti P - *La falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia) (con 17 tavole)* - Mem. Descr. Carta Geol d'It., 53, p. 104 (1997).
- Dei Cas L - *Analisi dei dati meteorologici del periodo 1987-2007 rilevati in territori di alta montagna della Provincia di Sondrio* - ARPA Lombardia - Centro di Montitoraggio Geologico - collaboratori: Agnelli U, Agnelli P, Aili M, Bondio N, Berbenni F, Corlatti A, Cassano M, Serra R, Sulis A (2008).
- Guglielmin M - *Observation on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change* - Global and Planetary Change 40: pp. 159-167 (2003).
- Haubner E - *I cambiamenti climatici e le Alpi* (traduzione di Gubetti C) - CIPRA International.
- *Impianto di Rogolo, verifica di assoggettabilità* - SECAM SpA.
- Jiang T, Su B, Hartmann H - *Temporal and spatial trends of precipitation and river flow in the Yangtze River Basin, 1961-2000* - Geomorfology, vol. 85, pp. 143-154 (2007).
- Karl TR, Williams Jr CN - *An approach to adjusting climatological time series for discontinuous inhomogeneities* - J. Clim. Appl. Meteor., 26, pp. 1744-1763 (1988).
- Kendall MG - *Rank Correlation Methods* - Griffin, London, pp. 202 (1975).
- Khalid & Ouarda - *On the critical values of the SNHT (2006)* - International Journal of Climatology, vol. 27, i. 5, pp.681-687 (2007).
- Mann HB - *Nonparametric tests against trend* - Econometrica, 13: pp. 245-259 (1945).
- Mattiolo E - *Note geologiche sulle Alpi Lombarde, da Colico al Passo dello Spluga* - Boll. Comit. Geol. Ital., 26, 1, pp. 51-108 (1985).
- Madonia G, Forti P - *Le aree carsiche gessose d'Italia* - serie II, volume XIV - *Parte II: Il carsismo nei gessi delle regioni italiane* - Laureti L - Lombardia - Istituto Italiano di Speleologia (2003).
- Marazzi S - *Atlante Orografico delle Alpi* - SOIUSA, Pavone Canavese (TO), Priuli & Verlucca (2005).
- Montgomery DC, Runger GC, Hubele NF - *Statistica per ingegneria* - Ed. italiana a cura di Barchielli A, Verri M - i manuali Egea (2004).
- Montrasio A, Berra F, Ceriani M, Deichmann N, Gregnanin A, Guerra S, Guglielmin M, Jadoul F, Longhin M, Mair V, Mazzoccola D, Sciesa E, Zappone A - *Note illustrative della*

- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 - foglio 024 Bormio* - ISPRA: Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - Servizio Geologico d'Italia (2009).
- Nigrelli G - *Inquadramento climatico della Valtellina e della Val Camonica* - Progetto di Ricerca IReR n. 2007B023: *Definizione delle soglie pluviometriche d'inscendio di frane superficiali e colate torrentizie: accorpamento per aree omogenee* - collaboratori: Luino F, Cirio CG, Biddoccu M, Di Palma M (2008).
 - Portman DA - *Identifying and correcting urban bias in regional time series: surface temperature in China's Northern Plains* - J. Climate, 6, pp. 2298-2308 (1993).
 - Rosso R, Bocchiola D - CARIPANDA: *Cambio climatico e Risorsa Idrica nel Parco Naturale Dell'Adamello* (Ente proponente: Parco dell'Adamello, Ducoli V - Partners: Ist. di Fisica Generale Applicata, Maugeri M; Dip. di Scienze della Terra, Smiraglia C; ARPA Lombardia, Zini E; Università di Brescia-Dip. di Ing. Civile, Ranzi R – 2006).
 - Roth GD - *Guida alla meteorologia* - Mondadori SpA (1979).
 - Schär C, Wild M - *Modelle in der Klimadebatte*.
 - Schmid S - *Geologie des Umbrailgebietes* - Eclogae geol. Helv, 66, pp. 101-210 (1973).
 - Sneyers R - *On the statistical analysis of series of observations* - Tech. note 143, WMO-n. 415, pp. 192 (1990).
 - Suatoni B, Toreti A - *L'omogeneizzazione delle serie annuali di temperatura* - Rivista di meteorologia aeronautica - n. 4/2005, pp. 27-31 (2005).
 - Teegavarapu RSV, Chandramouli V - *Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records* - Journal of Hydrology, vol. 312, pp. 191-206 (2005).
 - Thom HCS - *Some Methods of Climatological Analysis* - Technical Note No. 81, WMO-n. 199, TP, 103, p. 53 (1966).
 - Vergni L, Todisco F, Mannocchi F - *Evoluzione spazio-temporale delle precipitazioni e di alcuni indicatori di siccità in Umbria* - memoria n. 2-17 - Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale, Università degli Studi di Perugia (2009).
 - Vieux BE - *Distributed Hydrologic Modeling using GIS* - Water Science and Technology Library - Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (2001).
 - Vincent LA, Gullet DW- *Canadian historical and homogeneous temperature datasets for climate change analyses* - International Journal of Climatology, vol. 19, pp. 1375-1388 (1999).
 - Dati meteorologici: AEM, ARPA Lombardia, Consorzio dell'Adda, HISTALP, Ufficio Idrografico del Po, Ufficio Idrografico di Bolzano, Servizio Meteorologico Svizzero, Cola G.