

EFFETTI DI VARIAZIONI CLIMATICHE SUL RISCHIO DI PIENA NEI BACINI ALPINI

P. Allamano¹, E. Bartolini¹, P. Claps¹ & F. Laio¹

(1) Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili, Politecnico di Torino, Italia, e-mail: paola.allamano@polito.it

SOMMARIO

In questa memoria vengono indagati gli effetti che produrrebbe un innalzamento generalizzato delle quote di zero termico sui fenomeni alluvionali nei bacini montani. I risultati sono ottenuti attraverso un modello che riproduce il meccanismo di mitigazione delle piene dovuto al carattere nevoso delle precipitazioni. L'applicazione al caso delle Alpi italiane mostra che la frequenza delle piene, a fronte di un aumento di temperatura di 2 gradi, può incrementarsi fino ad assumere valori pari a tre volte la frequenza attuale. Il fenomeno risulta tanto più marcato quanto più elevata è la quota del bacino considerato.

1 INTRODUZIONE

La preoccupazione per le conseguenze del “riscaldamento globale” in termini di rischio di piena si estende a tutti i territori montani e pedemontani del mondo, specie laddove risulta elevato il valore degli elementi a rischio. Infatti, nonostante i pareri contrastanti della comunità scientifica sul tema del cambiamento climatico (*Beniston et al.*, 1997, *Panagoulia & Dimou*, 1997, *Xu*, 1999, *Milly et al.*, 2002, *Barnett et al.*, 2005, *Koutsoyiannis & Montanari*, 2007; *Blöschl & Montanari*, 2009), esiste per questo argomento un interesse innegabile, anche non strettamente scientifico.

Il presente lavoro costituisce un tentativo di definire quantitativamente gli scenari di rischio che si verrebbero a manifestare nei territori alpini e prealpini italiani a fronte di un cambiamento nelle loro condizioni climatiche, sia che queste siano persistenti a lungo termine sia che si tratti di oscillazioni aventi periodo pluriennale. L'interesse per tale risultato va oltre quello per una semplice applicazione modellistica. Le Alpi costituiscono infatti un caso di interesse internazionale su cui la comunità scientifica sta investendo molte risorse (p. es., *Frei & Schär*, 1998; *Brunetti et al.*, 2000; *Böhm et al.*, 2001, *Rotunno & Ferretti*, 2001; *Bacchi & Ranzi*, 2003, *Allamano et al.*, 2009b).

Il contesto di applicazione attiene all'impiego di un approccio morfoclimatico alla valutazione della curva di frequenza delle piene, proposto in *Allamano et al.* (2009a). Le basi fenomenologiche su cui poggia il modello sono molto semplici e consentono una rapida applicazione su vasta scala, soprattutto se le valutazioni di interesse sono di tipo comparativo, come è il caso dell'esame degli spostamenti della curva di frequenza causati da variazioni climatiche.

Il modello probabilistico utilizzato è presentato nel paragrafo 2 della memoria. Nel paragrafo 3 è riportata un'analisi della sensitività del modello a diversi scenari climatici,

seguita da una descrizione della regione di studio. Infine, viene presentata l'applicazione al caso dell'arco alpino.

2 MODELLO GEOMORFOCLIMATICO

Nei bacini montani, a seconda delle condizioni di temperatura esistenti al momento di un evento, la precipitazione può avvenire in forma liquida su parte del bacino ed essere nevosa sulla restante parte. Il limite tra le due porzioni di bacino, definito istante per istante come il luogo dei punti che si trovano alla temperatura di transizione tra congelamento e scioglimento (assunto in questo studio pari allo zero termico), costituisce un confine ideale tra la parte di bacino che riceve la precipitazione in forma liquida e la sua complementare, sulla quale la precipitazione avviene allo stato solido. La prima è detta "area contribuyente", poiché il suo contributo alla formazione del deflusso diretto è immediato. Uno schema di questo meccanismo è presentato in figura 1.

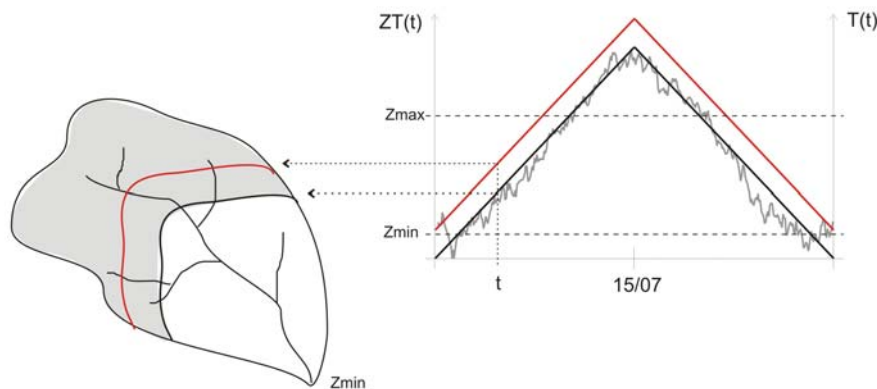


Figura 1. Rappresentazione schematica del concetto di area contribuyente in funzione del regime termico del bacino $T(t)$ e del conseguente andamento stagionale dello zero termico $ZT(t)$. La linea nera rappresenta il regime termico indisturbato, quella rossa esemplifica il caso di un ipotetico aumento delle temperature di una quantità ΔT .

La variazione da evento a evento dell'area contribuyente (in bianco in figura 1) è posta in relazione all'andamento annuale delle temperature medie sul bacino ed alle forzanti pluviometriche che producono le piene.

L'ipotesi concettuale alla base del modello considera il deflusso diretto come combinazione sia della componente legata alla struttura della precipitazione che di quella legata allo scioglimento del manto nevoso, secondo la relazione

$$q = C \cdot f_c(t) \cdot h + SM(t) \quad (1)$$

dove q è la portata specifica (cioè riferita all'unità di area), C il coefficiente di deflusso,

$f_c(t)=A_c/A$ il fattore di riduzione dell'area contribuyente A_c (che può valere al più 1, detta A l'area del bacino), h l'altezza di precipitazione e $SM(t)$ la componente di scioglimento. Si assume che la quota di zero termico $ZT(t)$ vari nel tempo con una funzione lineare simmetrica (figura 1) derivante dalla curva di regime termico medio annuo della quota media del bacino (assunta come rappresentativa del regime termico del bacino). La precipitazione viene rappresentata come un processo le cui occorrenze seguono una distribuzione di Poisson con parametro λ e le cui intensità sono esponenzialmente distribuite con media α . La componente $SM(t)$ di scioglimento è considerata nulla nella stagione fredda e variabile durante la stagione calda (cioè il periodo in cui lo zero termico supera la quota minima del bacino). Sotto tali ipotesi, ricercando la distribuzione di q condizionata al tempo t , si perviene ad una formulazione della distribuzione di frequenza delle piene in forma chiusa, grazie alla quale è possibile effettuare analisi di ampia scala sulla sensitività della distribuzione delle piene rispetto alla quota media del bacino (come mostrato in *Allamano et al., 2009a*). Ulteriore impiego del modello è quello di verificare in che modo lo spostamento della linea di zero termico possa influenzare le piene con assegnato periodo di ritorno. Un primo risultato è stato ottenuto con riferimento al territorio svizzero (*Allamano et al., 2009c*). Nel caso della presente memoria vengono considerati invece gli ambienti alpini italiani che, avendo specificità e disponibilità di dati diverse dal quelle relative alla Svizzera, hanno richiesto il ricorso a valutazioni a grande scala su tutto il Nord Italia.

3 SENSITIVITA' DELLA FREQUENZA DEI QUANTILI DI PIENA

Come accennato, il modello di *Allamano et al. (2009a)* si presta ad essere utilizzato per indagini sulla sensitività del territorio al cambiamento climatico. Per quantificare la risposta alle variazioni dei parametri, introduciamo il coefficiente *RPR* (dall'inglese *Return Period Ratio*), dato dal rapporto fra il periodo di ritorno RP attuale di un evento di piena Q_{RP} ed il periodo di ritorno $RP' = \frac{1}{1 - P'_Q(Q_{RP})}$, detta $1 - P'_Q(Q_{RP})$ la probabilità che l'evento venga superato in condizioni climatiche diverse da quelle attuali (ossia con un regime termico $T + \Delta T$ ed una precipitazione media $\alpha + \Delta\alpha$). Tale coefficiente assume dunque valori maggiori di 1 se una piena diventa più frequente all'aumentare di T e α , mentre rimane circa pari ad 1 se la variazione non ha effetti sul tempo di ritorno dell'evento considerato.

In questo paragrafo viene presentato il caso di una famiglia di bacini aventi quota minima variabile tra 500 e 4000 m s.l.m., e quota massima pari a 4500 m, ipotizzando che le condizioni climatiche che insistono sui bacini siano quelle del caso "occidentale" (presentato nel paragrafo 4). In figura 2A sono rappresentati, con gradazioni di grigio di intensità crescente all'aumentare del valore del coefficiente, i valori assunti dall'*RPR* al variare del periodo di ritorno dell'evento Q_{RP} , imponendo al regime climatico indisturbato un innalzamento di temperatura $\Delta T = 2^\circ C$ ed un incremento del 10% del valore di α . Innanzitutto si osserva che i valori di *RPR* sono tutti maggiori di 1. Ad esempio ci si aspetta che in un bacino avente quota minima pari a 2000 m, la piena con periodo di ritorno indisturbato $RP = 100$ anni debba diventare circa tre volte più frequente ($RPR = 3.1$) a fronte delle variazioni di T ed α ipotizzate. Dal grafico emerge inoltre come i bacini più sensibili siano quelli posti a quote più elevate, con effetti via

via più evidenti all'aumentare del periodo di ritorno.

In figura 2B, invece, sono riportati i valori del coefficiente RPR al variare dello scenario ΔT , $\Delta\alpha$ considerato, per un tempo di ritorno indisturbato $RP = 100$ anni, con riferimento ad un bacino avente quota massima pari a 4500 m e sezione di chiusura a 2000 m (evidenziato col cerchietto in figura 2A). I risultati sono riferiti ad incrementi di temperatura fino a 5°C e ad incrementi del parametro α che possono arrivare al 25% del valore attuale. Per chiarezza il valore di RPR corrispondente al caso indicato col cerchietto in figura 2A è stato evidenziato con un quadratino grigio. Si osserva che, anche in questo caso, tutti i valori sono maggiori di 1 (con numeri anche molto elevati in corrispondenza degli scenari più estremi), mentre il valore 1 identifica il caso di condizioni climatiche invariate. Le colonne della tabella contengono i valori di RPR risultanti dalla variazione di α (a parità di temperatura), sulle righe gli RPR risultanti dal solo incremento di temperatura (a parità di α). Si osserva che l'incremento dell' RPR tende ad accentuarsi combinando le due componenti. Infatti, a parità di α , la piena centenaria diventerebbe circa 2 volte più frequente a fronte di un innalzamento del regime termometrico di 2°, mentre la stessa piena risulterebbe essere ben 4 volte più frequente combinando il ΔT con un incremento del 15% del valore di α .

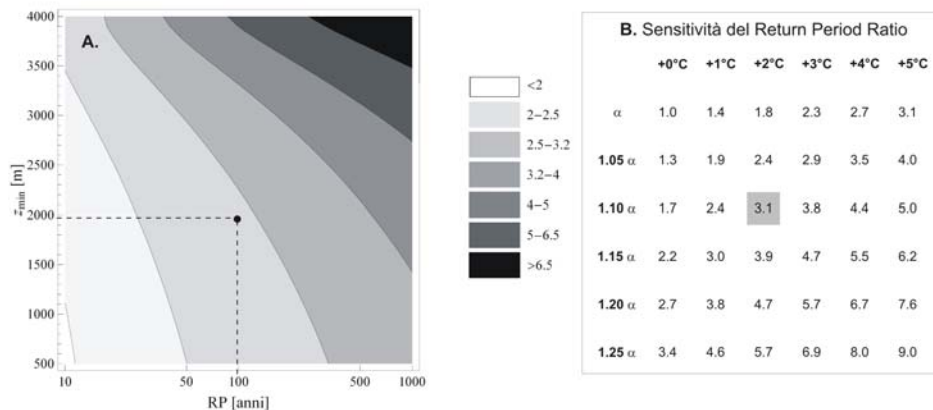


Figura 2.A. Il grafico mette in relazione il valore del coefficiente RPR con il periodo di ritorno indisturbato RP (sulle ascisse) e con la quota della sezione di chiusura z_{\min} (ipotesi di $\Delta T = 2^\circ\text{C}$ e $\Delta\alpha = 10\%$, corrispondente alla cella evidenziata in grigio nel riquadro B) di una famiglia di bacini annidati aventi quota massima pari a 4500 m. **B.** Sensibilità dell'indice RPR a diversi scenari climatici (ΔT , $\Delta\alpha$) nell'ipotesi di $RP = 100$ anni e $z_{\min} = 2000$ m (caso indicato col pallino nel pannello A).

Per un'analisi più completa sull'importanza delle variazioni di α e di T , se applicate separatamente l'una dall'altra, si faccia riferimento ad Allamano et al. (2009c).

4 DESCRIZIONE DEL CASO DI STUDIO

La regione di studio è costituita dall'arco alpino italiano e si estende per circa 1000 km da ovest a est tra la Francia sud-orientale, l'Italia settentrionale, la Svizzera, l'Austria

e la Slovenia. L'applicazione del modello richiede la caratterizzazione dei parametri α e λ del modello Poisson-esponenziale delle precipitazioni, del regime termico medio annuo della regione e, del gradiente termico medio annuo.

Per definire i parametri del modello di pioggia sono stati presi in considerazione i risultati di un precedente studio condotto dagli autori (Allamano *et al.*, 2009b), in cui era stata studiata la dipendenza delle precipitazioni di breve durata dalla quota. Su tali basi, la variabilità con la quota del parametro α è stata assunta pari a quella stimata per i massimi annui di precipitazione di durata pari ad 1 ora secondo la relazione

$$\alpha = e^{5.21} z^{-0.33} \quad (2)$$

valida al di sopra dei 200 m s.l.m secondo il suddetto studio. Il parametro λ , invece, è stato assunto in prima approssimazione costante e pari a 20 (eventi all'anno).

Per la scelta del regime termico sono stati analizzati i regimi termometrici di 300 stazioni (appartenenti alla base dati utilizzata da Claps *et al.* (2008)), le cui relazioni sia con la quota che con la longitudine sono state ricercate per mezzo di un'analisi di regressione lineare. Da tale analisi è emersa una dipendenza significativa delle temperature medie (sia mensili che annue) sia dalla quota che dalla longitudine secondo una relazione del tipo

$$T = a + b \cdot z + c \cdot lon \quad (3)$$

dove T è la temperatura (media annua), z la quota della stazione, b il valore del gradiente termico (pari a $5.5^\circ\text{C}/1000$ m se si considerano le temperature medie annue di tutto il campione), lon la longitudine (che vale 6.7° nel punto più occidentale e 13.9° nella stazione più a est) e c il gradiente termico con la longitudine (che vale $-0.26^\circ\text{C}/^\circ\text{lon}$ considerando le T medie annue di tutto il campione). Questo significa che, per il caso studio in esame, le temperature dell'arco alpino diminuiscono al crescere della longitudine, con un ΔT complessivo di quasi 2°C tra i punti estremi posti a ovest ed est. Di tali risultati empirici si è tenuto conto nell'applicazione finale, documentata nel paragrafo 5.

Per consentire di riferire i risultati ad un'area più omogenea termicamente, ma senza perdere di generalità riguardo alla variabilità orografica, si è anche analizzato un campione ristretto di bacini (costituito da 56 stazioni piemontesi e valdostane) con regime termico medio annuo assimilabile a quello delle regioni più occidentali, per le quali si può assumere che il coefficiente c della (3) sia nullo. Tale regime, ottenuto come media dei regimi mensili delle 56 stazioni e riferito alla loro quota media (pari a 670 m s.l.m.), risulta essere compreso tra 0°C e 20°C . Esso può essere ricondotto ad una forma giornaliera (triangolare simmetrica, composta da due rami, uno crescente ed uno decrescente, aventi inizio rispettivamente il 15 gennaio ed il 15 luglio) per mezzo di semplici considerazioni geometriche. Si ottiene così un regime giornaliero che a 670 m s.l.m. è variabile da -1°C al 15 di gennaio a 21°C al 15 di luglio. Riportando tale regime dalla quota di riferimento al livello del mare secondo il gradiente termico empirico b , si ricava che il regime termico delle regioni alpine occidentali, riportato a 0 m s.l.m., varia da 2.5° a 24.5°C .

5 EFFETTI DI VARIAZIONI DI T E α SULL'ARCO ALPINO

In questo paragrafo viene presentata un'applicazione al caso dell'arco alpino del modello nella sua accezione di indicatore di incremento di frequenza dei quantili a fronte di scenari di cambiamento climatico. L'eterogeneità spaziale della regione esaminata è caratterizzata in termini di variabilità altimetrica e geografica, assumendo il parametro α come funzione della quota ed il regime termico dipendente dalla quota e dalla longitudine. A questo proposito, è stato considerato un unico regime termico in Piemonte e Valle d'Aosta (riportato nel paragrafo 4), che poi è stato propagato verso est in funzione della longitudine secondo il coefficiente c (vedi eq. 3). L'analisi è riferita ad un innalzamento di temperatura $\Delta T = 2^\circ \text{C}$ e ad un incremento del 10% del valore di α , in accordo con i risultati di alcuni studi di letteratura [p.es.: Böhm et al., 2001, Klein Tank & Können, 2003, Bates et al., 2008].

I risultati ottenuti sotto tali ipotesi sono rappresentati in figura 3, dove i valori di RPR (riferiti ad un quantile di piena indisturbato corrispondente a $T=100$ anni) sono riportati sul reticolo idrografico, secondo la scala di colori abbinata alla mappa. Per poter produrre tale mappa è stato necessario calcolare preliminarmente, per ogni punto del reticolo, le quote minima, massima e media del bacino avente la sezione di chiusura nel punto stesso. Per non appesantire troppo la procedura, il calcolo è stato eseguito su un DTM con celle di lato 1 km. Inoltre, il caso del fiume Po a valle del tratto piemontese non è stato contemplato, poiché il modello non è concepito per bacini di pianura

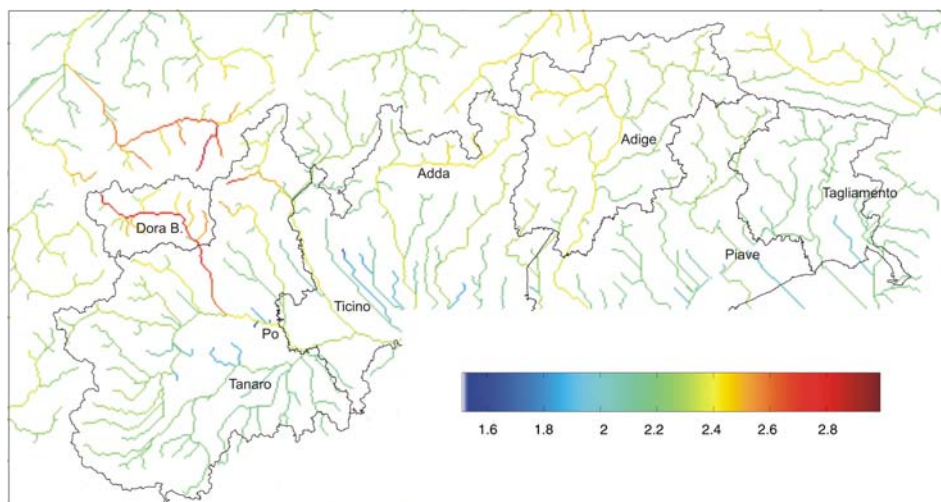


Figura 3. Variabilità dell'indice RPR lungo il reticolo idrografico dell'arco alpino, nell'ipotesi di $\Delta T = 2^\circ \text{C}$ e $\Delta \alpha = 10\%$ con riferimento alla piena centenaria. La scala di colori riportata sulla destra della mappa caratterizza la variazione dell' RPR tra il suo valor minimo (pari ad 1, in blu) ed il suo valor massimo (di poco superiore a 3).

Sulla base di tali risultati, si osserva che la piena indisturbata con periodo di ritorno $RP = 100$ anni diventerebbe fino a tre volte più frequente nelle parti di testata dei reticoli. Emerge inoltre un'attenuazione della sensibilità da ovest verso est dell'arco alpino, dovuta alla diminuzione delle quote medie e minime dei bacini. Tale

attenuazione non riesce ad essere compensata nemmeno dalla diminuzione delle temperature da ovest ad est dell'arco alpino (discussa nel paragrafo 4).

Si può inoltre notare che, muovendosi da monte verso valle sulle aste fluviali più lunghe (che ricevono il contributo di molti affluenti) di origine alpina, il valore dell'*RPR* cambia molto poco a seguito dell'immissione di aste secondarie caratterizzate da bassi valori di *RPR*, e si mantiene elevato anche nelle sezioni di valle dell'asta principale. Ciò accade quando si segue un percorso che si origina da bacini con quota massima molto elevata. Infatti, a parità di quota della sezione di chiusura e di quota media del bacino, nei bacini aventi quota massima molto elevata, la transizione della quota di zero termico verso le aree più alte produce, a parità di incremento di temperatura, un aumento più sensibile dell'area contribuente alla piena.

Il fenomeno risulta particolarmente apprezzabile nel caso del tratto pedemontano della Dora Baltea (figura 3). Considerando infatti le percentuali di area poste a quote superiori ai 2000 m per tutti i bacini del reticolo piemontese (figura 4), si nota che i bacini caratterizzati da estensioni areali importanti a quote elevate sono posti lungo la Dora Baltea e, di conseguenza, sul tratto di Po (in azzurro chiaro) a valle della confluenza con la Dora. Tali porzioni di area sono valutate a partire dalla curva ipsometrica di ciascun bacino, secondo la forma analitica (monoparametrica) riportata in *Allamano et al. (2009a)*, imponendo il rispetto delle quote massima, minima e media reali. Le curve ipsometriche utilizzate per due sezioni notevoli lungo l'asta della Dora Baltea (ad Aosta e a Tavagnasco) ed alla confluenza fra Tanaro e Po sono riportate nel riquadro di figura 4 a titolo di esempio.

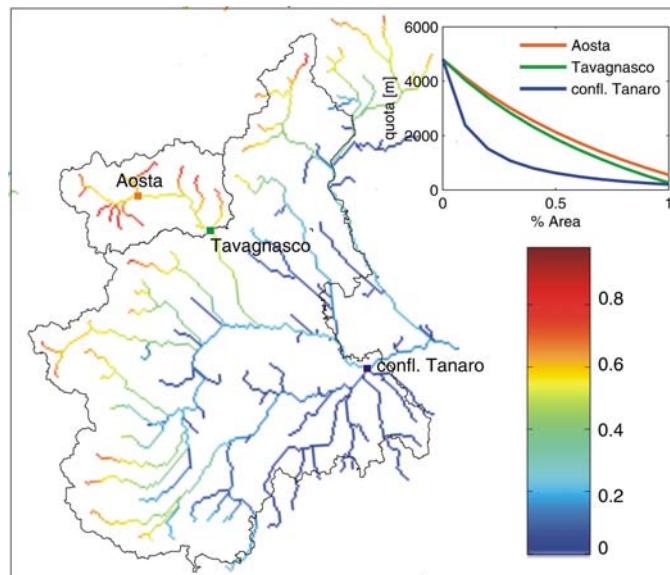


Figura 4. Percentuali di area poste a quote superiori ai 2000 m mappate sul reticolo piemontese e valdostano e curve ipsometriche di tre sezioni notevoli.

Una condizione analoga si verifica sull'asta del fiume Adige e nella parte di reticolo svizzero compresa nella figura 3 (a nord del Piemonte). A tale proposito, avendo esaminato le configurazioni morfoclimatiche alla base della ricostruzione e mappatura

dell'RPR sia sulle Alpi italiane che svizzere (in Allamano et al., 2009c), si può osservare che l'estensione della procedura all'intera regione alpina costituisce un obiettivo realizzabile in futuri approfondimenti.

6 CONCLUSIONI

In questo studio viene presentato un modello morfoclimatico di frequenza delle piene, semplice e parsimonioso, finalizzato ad indagare le variazioni del rischio di piena in aree montane e pedemontane derivanti da futuri cambiamenti nelle condizioni climatiche di temperatura e precipitazione. Il modello, che riproduce l'effetto di mitigazione delle piene dovuto al carattere nevoso delle precipitazioni, si presta ad essere applicato alle zone alpine e prealpine del nord Italia ed alle aree montane in generale. L'applicazione proposta individua in modo sistematico, sezione per sezione sul reticolo idrografico dei bacini alpini, il fattore di incremento relativo alla frequenza di una piena centennale. Tale valutazione, sebbene non abbia carattere specifico a scala di bacino per le semplificazioni insite nella struttura del modello, consente un esame complessivo della vulnerabilità dei bacini montani al cambiamento climatico.

Ringraziamenti. Questo studio è stato finanziato dal Ministero dell'Istruzione dell'Università e della Ricerca (protocollo 2007HBTS85, progetto CUBIST). Si ringrazia un revisore anonimo per gli utili commenti.

BIBLIOGRAFIA

- Allamano, P., Claps, P. & Laio, F. An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution, *Water Resources Research*, 2009a, 45, W01402, doi:10.1029/2007WR006658.
- Allamano, P., Claps, P., Laio, F. & Thea, C. A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation, *Physics and Chemistry of the Earth*, 2009b, 34, JPCE1649, doi:10.1016/j.pce.2009.01.001.
- Allamano, P., Claps, P. & Laio, F. Global warming increases flood risk in mountainous areas, *Geophys. Res. Lett.*, 2009c, 36, L24404, doi: 10.1029/2009GL041395.
- Bacchi, B. & Ranzi, R. Hydrological and meteorological aspects of floods in the Alps: an overview, *Hydrological and Earth System Sciences*, 2003, 7(6), 785-798.
- Barnett, T., Adam, J. & Lettenmaier, D., Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 2005, 438, 303-309.
- Bates, B., Kundzewicz, S., Wu, S. & Palutikov, J., Observed and projected changes in climate as they relate to water, *Climate Change and Water*, IPCC Tech. Pap. VI, Geneva; Switzerland, 2008, pp. 13-31
- Beniston, M., Diaz, H. & Bradley, R., Climatic change at high elevation sites: An overview, *Clim. Change*, 1997, 36, 233-251.
- Blöschl, G. & Montanari, A., Climate change impacts: Throwing the dice?, *Hydrological Processes*, 2009, 24(3), 374-381.
- Brunetti, M., Buffoni, L., Maugeri, M. & Nanni, T. Precipitation intensity trends in Northern Italy, *International Journal of Climatology*, 2000, 20, 1017-1031.
- Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T. & Schöner, W. Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenised instrumental time series, *International Journal of Climatology*, 2001, 21, 1779-1801.
- Claps, P., Giordano, P. & Laguardia, G. Spatial distribution of the average temperatures in Italy:

- quantitative analysis, *J. Hydrologic Engrg.*, 2008, 13(4), 242-249.
- Frei, C. & Schär, C. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations, *International Journal of Climatology*, 1998, 18, 873-900.
- Klein Tank, A. & Können, G., Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99, *J. Clim.*, 16, 3665-3680
- Koutsoyiannis, D. & Montanari, A. Statistical analysis of hydroclimatic series: Uncertainty and insights, *Water Resources Research*, 2007, 43, W05429, doi:10.1029/2006WR005592.
- Milly, P., Wetherald, R., Dunne, K. & Delworth, T., Increasing risk of great floods in a changing climate, *Nature*, 2002, 415, 514-517.
- Panagoulia, D. & Dimou, G., Sensitivity of floods events to global climate change, *J. Hydrol.*, 1997, 191, 208-222.
- Rotunno, R. & Ferretti, R. Mechanisms of Intense Alpine Rainfall, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2001, 58(13), 1732-1749.
- Xu, C., Climate change and hydrologic models: A review of existing gaps and recent research developments, *Water Resour. Manage.*, 1999, 13, 369-382.