

IMPIEGO DI CLASSIFICAZIONI CLIMATICHE QUANTITATIVE NELL'ANALISI REGIONALE DEL DEFLUSSO ANNUO

P. Claps¹ & L. Mancino²

- (1) Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili, Politecnico di Torino.
E-mail: claps@polito.it
(2) Settore Qualità Rete, Omnitel Vodafone, Milano. E-mail: luigi.mancino@omnitelvodafone.it

SOMMARIO

In questo lavoro sono state indagate connessioni tra parametri climatici e grandezze idrologiche a scala di bacino, con particolare riferimento al bilancio idrologico a scala annuale. In primo luogo si sono esaminate, sul territorio della regione Basilicata, le distribuzioni spaziali di grandezze climatiche quali: temperatura, radiazione solare globale e netta, precipitazione. La variabilità spaziale di queste grandezze, considerate alla scala di aggregazione annuale, è stata riferita, per un generico punto di interesse, essenzialmente a quota, latitudine ed eliofanìa relativa. Tali parametri consentono di determinare punto per punto in una regione, sia pur in modo semplificato, indici climatici comprendenti anche termini legati al deficit idrico medio del suolo ed al bilancio radiativo (indici di Budyko, Thornthwaite, Emberger). I valori di questi indici, calcolati appoggiandosi ad una griglia quadrata a spaziatura di 1.1 Km, sono stati analizzati esaminandone la variabilità spaziale e la sensibilità all'interno dell'area considerata. Per l'indice radiativo di Budyko si è evidenziata, rispetto agli altri due, una maggiore simmetria della distribuzione di frequenza ed una maggiore sensibilità nelle zone semi-aride. Nell'ambito di procedure di analisi statistica regionale le medie spaziali dei tre indici climatici, calcolate per alcuni bacini di interesse, hanno mostrato elevata correlazione con i momenti del deflusso annuo. Fra i tre indici, quello radiativo ha dato i risultati migliori, evidenziando la possibilità di fornire utili indicazioni nei riguardi della stima della distribuzione del deflusso annuo in bacini senza dati.

1 INTRODUZIONE

Nelle applicazioni idrologiche a scala di bacino ci si imbatte spesso in problemi di bilancio idrico, con riferimento sia ad un lasso temporale molto lungo (bilancio medio) sia a periodi brevi (ad es. modellazione continua del bilancio idrico a scala mensile o giornaliera) o ancora, come nel caso delle piene, a periodi inferiori al giorno. Nelle applicazioni pratiche relative ai bilanci idrici ci si trova spesso ad operare in condizioni di scarsa disponibilità di dati idrometrici, specie quando si opera a scala regionale. Ciò rende non agevole l'applicazione di metodi statistici classici nell'analisi regionale, che si basano unicamente sui dati idrometrici per ricostruire la distribuzione spaziale dei parametri di interesse.

Nell'ambito degli studi sulla valutazione delle disponibilità idriche a scala regionale sono stati proposti metodi per lo più a base deterministica, in cui si sono ben approfondite le problematiche di stima del valor medio del deflusso annuo (v. es. *Wolock & McCabe, 1999*). I metodi utilizzati sono quelli classici del bilancio idrico ricostruito in base alle differenze tra precipitazione ed evapotraspirazione; in sostanza, si tratta di evoluzioni più o meno sofisticate, e senz'altro aggiornate, del classico bilancio alla *Thornthwaite & Mather (1955)*. D'altro canto, sono stati recentemente proposti metodi statistici appropriati per il caso, non banale, della rappresentazione spaziale di variabili aggregate sul supporto spaziale del reticolo idrografico (*Gottschalk, 1993, Sauquet et al., 2000*). Metodi di questo tipo si applicano però ad un singolo parametro (nel caso specifico, la media) e non entrano nel merito dell'analisi statistica regionale della variabile. Bisogna pertanto determinare separatamente la distribuzione di probabilità, del deflusso annuo nel caso in esame, ed i relativi parametri stimati per i bacini con dati.

Nell'utilizzare metodi statistici di analisi regionale ci si può riferire a criteri che consentono di individuare gruppi di bacini 'statisticamente omogenei', rispetto ad uno o più parametri della distribuzione di probabilità (v. es. *Claps et al., 1998*), oppure ricercare relazioni tra questi parametri e variabili fisiche di natura climatica, morfologica e geologica. Nel caso della media del deflusso annuo tali ultime relazioni, che ricadono nell'approccio deterministico citato inizialmente, verranno qui considerate con modalità sufficientemente semplici da consentire applicazioni a larga scala. Legami analoghi verranno poi ricercati per la varianza del deflusso annuo, parametro per il quale non si è a conoscenza di metodi che ne abbiano indagato la variabilità spaziale. La base di informazione climatica di riferimento per gli obiettivi appena indicati è quella degli indici di umidità-aridità, già utilizzati con riscontri positivi in relazione all'attitudine dei bacini a produrre una data frequenza annua di eventi di piena a parità di eventi di pioggia (*Iacobellis et al., 1998*).

In un'ottica più generale, in questo lavoro si intende rivalutare il patrimonio di conoscenza relativo alle 'classificazioni climatiche' (v. es. *Susmel 1990, Biancotti et al., 1998*) utilizzando un approccio quantitativo, all'incirca nel senso indicato da *Linacre (1999)* e con qualche analogia con quanto proposto da *Berger & Entekhabi (2001)*, ma con una definitiva finalizzazione a supporto di analisi idrologiche a scala regionale. Nell'ambito di questo obiettivo, si sono applicate e valutate relazioni tra parametri geografici, morfometrici e climatici all'interno della regione Basilicata, nell'intento di indicare il contenuto minimo di informazione necessario per il calcolo degli indici climatici utilizzati. Questi indici, introdotti nel paragrafo che segue, sono stati calcolati su punti appartenenti ad una maglia, di lato pari a circa 1.1 km, che occupa l'intera superficie della regione, cioè quasi 10 000 km². Tali indici sono stati poi raggruppati sulle aree relative a bacini sottesi da stazioni storiche di misura del Servizio Idrografico Nazionale, per poi procedere a valutazioni sulla loro rappresentatività quali possibili fattori di variabilità del deflusso annuo.

2 INDICI CLIMATICI

Al fine di classificare il clima di un determinato territorio, molti autori si sono cimentati in elaborazioni di dati climatici elementari, finalizzate alla definizione di Indici Climatici Sintetici (v. *Pinna, 1977; Susmel, 1990*). In alcuni casi la classificazione dei climi è stata ottenuta prendendo come base un fattore limitante della vegetazione, quale,

ad esempio, l'aridità. Per derivare indici di aridità le variabili più utilizzate sono: precipitazione, temperatura, evapotraspirazione, radiazione solare.

In sostanza, fatta salva la necessità di disporre della precipitazione, si possono definire indici di aridità secondo tre categorie principali, in funzione delle grandezze seguenti: *i)* temperatura; *ii)* evapotraspirazione; *iii)* radiazione solare. Tra i molti indici, proposti nell'arco di parecchi decenni, se ne è selezionato uno solo per ogni categoria, basandosi sulle valutazioni riportate nei testi citati ed anche sulla frequenza con cui sono stati considerati nelle utilizzazioni pratiche. Le caratteristiche degli indici utilizzati sono brevemente descritte nel seguito.

- *Temperatura: Indice di Emberger (I_E)*. L'indice di umidità di *Emberger (1955)* è stato proposto per climi a determinante mediterranea, ed è calcolato in base alla precipitazione media annua P ed alle temperature medie del mese più caldo, M e di quello più freddo m , entrambe espresse in °K:

$$I_E = \frac{2000 \cdot P}{M^2 - m^2} \quad (1)$$

Tale indice cresce proporzionalmente al grado di umidità dell'area considerata.

- *Evaporazione: Indice di umidità globale di Thornthwaite (I_T)*. Dal lavoro di *Thornthwaite (1948)* si evincono in realtà due diversi indici, uno di umidità ed uno di aridità. La combinazione di questi fornisce il cosiddetto indice di umidità globale che, nella forma più semplice si presenta come un indice di bilancio idrico relativo a scala annua:

$$I_T = \frac{P - ET_p}{ET_p} \quad (2)$$

analogo, ad esempio, al *wetness ratio* usato da *Berger & Entekhabi (2001)* ed in base al quale è stato mappato il deficit idrico medio a scala globale (*UNESCO, 1979*). ET_p corrisponde all'altezza di evapotraspirazione potenziale media annua. Tale valore può essere stimato con modalità che dipendono essenzialmente dai dati climatici disponibili. In presenza di soli dati di temperatura, le formule consigliate sono sostanzialmente quella di *Thornthwaite* (v.es. *Moisello, 1999*), più che altro per l'estesissima base di impiego pratico, e quella di *Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985)*. Entrambe sono da applicare alla scala mensile, per poi fornire ET_p tramite la somma dei 12 valori ottenuti.

- *Radiazione solare: Indice radiativo di Budyko (I_B)*. Nel proporre una metodo per valutare l'umidità effettivamente disponibile per la vegetazione, *Budyko (1956)* propose una semplice classificazione, ampiamente accettata, basata su un bilancio di energia. L'indice di aridità radiazionale di *Budyko* si esprime come:

$$I_B = \frac{R_n}{\lambda \cdot P} \quad (3)$$

con R_n = radiazione netta annua, λ = calore latente di vaporizzazione e P = precipitazione media annua. I valori assunti da I sono inferiori all'unità in regioni umide e superiori in regioni aride. Anche questo indice è stato utilizzato per la definizione di mappe di coefficienti di deflusso alla scala globale (v. *Sanderson, 1990; p. 88*)

In sostanza, usando relazioni per la stima della ET_p basate solo sulla temperatura, le altre due grandezze significative per la valutazione degli indici climatici considerati sono i valori medi annui di precipitazione e di radiazione solare netta. Quest'ultima non è

disponibile in misure sistematiche sul territorio nazionale, per cui rappresenta, di fatto, una grandezza derivata, la cui valutazione diventa un fattore discriminante rispetto alla facilità di determinazione dell'indice di Budyko.

Nei paragrafi che seguono si presenteranno le modalità con le quali si è pervenuti alla rappresentazione spaziale dei parametri climatici principali, al fine anche di stabilire quali variabili fondamentali sono necessarie per la stima della radiazione netta. I risultati di successive elaborazioni sugli indici climatici forniranno poi elementi per valutare se le complicazioni e le approssimazioni insite nella stima di R_n trovano giustificazione nel contenuto di informazione da essa fornito. In ogni caso, la stima semplificata di R_n rende praticabile, anche a vasta scala, l'applicazione di metodi per la stima della ET_p fisicamente più corretti di quelli basati sulla sola temperatura.

3 DETERMINAZIONE DI PARAMETRI CLIMATICI A SCALA REGIONALE

3.1 Interpolazione spaziale della precipitazione.

La distribuzione spaziale di tutti i parametri climatici considerati è stata effettuata riferendosi ad un modello digitale del terreno estratto dal global Digital Elevation Model GTOPO30 dell'USGS [<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>] che ha una risoluzione di 30'' (lato della maglia pari a 1.1 Km circa). In ogni punto della matrice di circa 10 000 punti relativa alla regione Basilicata sono pertanto disponibili la quota e le coordinate geografiche e cartografiche. Riguardo alla precipitazione media annua P , le osservazioni disponibili si riferiscono a 137 stazioni pluviometriche del Servizio Idrografico Nazionale (compartimenti di Catanzaro, Bari e Napoli), con almeno 20 anni di osservazione (i dati utilizzati sono riportati in Mancino, 2000).

Lo schema utilizzato per la determinazione della precipitazione media annua si basa su una tecnica abbastanza collaudata, riportata ad es. in Faulkner & Prudhomme (1998), che viene qui impiegata con modalità semplificate. In pratica si è utilizzato un approccio geostatistico per la determinazione di isoiete medie annue, ma solo dopo aver utilizzato, per quanto possibile, la dipendenza della grandezza P da variabili geografiche e morfologiche. In prima istanza si è provato a legare P alla quota Z del sito (in m) ed alla sua distanza d dal mar Tirreno (in Km), misurata secondo la direzione Sud-Ovest (per tener conto della provenienza tipica delle perturbazioni di origine atlantica). Sulle 137 stazioni si è stimata una relazione lineare tra le grandezze ($R^2=0.65$) del tipo:

$$P = 1493 - 0.0456 \cdot Z - 7.22 \cdot d \quad (4)$$

I residui della regressione sono stati successivamente interpolati spazialmente con la tecnica del kriging, utilizzando routines disponibili per il software ArcView. Ne è risultata una mappatura spaziale dei soli residui, che tende a dare importanza ai fattori di prossimità geometrica ai punti di misura per la sola quota parte della grandezza P non spiegabile con la quota e la distanza dal mar Tirreno. In definitiva, in ogni punto della griglia la stima di P è stata ottenuta applicando prima la (4) e poi aggiungendo al risultato ottenuto il valore del residuo stimato nel punto tramite applicazione del kriging. Questa procedura non modifica, ovviamente, i valori di P rilevati nelle stazioni

3.2 Interpolazione spaziale della temperatura

Per la temperatura non è stato necessario ricorrere a tecniche di interpolazione spaziale, data la buona rappresentatività del legame statistico tra questa variabile e le grandezze quota e latitudine. Le relazioni usate sono state ottenute da *Claps & Sileo (2001)* su dati di 80 stazioni termometriche dell'Italia Meridionale, e valgono per zone interne (10 km di distanza minima dal mare). La dipendenza della temperatura media annua T ($^{\circ}\text{C}$) da quota Z (in m) e latitudine Lat (espressa in gradi sessadecimali) è data da:

$$T = 33.73 - 0.0063 \cdot Z - 0.4091 \cdot Lat \quad (5)$$

mentre le temperature medie mensili t_j sono ottenute moltiplicando T per il regime termometrico $f(j)$, funzione a media unitaria dei mesi j dell'anno. Il regime termometrico è ricostruito tramite una serie di Fourier ad una sola armonica:

$$f(j) = 1 + B \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi}{12} \cdot j\right) + C \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi}{12} \cdot j\right) \quad (6)$$

i cui coefficienti sono ottenuti, nello stesso lavoro, in funzione della sola quota Z , tramite le relazioni: $C = -0.3095 - 0.000236 \cdot Z$ e $B = -0.0579 + 0.990 \cdot C$. In base a queste ultime è possibile stimare le temperature medie mensili di un generico punto in base ai valori di Z e di Lat ad esso relativi.

3.3 Stima della radiazione netta

Il bilancio radiativo sulla superficie terrestre si basa sulla differenza tra flusso energetico entrante, detto radiazione solare globale, R_s , ed il flusso uscente, costituito da un termine ad onde corte (la quota di riflessione di R_s) e dalla radiazione ad onde lunghe emessa dalla superficie stessa in relazione alla sua temperatura. Il valore della differenza tra termini in ingresso ed in uscita è detto radiazione netta R_n . I termini entranti ed uscenti di flusso energetico possono essere stimati con diversi gradi di dettaglio, in relazione ai dati microclimatici disponibili. Le relazioni qui utilizzate sono basate su indicazioni riportate in *Brutsaert (1982)* e sono state selezionate in base ad una disponibilità di dati molto ridotta. Si riassume, di seguito, la relazione finale utilizzata per stimare la radiazione netta media mensile, basata solo su dati -medi mensili- di temperatura media t ($^{\circ}\text{C}$) e di eliofania relativa n/N , pari al numero effettivo n di ore di insolazione rapportato al numero N teorico:

$$R_n = R_a \cdot (0.25 + 0.5(n/N))(1 - \alpha) + \left[0.2 + (1 - 0.2) \cdot (n/N) \right] \cdot \left\{ \left[(1 - 0.261 \cdot \exp(-77.7 \cdot 10^{-4} t^{-2})) \sigma (t + 273.16)^4 \right] - \left[\sigma (t + 273.16)^4 \right] \right\} \quad (7)$$

In realtà sono da determinare ancora l'albedo α della superficie, qui assunta costante in tutta la regione considerata (con valore 0.3) ed il termine di radiazione extraterrestre incidente R_a , univocamente ottenibile (v. es. *FAO, 1990*, formule 18-23) in funzione della latitudine e del giorno dell'anno. Il simbolo σ indica la costante di Stefan-Boltzmann.

Oltre che sulla base mensile, utilizzata in questo lavoro, la (7) può essere impiegata su base giornaliera. In questo caso, stime migliori di R_n possono essere ottenute riferen-

dosi alle escursioni termiche giornaliere; infatti, sia la stima della radiazione globale ‘in ingresso’ R_s (v. *Supit & Van Kappel, 1998*) che quella relativa alle componenti di emissione da parte della superficie (v. *FAO, 1990*), possono beneficiare della conoscenza di t_{max} e t_{min} . Dalla t_{min} giornaliera, infatti, quale analogo della temperatura di rugiada, è direttamente ottenibile la pressione di vapore effettiva, che compare nelle relazioni teoriche (v. es. *FAO, 1990*).

I dati di escursione termica sono però meno usati dei valori medi giornalieri, e di meno facile reperimento. Inoltre, le relazioni utilizzate per la stima spaziale della temperatura dovrebbero essere riformulate per poter essere utilizzate anche per i valori minimi mensili, essendo le escursioni termiche molto più sensibili alla morfologia locale rispetto ai valori medi (v. *Pinna, 1977*).

In definitiva, l’unico ulteriore dato necessario per pervenire alla stima della radiazione netta mensile riguarda l’eliofania relativa. Questo dato, di determinazione molto semplice, non è sistematicamente rilevato a scala nazionale. Avvalendosi di dati da satellite, è possibile sostituire n/N con la grandezza m , detta fattore di nuvolosità medio frazionario, che rappresenta il numero medio di ottavi di cielo (*Okta*) liberi da nuvole in un dato sito. Tra i due parametri è stata proposta (*Brutsaert, 1982*) la relazione approssimata $m=1-n/N$. Utilizzando dati *NOAA-COADS* (*Woodruff et al., 1998*), relativi al periodo 1950-1997 e riportati su griglia con risoluzione 2° , si sono ottenute, mese per mese, curve isoparametriche del parametro m . Operando per interpolazione lineare sulla superficie di interesse si sono ottenuti, in ogni punto, valori medi mensili di m , successivamente trasformati in n/N con la relazione precedente.

E’ utile sottolineare che le approssimazioni relative alla determinazione del fattore di insolazione hanno rilevanza fin dalla fase di valutazione dell’apporto radiativo globale alla superficie (radiazione solare). Per questa componente è stato possibile confrontare, in alcune stazioni della regione, le stime dei valori medi mensili con i corrispondenti valori misurati (*Petrarca et al., 1999*), con esiti più che positivi. Le ulteriori approssimazioni relative alla stima di R_n derivano dal considerare costante l’albedo e dal far riferimento alle sole temperature medie. Una eventuale ripartizione uniforme (nello spazio) degli errori derivanti da queste approssimazioni non avrebbe grande effetto sugli esiti di analisi, come questa, centrate sulla variabilità spaziale di parametri climatici.

4 VARIABILITÀ SPAZIALE DEGLI INDICI CLIMATICI E DEL DEFLUSSO ANNUO

4.1 Sensibilità degli indici climatici

L’applicazione dei metodi per la determinazione delle variabili climatiche primarie (P , T) e secondarie (R_n) ha consentito il calcolo degli indici climatici considerati in ogni punto della griglia a maglia quadrata che ricopre il territorio della regione Basilicata. Su tali valori si è subito valutato il grado di rappresentazione che ogni indice fornisce del territorio in esame. Trattandosi di valori rappresentati su scale diverse, la valutazione è avvenuta confrontando le curve di frequenza cumulata degli indici, sia adimensionalizzandoli rispetto alla media che standardizzandoli. Confrontando i valori adimensionali, si rileva che l’indice di Thornthwaite (I_T) è di gran lunga quello con la maggiore variabilità all’interno della regione mentre, dopo la standardizzazione, si avvicina abbastanza a quello di Emberger (I_E). Entrambi risultano piuttosto asimmetrici (Fig. 1), presentando maggiore variabilità (e quindi maggiore sensibilità) nell’ambito delle zone umide. L’indice di Budyko (I_B), qui rappresentato cambiato di segno, presenta invece una di-

sistribuzione più simmetrica (media quasi coincidente con la mediana) e mostra migliore sensibilità nelle zone aride (valori inferiori alla media). La sensibilità in zone aride è importante in relazione al fatto che, al diminuire dell'umidità, la non linearità della trasformazione afflussi deflussi aumenta, in quanto l'evapotraspirazione effettiva si allontana sempre più da quella potenziale. Ciò rende più variabili, in senso statistico i fenomeni di formazione dei deflussi (medi e di piena) in zone aride.

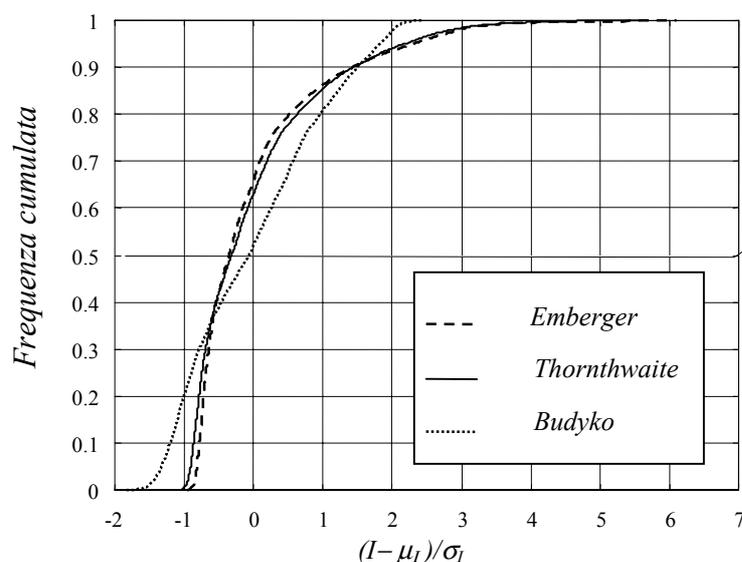


Figura 1. Curve di frequenza cumulata degli indici climatici considerati (standardizzati).

4.2 Media e varianza del deflusso annuo

A partire da una rappresentazione distribuita, valori rappresentativi degli indici climatici alla scala di bacino possono essere ottenuti come medie spaziali. Ci si chiede se questi valori possano contenere informazioni utili nei riguardi della variabilità della media μ_D del deflusso annuo D ed, eventualmente, della sua distribuzione di probabilità. Analisi come quelle di *Wolock & McCabe (1999)* e di *Sauquet et al (2000)* sono riferite al deflusso medio annuo. Rispetto a queste, si propone un approccio più pratico, ma anche finalizzato a definire tutta la distribuzione di probabilità. L'applicazione è stata condotta su 17 bacini appartenenti al territorio della regione Basilicata, le cui caratteristiche sono riportate in Tab. 1. Ulteriori dettagli sono reperibili in *Mancino (2000)*.

In relazione alla media, come è intuibile, tutti e tre gli indici sono abbastanza rappresentativi: le relazioni risultano lineari tra μ_D ed i due indici I_E e I_T , anche se con residui non del tutto indipendenti, mentre la migliore correlazione trovata (Fig 2) vede I_B legato a $\mu_D^{1/3}$. È interessante notare che sia in *Claps et al. (1998)* che in *Mancino (2000)* la migliore stima empirica della media è risultata del tipo $\mu_D^{1/3} = f(\ln P)$. Inoltre, ancora *Claps et al. (1998)* individuano la trasformata radice cubica della normale come quella ottimale, per la variabile D , su tutto il territorio della regione. Delle devianze riscontrabili in Fig. 2, è giustificabile quella relativa alle stazioni 13-14 (Agri), causata da apporti provenienti da zone esterne allo spartiacque topografico ma non a quello freatico.

In *Claps et al. (1998)* si individuano aree omogenee rispetto all'ipotesi che la va-

rianza di $D^{1/3}$ sia costante. Se si vuole ricercare modalità di variazione (continua) della varianza di D , la trasformata $D^{1/3}$ sarà quindi la meno adatta ad evidenziarle. Infatti, il legame più evidente riscontrato è tra il logaritmo della varianza, $\ln \sigma_D^2$, e I_B (Fig 3). Gli altri due indici hanno fornito risultati poco significativi. È interessante constatare che i bacini 13-14 non mostrano anomalie nella varianza rispetto alla maggioranza degli altri. Gli intervalli di confidenza riportati su tutti i valori di $\ln \sigma_D^2$ mostrano come la relazione trovata sia ancora migliorabile, nonostante il valore abbastanza elevato di R^2 (=0.8566). Ciò nondimeno, nei confronti di procedure statistiche empiriche, l'inclusione di un parametro esplicativo di natura climatica nella determinazione della varianza di D rappresenta un aiuto notevole nei casi in cui si opera in completa assenza di dati idrometrici.

Cod. Bacino	Area (km^2)	Z media (<i>m s. m.m.</i>)	Num. dati	μ_D (<i>mm</i>)	σ_D^2 (mm^2)
1 <i>Ofanto a Cairano</i>	272	674	23	356	15583
2 <i>Atella a ponte sotto Atella</i>	158	813	45	240	8689
3 <i>Ofanto a Monteverde scalo</i>	1028	657	33	253	16171
4 <i>Arcidiaconata a ponte r-l</i>	124	530	32	181	7203
5 <i>Venosa a ponte S. Angelo</i>	261	502	42	127	5390
6 <i>Bradano a Tavole Palatine</i>	2743	407	21	87	3289
7 <i>Bradano a S. Giuliano</i>	1631	440	18	133	11791
8 <i>Bradano a p.te Colonna</i>	459	560	36	136	9094
9 <i>Basento a Menzена</i>	1405	664	23	276	18208
10 <i>Basento a Gallipoli</i>	848	893	37	352	19614
11 <i>Basento a Pignola</i>	42.4	1015	41	574	45886
12 <i>Agri a Tarangelo</i>	507	870	32	628	33316
13 <i>Agri a Grumento</i>	278	886	16	775	23841
14 <i>Agri a le Tempe</i>	174	933	39	809	45108
15 <i>Sinni a Valsinni</i>	1142	752	31	555	32642
16 <i>Sinni a Pizzutello</i>	233	932	44	1000	116017
17 <i>Noce a la Calda</i>	44	1121	28	1207	93956

Tabella 1. Caratteristiche fisiche e momenti campionari del deflusso annuo per i bacini in studio.

5 CONCLUSIONI

In questo lavoro si è inteso rivalutare, con approccio quantitativo ed a supporto di analisi statistiche regionali, il patrimonio di conoscenza relativo alle classificazioni climatiche, finora oggetto essenzialmente di mappature a carattere descrittivo. Tale applicazione è stata preceduta da considerazioni relative allo standard minimo, in termini di dati climatici, necessario per il calcolo di parametri utili alla classificazione climatica di una zona, concludendo che valutazioni efficaci possono essere effettuate disponendo solo di dati di precipitazione, quota, latitudine ed indice di nuvolosità. In base ai risultati conseguiti, si ritiene utile considerare indici radiativi del tipo I_B di Budyko, sia per la sensibilità che presentano in zone aride, che per i legami che presenta con i parametri

della distribuzione del deflusso annuo.

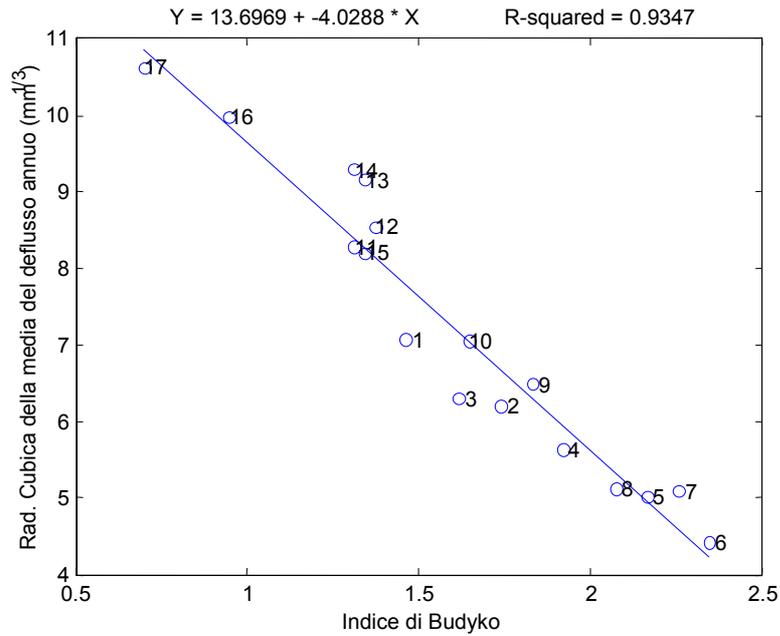


Figura 2. Relazione tra Indice di Budyko e radice cubica della media del deflusso annuo.

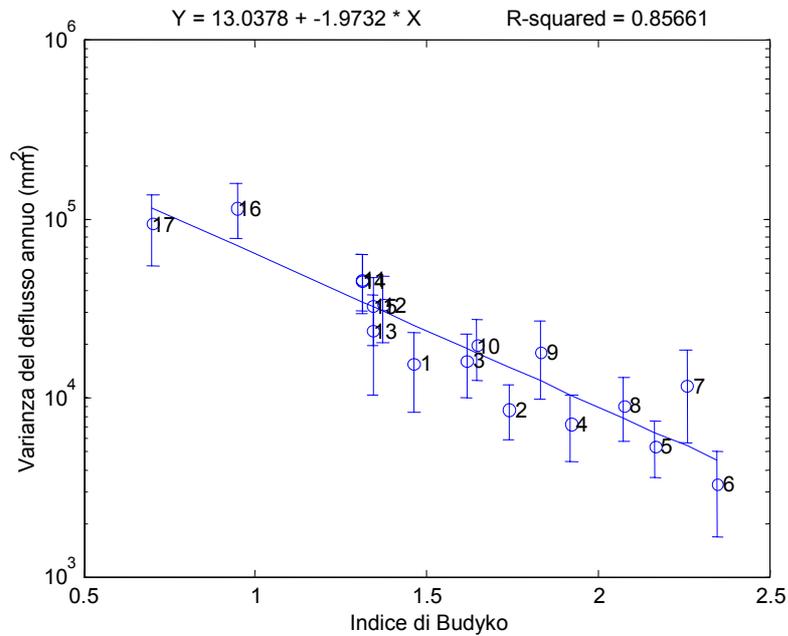


Figura 3. Relazione tra I_B e logaritmo della varianza di D .

BIBLIOGRAFIA

- Berger, K.P., and D. Entekhabi, Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate, *Journal of Hydrology*, 247, 169-182, 2001
- Biancotti A., G. Bellardone, S. Bovo, B. Cagnazzi, L. Giacomelli, C. Marchisio, Distribuzione regionale di piogge e temperature. *Studi climatologici in Piemonte*, 1, Regione Piemonte, Dir. Serv. Tec. di Prevenzione, 80 pp. 1998.
- Brutsaert W., *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications*, Reidel, 1982.
- Budyko, M.I., *The heat balance of the Earth's surface*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 1956.
- Claps P., M. Fiorentino e G. Silvagni, Studio per la Valorizzazione e la Salvaguardia delle Risorse Idriche in Basilicata, [<http://www.latibi.unibas.it/prodotti/rapporti/01rapp01/>], *Regione Basilicata*, 300 pp. 1998.
- Claps P., C. Sileo, Caratteri termometrici dell'Italia Meridionale, 'L'Acqua', 5, 23-31, 2001.
- Emberger, L., Une classification biogéographique des climats.- *Rev. Trav. Lab. Bot. Fac. Sci., Montpellier*, 7: 3-43. 1955
- FAO. Report on the Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements, [<http://www.fao.org/landandwater/aglw/webpub/revmeth.htm>], 1990.
- Faulkner, D.S., Prudhomme, C., Mapping an index of extreme rainfall across the UK. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2 (2-3), 183-194, 1998
- Gottschalk, L., Interpolation of runoff applying objective methods., *Stoch. Hydrol. Hydraul.*, 7 (4), pp. 269-281, 1993
- Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani, Reference Crop Evaluation from temperature. *Applied Engr. in Agric.* 1 (2), 96-99, 1985
- Iacobellis V., P. Claps, M. Fiorentino, Sulla dipendenza dal clima dei parametri della distribuzione di probabilità delle piene, *Atti XXVI Conv. Idraul. e C. I., Catania*, Vol II, 213-224, 1998.
- Idso, S.B. and R.D. Jackson, Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 5397-5403, 1969
- Linacre, E., Geography and Climate, [http://www-das.uwo.edu/~geerts/cwx/notes/chap16/geo_clim.html], 1999
- Mancino L., Connessioni tra parametri climatici ed idrologici a scala regionale con applicazione ai bacini idrografici lucani, Tesi di laurea non pubblicata, Università della Basilicata, 2000.
- Moisello U., *Idrologia Tecnica*, La Goliardica Pavese, Pavia, 1999.
- Petrarca, S., F. Spinelli, E. Cogliani and M. Mancini, *Profilo climatico dell'Italia*, (7 voll.), ENEA, 1999.
- Pinna M., *Climatologia*, UTET, Torino, 1977.
- Sanderson M. (ed.), *Unesco Sourcebook in Climatology*, UNESCO, 109 pp., 1990.
- Sauquet, E.; Gottschalk, L.; Leblais, E., Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme, *Hydrol. Sci. Jour.*, 45 (6), 799-816, 2000
- Supit, RR van Kappel, A simple method to estimate global radiation, *Solar Energy* 63 (3), pp. 147-160, 1998.
- Susmel, L., *Principi di ecologia*, CLEUP, Padova, 1990.
- Thornthwaite, CW, An approach toward a rational classification of climate. *Geophys. Rev.* 38: 55-94, 1948.
- Thornthwaite, C.W. & J.R. Mather, The water balance. *Publications in climatology*. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology. Vol. VIII, No. 1., 1955.
- UNESCO, Map of the World Distribution of Arid Regions, *MAB technical notes*, 7, Paris, 1979
- Wolock, D.M.; McCabe, G.J., Explaining spatial variability in mean annual runoff in the coterminous United States, *Climate research*, vol. 11, no. 2, pp. 149-, 1999
- Woodruff, S.D., H.F. Diaz, J.D. Elms, and S.J. Worley, COADS Rel. 2 data enhancements for improvements of marine surface flux fields, *Phys. Chem. Earth*, 23, 517-527, 1998