

Il bilancio idrico annuale (BIA)

Col metodo del coefficiente di deflusso fisiografico

Luigi Fanizzi – Ecoacque® – Email: info@ecoacque.it

Nella presente memoria si descrive la modellazione dei processi idrologici, rilevanti a scala di bacino idrografico. La valutazione delle risorse idriche complessive di un territorio e la loro ripartizione, in superficiali e sotterranee, rappresenta una delle basi indispensabili per una corretta e razionale utilizzazione delle stesse. Essa serve anche a descrivere i processi da essa controllati ed a mettere in evidenza quali sono i meccanismi di inquinamento cui la risorsa è più facilmente vulnerabile. Le risorse idriche di un territorio sono una variabile strategica per vari motivi, fra cui, i preminenti sono:

- l'approvvigionamento idrico per usi potabili;
- l'approvvigionamento per usi produttivi;
- il controllo della qualità dei corpi idrici superficiali (e, secondariamente, sotterranei), minacciati soprattutto dall'inquinamento, di origine non puntiforme, dovuto alle attività agricole e zootecniche;
- il controllo degli effetti dei dissesti idrogeologici ed, in particolare, l'erosione dei suoli.

Detta quantificazione è effettuata calcolando il bilancio idrico dell'intero dominio idrogeologico in cui è compreso il territorio in studio. Per bilancio idrologico, si intende la stima analitica dei volumi idrici che entrano ed escono da un bacino idrografico in un determinato intervallo di tempo (generalmente un anno). In maniera sintetica, può essere espresso nella seguente forma (A. Di Bernardo, 2008):

$$P = D + ETR \pm DR \text{ [mm]}$$

con

P = precipitazioni totali nell'intervallo dell'anno medio idrologico [mm];

D = deflusso totale (superficiale e sotterraneo) nell'anno medio idrologico [mm];

ETR = evapotraspirazione reale [mm]

DR = variazione delle riserve idriche [mm].

Se i parametri P, D ed ETR sono mediati su un lungo periodo (15 + 30 anni), DR tende ad annullarsi, perché nel lungo periodo le positive e negative, delle riserve, si compensano. In questo caso si parla di *Bilancio Idrologico Annuo Medio* (cd BIAM).

Precipitazioni

Definito l'intervallo di tempo da utilizzare, per mediare i parametri del bilancio (per esempio 20 anni), si procede valutando l'afflus-

so medio nello stesso periodo. Il parametro P, del bilancio, viene espresso, generalmente, sotto forma di altezza meteorica media [mm] ed è ricavabile attraverso la costruzione di una regressione lineare multipla a minimi quadrati, scegliendo, come variabili indipendenti, la distanza dalla linea di costa (d_c) e la quota topografica (d_t), espresse in metri e note per ogni stazione pluviometrica (A. Pistocchi et al., 2000):

$$P_m = a \cdot d_c + b \cdot d_t + c \text{ [mm]}$$

con

a, **b** e **c** coefficienti di regressione.

Più semplicemente il parametro P può, anche, ricavarsi attraverso il metodo dei topoi di Thiessen, mediante l'interpolazione dei valori registrati nelle stazioni di misura, facendo attenzione ad escludere punti di misura eccessivamente distanti dall'area esaminata e/o in condizioni climatiche differenti (Figura 1). La precipitazione media areale si stima, in tal caso, calcolando la media ponderale degli **n** valori di pioggia osservati (P_i).

Il peso di ciascuna stazione è pari al rapporto:

$$\frac{\text{Superficie topoieta } (S_i)}{\text{Superficie totale bacino } (S_T)} \text{ essendo } \sum_{i=1}^n S_i = S_T$$

onde risulta

$$P_m = \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{S_T} \cdot P_i$$

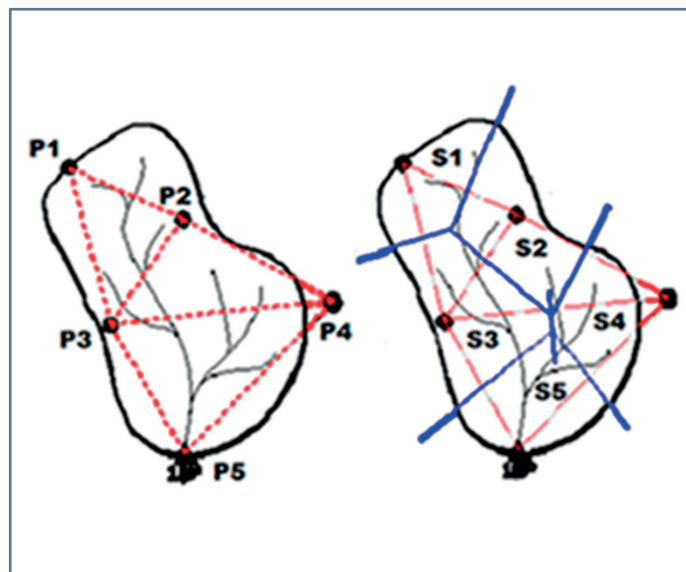


Figura 1 – Costruzione dei topoi di Thiessen per un generico bacino idrografico.

MESI	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
LAT. N	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k
36	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37	0,86	0,84	1,03	1,1	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38	0,85	0,84	1,03	1,1	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,8
42	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79
43	0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,2	1,04	0,95	0,81	0,77
44	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,3	1,2	1,04	0,95	0,8	0,76
45	0,8	0,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75
46	0,79	0,81	1,02	1,13	1,29	1,31	1,32	1,22	1,04	0,94	0,79	0,74
47	0,77	0,8	1,02	1,14	1,3	1,32	1,33	1,22	1,04	0,93	0,78	0,73
48	0,76	0,8	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	0,93	0,77	0,72

Tabella 1 – Coefficiente di irraggiamento k, in funzione della latitudine.

Temperature

Il parametro temperatura media, essendo il regime termometrico più regolare di quello pluviometrico, può ricavarsi attraverso l'adozione di un modello regressivo basato sulla variazione lineare della temperatura (T) registrata alle stazioni di misura ed espressa in gradi centigradi, in funzione della quota topografica (H), del tipo (Piero Barazzuoli et al., 1996):

$$T_m = a + (b \cdot H) [^{\circ}C]$$

con

a = (ordinata all'origine) temperatura media dell'aria nella pianura antistante il rilievo [°C];

H = quota topografica [m];

b = (coefficiente angolare), esprime il decremento termico unitario ossia il gradiente termometrico [°C/m].

Evapotraspirazione reale

Può essere ricavata indirettamente attraverso la stima, preliminare, dell'evapotraspirazione potenziale, mediante il bilancio di C.W. Thornthwaite & J.R. Mather (1957). Secondo Thornthwaite-Mather (Massimo Civita, 2005):

$$ETP = 16 \cdot k \cdot \left(\frac{10 \cdot T_m}{I}\right)^a$$

con

ETP = evaporazione potenziale media mensile [mm/mese];

k = $\frac{N \cdot d}{12 \cdot 30}$ coefficiente di irraggiamento mensile (Tabella 1);

N = numero massimo di ore di sole giornaliere, in funzione della latitudine;

d = numero di giorni del mese;

T_m = temperatura media giornaliera del mese [°C];

I = $\sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1,514}$ indice di calore annuo;

a = $675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3 - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 1972 \cdot 10^{-5} \cdot I + 0,49239$ esponente dell'espressione di ETP.

Facendo riferimento, quindi, ad un bilancio mensile, fintanto che il terreno è alla capacità di campo e la parte della precipitazione che si infila nel terreno supera l'evapotraspirazione potenziale, è lecito ammettere che l'evapotraspirazione reale ETR sia uguale a quella potenziale. Quando però le piogge non compensano l'evapotraspirazione potenziale, l'evapotraspirazione reale è inferiore ed è uguale alla precipitazione efficace più una parte della riserva idrica dello strato superficiale del terreno, che si essicca progressivamente fino a quando la pioggia non torna a superare l'evapotraspirazione potenziale. Il modello di Thornthwaite-Mather si basa su una curva di essiccamento dello strato superficiale del terreno, del tipo esponenziale (Pier Gino Megale, 2010):

$$RU = RI \cdot e^{-\frac{\sum \Delta P}{RI}}$$

dove

RU = riserva idrica utile dello strato superficiale del terreno [mm];

RI = riserva utile massima (corrispondente alla capacità di campo) [mm];

ΔP = differenza tra i valori mensili della precipitazione P e dell'ETP, per P < ETP [mm].



Tipo di soprassuolo	RI (mm)
Terreno sabbioso con copertura vegetale scarsa o nulla	50
Terreno sabbioso-argilloso con pascolo o vegetazione arbustiva	100
Terreno sabbioso-argilloso coltivato, boscato	200
Terreno argilloso-sabbioso con pascolo o vegetazione arbustiva	250
Terreno sabbioso-argilloso coltivato, boscato	300
Terreno argilloso-sabbioso con grande foresta matura	400

Tabella 2 – Valori della riserva utile massima RI, in funzione del tipo di soprassuolo.

Valori di RI possono essere ricavati dalla seguente **Tabella 2** (A. Di Bernardo, 2008). Si noti che ad un aumento del valore di RI porta ad un valore più elevato di ETR annuo. RI diminuisce con l'aumentare della permeabilità del soprassuolo ed aumenta con il crescere della copertura vegetale. Ricavati dagli Annali idrologici i valori medi mensili della temperatura T e della precipitazione P, si procede al calcolo dell'ETP con Thornthwaite-Mather. Si ricava, quindi, la differenza $\Delta P = P - ETP$, a cui si dà il nome di *Perdita se negativa*, e la *Perdita cumulata*.

Si calcola la riserva utile RU nel suolo, avendone stabilito il valore massimo RI che dipende dalla capacità di campo e dalla profondità dello strato superficiale del terreno soggetto all'evapotraspirazione. In mancanza di dati si può assumere la condizione pedologica standard, caratterizzata da una riserva utile massima di 150 mm ossia 1.500 m³/ha (condizione di saturazione del terreno; UDSA, 1970), partendo dal mese di gennaio (il valore di RI è sempre compreso tra 0 mm e 150 mm). Successivamente si calcola la variazione mensile della riserva idrica del terreno, ΔRU , come differenza tra valori precedenti e la perdita cumulata $\Sigma \Delta RU$. Per i mesi in cui l'ETP supera la precipitazione, l'ETR è data dalla somma della precipitazione e della perdita di riserva idrica del suolo in valore assoluto, $P + |\Delta RU|$. La piovosità fornisce apporti positivi, che tendono a riempire il serbatoio, mentre l'evapotraspirazione rappresenta una perdita d'acqua che porta allo svuotamento dello stesso. La riserva idrica si manterrà al suo valore massimo (RI = 150 mm) fintanto che $P - ETP > 0$. Quando $P - ETP < 0$, la RU si riduce progressivamente per effetto della evapotraspirazione. La quota di precipitazione che non evapota traspira o che non resta nel terreno per ripristinare la riserva idrica (eccedenza idrica) produce i deflussi, superficiali o sotterranei (W_s).

Eccedenza idrica

L'equazione generale del bilancio idrico può essere scritta anche nella seguente forma (P. Celico, 1988):

$$P_e = P - ETR = R + I_e = W_s$$

dove il termine di sinistra costituisce il totale delle *precipitazioni efficaci* (P_e) e quello di destra rappresenta l'eccedenza idrica (W_s), detta anche *deflusso idrico totale* o *risorsa idrica totale rinnovabile*. Quest'ultimo parametro risulta, pertanto, dalla somma di tutti quei volumi d'acqua che, direttamente e/o indirettamente, confluiscono nel deflusso superficiale (D) con quelli che costituiscono il deflusso sotterraneo ($D_{\text{sotterraneo}} = I_e$ o *Infiltrazione efficace*), in uscita dal bacino considerato: esso rappresenta la potenzialità idrica totale del territorio esaminato, quindi il massimo volume d'acqua (superficiale e sotterranea) teoricamente utilizzabile. La sua suddivisione, in due componenti, può risultare puramente teorica perché si tratta, comunque, di risorse interdipendenti: infatti, nella maggior parte dei casi, la captazione di acque sotterranee comporta una diminuzione del deflusso superficiale e viceversa.

Deflussi

I valori di portata assumono grande importanza negli studi idrogeologici perché permettono di definire il regime dei corsi d'acqua (ma anche di *sorgenti e falde*), nonché di acquisire dati indispensabili per la corretta stesura del bilancio idrologico dei bacini idrografici. La valutazione dei deflussi, competenti a questi ultimi, può essere effettuata attraverso una metodologia che, prescindendo da limitazioni territoriali (corrispondenza o meno tra spartiacque superficiale e sotterraneo) e strumentali (presenza o meno di idrometrografi), offre la possibilità di risalire ad essi per mezzo della stima del coefficiente di deflusso, effettuata in funzione ad alcune caratteristiche fisiografiche e climatiche dell'area in esame (P. Barazzuoli et al., 1987). Per separare i deflussi superficiali (ruscellamento R), si è scelto il metodo di B. Kennessey (1930), per la sua applicabilità indipendentemente dalla conoscenza delle condizioni idrologiche dei suoli e della precipitazione nel singolo evento (come, invece, richiesto dal più noto metodo del Curve Number dell'USDA - SCS; U. Matione, 1995). Il metodo del curve number è stato applicato con alcuni accorgimenti in alcuni studi idrologici (A. Pistocchi et al., 2000), mostrando di non essere del tutto adeguato per studi di carattere pianificatorio. La scelta del metodo di Kennessey è stata sostenuta dal riscontro in letteratura di alcune verifiche sperimentali di questa tecnica nei nostri climi (Piero Barazzuoli et al., 1987).

Secondo questo metodo, il calcolo del deflusso medio annuo si basa sulla stima del valore del coefficiente di deflusso C_d , calcolato come segue:

$$R = C_d \cdot (P - ETR) = C_d \cdot P_e \text{ se } P - ETR > 0$$

e

$$R = 0 \text{ se } P - ETR < 0$$

Per coefficiente di deflusso medio annuo (C_d), si intende il rap-

porto fra il deflusso annuale del corso d'acqua, riferito ad una determinata sezione di chiusura, ed il volume delle precipitazioni efficaci cadute durante lo stesso periodo, all'interno del bacino imbrifero. Non va confuso con il coefficiente di afflusso, che è il rapporto tra il volume d'acqua che effettivamente defluisce in superficie e la precipitazione meteorica, riferiti ad un unico evento piovoso. Il metodo consiste, in sintesi, nel calcolare il coefficiente di deflusso, di un bacino idrografico, come semplice somma di tre componenti (C_a , C_v e C_p), relative all'influenza esercitata sul deflusso, rispettivamente dall'acclività dell'area, dalla copertura vegetale e dalla permeabilità del suolo. Per ognuna delle tre componenti, il contributo al C_d è ricavato da un'apposita tabella, dove i valori del parametro, preso in considerazione, sono ripartiti per classi, a ciascuna delle quali è attribuito un particolare coefficiente, in funzione delle caratteristiche generali della zona.

Fattori climatici (Piovosità e Temperatura)

Più che dai valori annuali delle precipitazioni e delle temperature, il valore del coefficiente di deflusso è influenzato dalla loro distribuzione nel corso dell'anno. Si possono verificare due casi estremi:

- le massime precipitazioni coincidono con i massimi valori di temperatura: in questo caso è da attendersi un'intensa evapotraspirazione, con forte riduzione del deflusso superficiale e, di conseguenza, del coefficiente di deflusso.
- le massime precipitazioni coincidono con i minimi valori di temperatura: in questo caso è da attendersi una perdita per evapotraspirazione minima ed un elevato deflusso superficiale.

Tutte le altre possibili combinazioni, fra valori di temperatura e di piovosità, si collocano, ovviamente, fra questi due estremi. Una stima dell'influenza dei fattori climatici sul valore di C_d può essere fatta attraverso l'indice di aridità medio (I_a), calcolato con la formula (E. De Martonne, 1926):

$$I_a = \frac{\left\{ \left[\frac{P}{(T+10)} \right] + \left(\frac{12 \cdot p}{t} \right) \right\}}{2}$$

dove:

P = afflusso medio annuo [mm];

T = temperatura media annua [°C];

p = afflusso medio del mese più arido [mm];

t = temperatura media del mese più arido [°C].

L'aridità mensile (i_a), viene calcolata con la relazione proposta da E. De Martonne:

$$i_a = 12 \times \frac{p}{(t+10)}$$

Il valore di I_a , cresce all'aumentare del rapporto fra precipitazioni totali annue e temperatura media annuale e del rapporto fra

precipitazioni del mese meno piovoso (mese più arido) e relativa temperatura media mensile. In generale, quindi, ci si deve aspettare, a parità di temperature, un maggior deflusso superficiale al crescere dell'altezza delle precipitazioni e viceversa, ed a parità di afflusso meteorico, un aumento di C_d al diminuire delle temperature. Il metodo Kennessey individua tre intervalli di valori di I_a , ad ognuno dei quali corrisponde una serie differente di coefficienti di deflusso parziali (Tabella 3).

Coefficiente	Valore	$I_a < 25$	$25 \leq I_a \leq 40$	$I_a > 40$
C_a Acclività	> 35 %	0,22	0,26	0,30
	10 - 35	0,12	0,16	0,20
	3,5 - 10	0,01	0,03	0,05
	< 3,5	0,00	0,01	0,03
C_p Permeabilità	Molto bassa	0,21	0,26	0,30
	Mediocre	0,12	0,16	0,20
	Buona	0,06	0,08	0,10
	Elevata	0,03	0,04	0,05
C_v Vegetazione	Roccia	0,26	0,28	0,30
	Pascolo	0,17	0,21	0,25
	Coltivo	0,07	0,11	0,15
	Bosco	0,03	0,04	0,05

Tabella 3 – Valori dei coefficienti parziali di C_d in funzione dell'indice di aridità I_a .

Acclività media del bacino

In generale una maggiore acclività media, dell'area, comporta un aumento del deflusso superficiale, sfavorendo il ristagno delle acque meteoriche e, di conseguenza, l'infiltrazione e l'evaporazione. L'incidenza di tale parametro, all'interno dell'area in esame è valutabile partendo da un modello digitale del territorio (DTM), con una definizione di 20 metri. Successivamente, attraverso operazioni matematiche, di tipo focale sulle celle del DTM, si ottiene la superficie, di tipo continuo, delle pendenze (o *Slope Map*) che, a sua volta, viene riclassificata, secondo il metodo, in quattro diverse classi (Tabella 4).

Classe di acclività metodo Kennessey	Descrizione classi di acclività	Valore (%)
1	Superficie a pendenza debole	< 3,5
2	Superficie a pendenza moderata	3,5 ÷ 10
3	Superficie a pendenza forte	> 10 ÷ 35
4	Superficie a pendenza ripida	> 35

Tabella 4 – Ripartizione delle varie classi di acclività e loro raggruppamento secondo Kennessey.

Classi d'uso del suolo Corine Land Cover	Descrizione classi Corine Land Cover	Classi di vegetazione metodo Kennessey	Descrizione classi di vegetazione
1.1.1	Tessuto urbano continuo	1	Roccia nuda
1.1.2	Tessuto urbano discontinuo		
1.1.3	Zone urbanizzate		
1.2.1	Aree industriali e commerciali		
1.2.2	Reti stradali e ferroviarie, spazi accessori		
1.3.1	Aree estrattive		
3.3.1	Spiagge, dune, sabbie		
3.3.2	Rocce nude		
5.1.2	Bacini d'acqua		
1.4.1	Aree verdi urbane	2	Pascolo
1.4.2	Aree sportive e ricreative		
3.2.1	Aree a pascolo e praterie naturali		
3.3.3	Vegetazione rada		
2.1.1	Seminativi in aree non irrigue	3	Terra coltivata, boscata
2.2.1	Vigneti		
2.2.3	Oliveti		
2.4.2	Colture complesse		
2.4.3	Aree con colture e spazi naturali		
2.4.5	Seminativi		
3.2.2	Brughiere e cespuglieti		
3.2.3	Vegetazione a sclerofille		
3.2.4	Vegetazione bosc. ed arbust. in evoluzione		
3.1.1	Boschi di latifoglie		
3.1.2	Boschi di conifere		
3.1.3	Boschi misti		
3.1.4	Zone boscate		

Tabella 5 – Ripartizione delle varie classi di vegetazione e loro raggruppamento secondo Kennessey.

Classi di permeabilità metodo Kennessey	Descrizione classi idrogeologiche omogenee per permeabilità	Grado di permeabilità
4	Tufi incoerenti, pozzolane, ceneri, scorie, lapilli, (si presentano in strati e banchi, dune, depositi sabbiosi di origine eolica a ridosso di spiagge)	Elevata
	Rocce calcaree (calcarei dolomitici, c. marnosi, travertini, calcareniti, brecce calcaree, calcari organogeni) fossilifere, organogene, molto fratturate, gessi salemma	
	Limi, sabbie, ciottoli (formano depositi alluvionali di origine fluviale o lacustre, tali materiali formano le pianure alluvionali, i con di deiezione, i terrazzi fluviali)	
	Falde e con di detrito, macerati, composti da cumuli di frammenti rocciosi, di solito angolosi, talora più o meno cementati (brecce di pendio); si trovano ai piedi dei versanti montuosi ripidi e presentano tracce più o meno evidenti di stratificazione	
3	Morene ed in generale depositi glaciali	Buona
	Coltri eluviali e colluviali – costituite prevalentemente da sabbie e limi con minori quantità di ghiaie, variamente mescolati fra loro	
	Conglomerati, brecce, sabbioni e sabbie cementate (ciottoli, ghiaie, sabbie e limo a vari gradi di cementazione)	
2	Rocce tipo molto fratturate	Mediocre
	Rocce sedimentarie compatte – dolomie, marne, arenarie, tufi cementati, pomici, alternanza di argille e arenarie, di argille e calcari	
	Rocce dolomitiche compatte	
	Rocce calcaree compatte	
1	Rocce tipo fratturate	Scarsa
	Rocce eruttive (o magmatiche) intrusive – graniti, sieniti, dioriti, gabbri	
	Rocce eruttive (o magmatiche) effusive – porfidi, trachiti, lipariti, fonoliti, porfiriti, andesiti, basalti, tefriti, leucititi	
	Rocce argillose – argilloscisti, argille varie, depositi argillosi di origine lacustre, banchi argillosi di origine fluviale intercalati spesso nei sedimenti alluvionali, depositi eluviali (ferretto, terra rossa) e colluviali argillosi che possono coprire sottostanti rocce permeabili rendendo così impermeabile il terreno	
	Rocce metamorfiche – gneiss, micascisti, quarziti, filladi, scisti anfibolici, talcoscisti e scisti di natura silicea	

Tabella 6 – Ripartizione delle varie classi di permeabilità e loro raggruppamento secondo Kennessey.

Copertura vegetale del bacino

Una fitta copertura vegetale, fa diminuire il valore del coefficiente di deflusso, sia perché è maggiore, in questi casi, il volume d'acqua disperso per evapotraspirazione dalle piante, sia perché la vegetazione tende ad ostacolare il deflusso superficiale, rallentandolo e favorendo, quindi, l'infiltrazione. Le varie tipologie di copertura vengono raggruppate, pertanto, nelle seguenti classi, previste dal metodo (Tabella 5; Corine Land Cover 2006 – ISPRA, 2010):

- 1. roccia nuda ed urbanizzato:** comprende le aree prive di qualsiasi copertura vegetale, quelle improduttive, quelle sterili e quelle occupate da insediamenti urbani;
- 2. pascoli ed assimilabili:** vi sono inclusi tutti i tipi di pascolo (cespugli ed arborati), le terre incolte, i seminativi abbandonati, gli arbusteti degradati e la vegetazione delle rupi;
- 3. terra coltivata, boscata:** raggruppa tutti i tipi di seminativo compresi i seminativi arborati, i coltivi misti e le colture specializzate (vigneti, oliveti e frutteti), i boschi radi con densità minore del 60% e le aree a rimboschimento;
- 4. boschi d'alto fusto:** vi appartengono tutti i boschi costituiti da alberi di alto fusto con una sufficiente densità di vegetazione (maggiore del 60%) come faggeti, querceti, castagneti, pinete e boschi misti.

Permeabilità media del bacino

È evidente che un'elevata permeabilità media favorisce l'infiltrazione delle acque meteoriche, riducendo, di conseguenza, il deflusso superficiale.

La metodologia, adottata per la valutazione del coefficiente di deflusso, utilizza un criterio di scelta del grado di permeabilità relativa dei terreni affioranti, impostato sulle informazioni attingibili da una documentazione cartografica di sufficiente dettaglio geologico, circa diverse particolarità macroscopiche delle singole rocce (principalmente: porosità, fratturazione, carsismo ed assetto stratigrafico-strutturale).

Successivamente, le varie litologie idrogeologiche, vengono accorpate, come previsto dal metodo, in quattro classi (Tabella 6; F. Cazorzi, 1983). Le diverse formazioni presenti, comprendono sia rocce di tipo litoide sia terreni incoerenti:

- 1. rocce a permeabilità scarsa ($k < 10^{-9}$ m/s):** comprende rocce intrusive, eruttive, metamorfiche e rocce argillose;
- 2. rocce a permeabilità mediocre (10^{-9} m/s $\leq k < 10^{-5}$ m/s):** comprende rocce sedimentarie, dolomitiche e calcaree compatte o rocce tipo fratturate;
- 3. rocce a permeabilità buona (10^{-5} m/s $\leq k \leq 10^{-3}$ m/s):** comprende depositi glaciali, coltri eluviali e colluviali, conglomerati, brecce, sabbie e rocce tipo molto fratturate;
- 4. rocce a permeabilità elevata ($k \geq 10^{-3}$ m/s):** comprende tufi incoerenti, pozzolane, rocce calcaree, fossilifere, organogene molto fratturate, gessi, limi, sabbie, ghiaie, ciottoli, falde e coni di detrito.

Coefficiente di deflusso

La procedura da seguire per la valutazione del coefficiente di deflusso medio annuo, secondo il metodo Kennessey, è la seguente:

- si calcola l'indice di aridità (I_a), utilizzando la formula di De Martonne-Thornthwaite;
- per ogni singolo parametro (acclività, vegetazione e permeabilità), si valuta la distribuzione dell'area del bacino delle categorie tabellate (percentuale sul totale);
- si moltiplicano le aree percentuali per i relativi coefficienti parziali;
- si sommano i risultati per ogni singolo fattore, ottenendo i coefficienti parziali;
- si sommano i tre coefficienti di deflusso parziali C_a , C_v e C_p e si ottiene C_d , coefficiente di deflusso medio annuo del bacino.

Per quanto riguarda la precisione di questo metodo fisiografico, facendo un confronto con i valori di C_d strumentali, ottenuti per uno stesso bacino, attraverso misure dirette, si è valutato che l'errore non supera, generalmente, il 10% (P. Barazzuoli et al., 1989). Noto il coefficiente di deflusso C_d è noto il ruscellamento superficiale R e, per differenza, dall'equazione di bilancio, l'infiltrazione efficace I_e .

Esempio

Ad esempio di quanto teoricamente esposto, si riporta la valutazione delle risorse idriche rinnovabili per un piccolo bacino idrografico (fiume *Bagnone* a Bagnone; Toscana), di estensione pari a 52 chilometri quadrati (43° Lat. N), ove i soprassuoli sono, prevalentemente di tipo sabbioso-argilloso (*medio impasto*) con pascolo o vegetazione arbustiva. Nella tavola alla pagina seguente è riportato il calcolo dell'ETR mensile con il metodo di Thornthwaite-Mather.

Una volta calcolato il coefficiente di deflusso C_d e nota l'eccedenza idrica annua W_s , il deflusso superficiale R (*ruscellamento*), risulta pari a:

$$R = C_d \cdot W_s \text{ [mm/anno]} = 0,44 \cdot 306,94 = \mathbf{135,05} \text{ [mm/anno]}$$

questa è la quantità che ruscella sulla superficie, espressa in mm/anno che, per assumere un significato, dal punto operativo deve essere trasformata in metri cubi al secondo:

$$R = 0,13505 \text{ [m/anno]} \cdot 52 \cdot 10^6 \text{ [m}^2\text{]} \cdot \frac{1}{31536000} \text{ [anno/s]} = \mathbf{0,2269} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

equivalente a **222,69** [L/s] ossia ad una media mensile di **18,56** [L/s].

Infine, nota *ETR*, si ricava, per differenza, il valore dell'infiltrazione efficace I_e (quantità d'acqua che percola nel sottosuolo):

$$I_e = (P - ETR) - R = 819,10 - 578,83 - 135,05 = \mathbf{105,22} \text{ [mm/anno]} \equiv \mathbf{173,50} \text{ [L/s]}$$

Per la costruzione della *curva di durata*, intesa, anche, come curva di frequenza (F), si parte dal diagramma cronologico delle



Thornthwaite-Mather	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO
P_{media} (mm/mese) = Precipitazione	70,60	75,70	65,40	68,80	61,60	44,00	27,50	48,90	76,50	97,90	102,50	79,70	819,10
T_{media} (°C) = Temperatura media	6,50	7,20	9,50	12,00	16,20	19,70	23,40	23,40	20,20	15,90	10,90	7,00	14,33
K (n.p.) = C. Irraggiamento	0,81	0,82	1,02	1,1	1,26	1,28	1,29	1,2	1,04	0,95	0,81	0,77	
I (n.p.) = Indice calorico	1,49	1,74	2,64	3,76	5,93	7,97	10,35	10,35	8,28	5,76	3,25	1,66	63,19
RI (mm) = Riserva utile max	100,0										Esopo.	a (n.p.) =	1,60
ETP (mm/mese) = Evapotraspirazione potenziale	13,56	16,17	31,35	49,14	91,01	126,5	167,9	156,2	107,0	66,59	31,02	14,52	870,78
ΔP (mm) = Pioggia netta o perdita	57,04	59,53	34,05	19,66	-29,41	-82,45	-140,4	-107,3	-30,45	31,31	71,48	65,18	-51,68
$\Sigma \Delta P$ (mm) = Perdita cumulata	0,00	0,00	0,00	0,00	-29,41	-111,9	-252,2	-359,5	-390,0	0,00	0,00	0,00	
RU (mm) = Riserva utile suolo	100,0	100,0	100,00	100,0	74,52	32,67	8,03	2,75	2,03	100,0	100,00	100,0	
ΔRU (mm) = Variazione riserva idrica	0,00	0,00	0,00	0,00	-25,48	-41,85	-24,65	-5,28	-0,72	97,97	0,00	0,00	
$\Sigma \Delta RU$ (mm) = Perdita riserva idrica	0,00	0,00	0,00	0,00	-25,48	-67,33	-66,49	-29,93	-6,00	97,25	97,97	0,00	
ETR (mm) = Evapotraspirazione reale	13,56	16,17	31,35	49,14	87,08	85,85	52,15	54,18	77,22	66,59	31,02	14,52	578,83
DI (mm) = Deficit idrico	0,00	0,00	0,00	0,00	-3,93	-40,60	-115,7	-102,0	-29,73	0,00	0,00	0,00	-291,95
Ws (mm) = Eccedenza idrica	57,04	59,53	34,05	19,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	71,48	65,18	306,94

Precipitazione media annua	P	819,10	mm
Precipitazione mese più arido	p	27,50	mm
Temperatura media annua	T	14,33	°C
Temperatura mese più arido	t	23,40	°C
INDICE DI ARIDITÀ (mm/°C)		I_a	23,90 < 25

COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	COEFF. CALCOLATO	COEFF. ADOTTATO
C_a - Acclività	> 35%	0,22	72,10%	0,159	
	10 - 35%	0,12	22,50%	0,027	
	3,5 - 10%	0,01	3,50%	0,000	
	< 3,5%	0,00	1,90%	0,000	0,186
			100,00%		0,214

COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	COEFF. CALCOLATO	COEFF. ADOTTATO
C_a - Permeabilità	Scarsa	0,21	2,10%	0,004	
	Mediocre	0,12	84,00%	0,101	
	Buona	0,06	13,90%	0,008	
	Elevata	0,03	0,00%	0,000	0,114
			100,00%		0,131

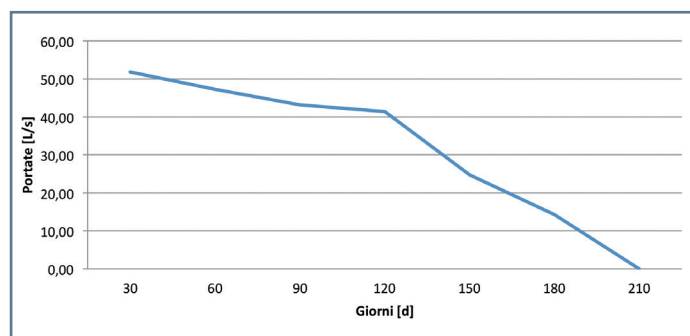
COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	COEFF. CALCOLATO	COEFF. ADOTTATO
C_a - Vegetazione	Roccia	0,26	10,20%	0,027	
	Pascolo	0,17	10,10%	0,017	
	Coltivo	0,07	28,20%	0,020	
	Bosco	0,03	51,50%	0,015	0,079
			100,00%		0,091

RISULTATI					
			$C_d = C_a + C_p + C_v$		

COMPONENTE ACCLIVITÀ			C_a	0,214
COMPONENTE PERMEABILITÀ			C_p	0,131
COMPONENTE COPERTURA VEGETALE			C_v	0,091
COEFFICIENTE DI DEFLUSSO CALCOLATO			C_d	0,436
COEFFICIENTE DI DEFLUSSO ADOTTATO			C_d	0,440

portate medie mensili dell'anno medio, disponendo i valori in ordine decrescente (in questo senso, al minimo assoluto di portata compete la frequenza di superamento pari ad uno).

D [d]	30	60	90	120	150	180	210
Q [L/s]	51,86	47,29	43,19	41,38	24,70	14,26	0
F [n.p.]	0,14	0,29	0,43	0,57	0,71	0,86	1



Il rapporto tra la portata media del mese in cui si verifica la minima portata, diversa da zero (cd minima *magra*), e la portata media annua (media dei dodici valori mensili di portata), è definito indice di deflusso di base (Base Flow Index acronimizzato con BFI):

$$BFI = \frac{14,26}{18,56} = 0,77$$

Bibliografia

[1] Aldo Di Bernardo (2008): "Nuovo Formula Geo – Formulario di geologia tecnica", Ed. Program GEO, Carpenedolo;

[2] Alberto Pistocchi, D. Neri (2000): "Analisi G-Based dei fenomeni idrologici per la pianificazione territoriale", Riv. Ingegneria Ambientale, n. 7-8, Ed. CIPA, Milano.

[3] Piero Barazzuoli, S. Izzo, P. Menicori, R. Rigati, M. Salleolini (1996): "Uso del deflusso calcolato su basi fisiografiche nella stima delle risorse idriche dell'alto bacino del F. Sinni (Basilicata)", Bol-

lettino della Società Geologica Italiana, Fasc. 2, Vol. 115, Roma;

[4] Massimo Civita (2005): "Idrogeologia applicata e ambientale", Ed. Casa Editrice Ambrosiana, Milano;

[5] Pier Gino Megale (2010): "Quaderni di idraulica agraria – Richiami di idrologia dell'irrigazione", Facoltà di Agraria, Ed. Università degli Studi, Pisa;

[6] Pietro Celico (1988): "Prospezioni idrogeologiche", Vol. II, Ed. Liguori, Napoli;

[7] C.W. Thornthwaite, J.R. Mather (1957): "Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance", Thornthwaite Associates, Ed. Laboratory of Climatology, Centerton, NJ

[8] Piero Barazzuoli, S. Izzo, M. Micheluccini, M. Salleolini (1987): "L'uso della carta dei coefficienti di deflusso nella gestione del territorio", Atti del VI Congresso Nazionale O.N.G., Venezia;

[9] Emmanuel De Martonne (1926): "Aréisme et indice d'aridité", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris;

[10] Ugo Maione (1995): "Le piene fluviali", Ed. La Goliardica, Pavia;

[11] B. Kennessey (1930): "Lefolyási tényezők és retenciók", Vízügyi Közlemények;

[12] USDA (1970): "Irrigation water requirements", Technical Realese, N. 21, Ed. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington;

[13] P. Barazzuoli, S. Izzo, P. Menicori, M. Micheluccini, M. Salleolini (1989): "A new practical aid to regional hydrogeologic planning: the runoff coefficient map", Environmental Management, Dipartimento Scienze della Terra; Ed. Università degli Studi, Siena;

[14] F. Cazorzi (1983): "Indagine sul metodo dell'idrogramma unitario del S.C.S.", Quaderni di Idronomia Montana, N. 3, Vol. 3, Ed. Associazione Italiana di Idronomia, Legnaro;

[15] ISPRA (2010): "La realizzazione in Italia del Progetto Corine Land Cover 2006", Rapporto 131, Ed. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma.

Un'azienda italiana premiata per migliore impianto a biogas

La **Cooperativa La Speranza di Candiolo** (Torino) ha ottenuto una **menzione speciale** come miglior impianto a biogas agricolo internazionale al premio **AD & Biogas Industry Awards di Birmingham**, uno degli appuntamenti più importanti al mondo per il settore della digestione anaerobica. La cooperativa zootecnica piemontese ha ottenuto il **più alto riconoscimento tra gli impianti italiani in concorso**. Il premio inglese si è aperto per la prima volta quest'anno alla partecipazione di aziende internazionali. In finale, tra gli italiani, erano arrivati anche l'azienda agricola Sant'Aniello di Caserta, appartenente alle Fattorie Garofalo, e la Agri Power Plus di Latina. La Cooperativa La Speranza, che è associata al CIB, Consorzio Italiano Biogas, si conferma una delle realtà più vir-



tuose per la produzione di biogas in Italia e un esempio vincente di economia circolare: i residui della agro-zootecnia vengono impiegati per produrre energia rinnovabile. La Speranza ha abbattuto, grazie al biogas, l'impatto ambientale delle sue produzioni tradizionali, carne e latte, trattando le **deiezioni animali** di oltre **1.500 bovini**, compresi quelli delle aziende confinanti, per generare elettricità, calore e biofertilizzanti rinnovabili. La cooperativa è riuscita inoltre a creare valore aggiunto per il territorio, non solo in termini economici, ma anche sociali. Il calore ceduto dall'impianto, con un'apposita rete di teleriscaldamento, viene utilizzato per riscaldare il vicino Istituto per la ricerca e la cura del cancro di Candiolo. Il 5% dell'utile viene devoluto alla parrocchia del paese.