



# Lo smaltimento delle acque reflue mediante sistemi ad evapotraspirazione

Luigi Fanizzi, Ecoacque® srl (✉ info@ecoacque.it)

L'evapotraspirazione, normalmente indicata con ET, rappresenta la quantità d'acqua che in un determinato periodo di tempo passa dal suolo all'atmosfera, in forma di vapore per effetto congiunto ed additivo della traspirazione (T) dei vegetali e dell'evaporazione (E) dal terreno. L'ET, quindi, misura il consumo idrico delle colture, intese come complesso della vegetazione e del terreno su cui insiste. L'ET vegetazionale dipende dai seguenti fattori (mod. P. Megale, 2009):

- **Fattori culturali (legati alla coltura):**
  - tipo di pianta;
  - fase di sviluppo vegetazionale;
  - densità della coltura;
  - densità ed ampiezza della superficie fogliare;
  - tecnica colturale.
- **Fattori meteorologici (legati al clima ed all'esposizione):**
  - radiazione solare;
  - temperatura;
  - pressione atmosferica;
  - vento;
  - umidità relativa dell'aria.
- **Fattori pedologici (legati al suolo):**
  - natura;
  - granulometria;
  - contenuto idrico;
  - arieggiamento.

## Stima dell'evaporazione di riferimento

La misura dell'evapotraspirazione effettiva  $ET_e$  è un'operazione sperimentale complessa, per la determinazione della quale occorrono articolati metodi di applicazione ed apparecchiature molto sensibili. Pur tuttavia, se si rendono costanti i fattori legati alla coltura, assumendone una *standard*, e quelli legati al suolo, mantenendo l'umidità prossima alla capacità di campo, l'evaporazione diventa un parametro meteorologico influenzato esclusivamente dai fattori climatici (G. Mendicino, 1993). La *coltura standard* è stata individuata in un prato comune coltivato a *festuca arundinacea* (fam. *graminacee*), che presenta le seguenti caratteristiche (R. G. Allen et Al., 1998):

- il terreno è in condizioni ottimali d'umidità;
- il terreno è regolarmente livellato (*pianeggiante*) e di grande estensione;
- il prato, ben irrigato, è in ottimo stato *nutrizionale* e *sanitario*;
- il prato ricopre completamente ed uniformemente il terreno senza soluzioni di continuità (*diradamenti*);
- il prato, in fase di crescita, è regolarmente sfalcato in modo da mantenere il cotico erboso ad un'altezza compresa tra 8 cm  $\pm$  15 cm.

Chi si occupa di agronomia, ha sempre indicato col termine  $ET_p$ , l'evapotraspirazione potenziale prodotta dalla coltura standard, da determinarsi sperimentalmente attraverso misure dirette, in campo, con lisimetro. Nel 1998 la FAO (Food and Agriculture Organization delle Nazioni Unite), nel Quaderno n. 56, ha individuato nel metodo di Penman-Monteith (AA. VV., 1990), quello che fornisce la migliore approssimazione per la determinazione indiretta dell'evaporazione del prato standard, in base a parametri fisiologici, aerodinamici e climatici, misurabili con maggiore regolarità (*spaziale e temporale*). All'evaporazione del prato standard, direttamente misurata, in campo, per via sperimentale, con lisimetro, si è preferito quella di un ipotetico *prato standard*, stimata col metodo **FAO Penman-Monteith**, attraverso misure da locali stazioni agrometeorologiche, a cui è stato dato il nome di evapotraspirazione di riferimento,  $ET_0$ .

## Il metodo FAO Penman-Monteith

Il metodo FAO Penman-Monteith, a base termodinamica, è quello riportato nelle direttive della pubblicazione FAO, relativa alle linee guida per la valutazione dei consumi idrici [R. G. Allen et Al., 1998]. Il procedimento si fonda sulla misura dell'evapotraspirazione di riferimento  $ET_0$ , parametro ad *influenza climatologica* che esprime la capacità dell'atmosfera di permettere l'evaporazione e nasce dall'esigenza di definire oggettivamente il potere evaporativo dell'atmosfera, a prescindere dall'uso del suolo sottostante. Nel summenzionato criterio, con *superficie di riferimento* è intesa, per definizione, un'ipotetica ed estesa coltura, in fase di crescita vegetazionale *ottimale*, di altezza uniforme pari a **0,12 m**, che nasconde completamente il suolo, con coefficiente di resistenza di superficie uguale a **70 s/m** (tale coefficiente, descrive la resistenza che contrasta il flusso di vapore acqueo dalla superficie del suolo all'atmosfera) e valore di **albedo di 0,23** (c. *adimensionale*). La formula FAO Penman-Monteith per la stima analitica dell'evapotraspirazione di riferimento giornaliera, è espressa dalla seguente equazione:

$$ET_0 = \frac{0,4080 \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{(T_{media} + 273)} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,340 \cdot u_2)} \quad (1)$$

dove:

- $ET_0$  è l'evapotraspirazione di riferimento [ $mm \cdot d^{-1}$ ];
- $R_n$  è la radiazione netta alla superficie della vegetazione [ $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ];
- $G$  è la densità di flusso di calore concernente il suolo [ $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ];
- $T_{media}$  è la temperatura media giornaliera dell'aria misurata a 2 m di altezza dal suolo [ $^{\circ}C$ ];
- $u_2$  è la velocità del vento a 2 m di altezza dal suolo [ $m \cdot s^{-1}$ ];
- $e_s$  è la tensione di vapore al punto di saturazione [kPa];

$e_a$  è la tensione di vapore effettiva [kPa];  
 $\Delta$  è la pendenza della curva della tensione di vapore [kPa·°C<sup>-1</sup>];  
 $\gamma$  è la costante psicrometrica [kPa·°C<sup>-1</sup>].

Oltre alla posizione geografica del sito, nel quale  $ET_0$  deve essere stimata, il calcolo della (1) richiede dati di temperatura dell'aria, di umidità relativa, di velocità del vento e di radiazione solare. Tra le suddette grandezze alcune sono da considerarsi misurate (come la temperatura, l'umidità *relativa* e la velocità *eolica*), altre sono solitamente derivate per via indiretta (come  $e_a$ ,  $e_s$ ,  $\gamma$ ,  $G$  ed  $R_n$ ).

## Procedimento per la stima dell'evapotraspirazione di riferimento

La pendenza  $\Delta$  della relazione tra tensione di vapore al punto di saturazione e la temperatura, è ottenibile, per una data temperatura dell'aria  $T$ , dalla relazione:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot \left[ 0,610 \cdot 2,7183^{\left( \frac{17,27 \cdot T}{T+237,3} \right)} \right]}{(T+237,3)^2} \quad [\text{kPa} \cdot \text{°C}^{-1}] \quad (2)$$

ove, per la temperatura ( $T$ ), si è utilizzato il valore medio della temperatura media mensile  $T_{\text{mean}}$  dell'aria, calcolata come:

$$T_{\text{mean}} = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2} \quad [^\circ\text{C}] \quad (3)$$

con  $T_{\text{max}}$  (e  $T_{\text{min}}$ ) media mensile delle temperature massime (e minime) giornaliere.

La costante psicrometrica  $\gamma$  è data:

$$\gamma = \frac{C_p \cdot p}{\epsilon \cdot \lambda} \quad [\text{kPa} \cdot \text{°C}^{-1}] \quad (4)$$

dove:

$p$  è la pressione atmosferica calcolata a partire dalla quota  $z$  con:

$$p = 101,3 \cdot \left( \frac{293 - 0,0065 \cdot z}{293} \right)^{5,26} \quad [\text{kPa}] \quad (5)$$

$\lambda$  è il calore latente di vaporizzazione, pari a 2,450 [MJ·Kg<sup>-1</sup>];

$C_p$  è il calore specifico dell'aria in condizioni atmosferiche medie ed  $a$  pressione costante, pari a 1,103·10<sup>-3</sup> [MJ·Kg<sup>-1</sup>·°C<sup>-1</sup>];

$\epsilon$  è il rapporto tra i pesi molecolari del vapor d'acqua e dell'aria secca, pari a 0,622 [ - - ].

La tensione di vapore, al punto di saturazione, è legata alla temperatura dell'aria e può essere stimata con:

$$e(T) = 0,61080 \cdot 2,7183^{\left( \frac{17,27 \cdot T}{T+237,3} \right)} \quad [\text{kPa}] \quad (6)$$

Essendo l'equazione (6) non lineare, la tensione di vapore al punto di saturazione mediata sul mese viene calcolata nel seguente modo:

$$e_s = \frac{e(T_{\text{max}}) + e(T_{\text{min}})}{2} \quad [\text{kPa}] \quad (7)$$

Si è riscontrato, infatti, che l'uso della temperatura media al posto della minima e massima giornaliere, porta ad una sottostima di es (R.G. Allen et Al., 1998). Poiché la temperatura di rugiada  $T_{\text{dew}}$  è

la temperatura alla quale l'aria deve essere portata per diventare satura di vapore, la tensione di vapore effettiva  $e_a$  è la tensione di vapore al punto di saturazione [Eq. (6)] alla temperatura di rugiada:

$$e_a = e(T_{\text{dew}}) = 0,611 \cdot 2,7183^{\left( \frac{17,27 \cdot T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}}+237,3} \right)} \quad [\text{kPa}] \quad (8)$$

La tensione di vapore effettiva può essere calcolata anche dall'umidità relativa. A seconda la disponibilità dei dati di umidità, si può usare la seguente equazione:

$$e_a = \frac{RH_{\text{mean}}}{100} \cdot \left[ \frac{e(T_{\text{max}}) + e(T_{\text{min}})}{2} \right] \quad [\text{kPa}] \quad (9)$$

dove l'umidità relativa media  $RH_{\text{mean}}$  (fra la massima e la minima giornaliera) è in %.

Se non si dispone di misure dell'umidità relativa,  $e_a$  può essere stimata assumendo che la temperatura al punto di rugiada ( $T_{\text{dew}}$ ) sia vicina alla temperatura minima giornaliera.

Si ha, quindi:

$$e_a = e(T_{\text{dew}} \cong T_{\text{min}}) = 0,611 \cdot 2,7183^{\left( \frac{17,27 \cdot T_{\text{min}}}{T_{\text{min}}+237,3} \right)} \quad [\text{kPa}] \quad (10)$$

dove  $T_{\text{min}}$  è in °C. In regioni aride, l'aria potrebbe non essere affatto satura alla temperatura minima e, quindi, occorre tener conto che  $T_{\text{dew}} < T_{\text{min}}$  [R.G. Allen et Al., 1998]. Per il calcolo del flusso di calore sensibile dal suolo all'atmosfera esistono alcuni modelli piuttosto complessi.

Dal momento che  $G$  è comunque piccolo rispetto al flusso di calore netto dall'atmosfera al suolo  $R_n$ , si può utilizzare una semplice procedura di calcolo idonea per passi temporali lunghi (e quindi idonea alla scala mensile), basata sull'idea che la temperatura del suolo segua la temperatura dell'aria:

$$G = c_s \cdot \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \cdot \Delta z \quad [\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{d}] \quad (11)$$

dove:

$c_s$  è la capacità termica del suolo [MJ/(m<sup>3</sup>·°C)];

$T_i$  è la temperatura dell'aria nel mese "i" [°C];

$T_{i-1}$  è la temperatura dell'aria nel mese "i - 1" [°C];

$\Delta t$  è la lunghezza dell'intervallo di tempo [d];

$\Delta z$  è lo spessore effettivo del suolo [m].

Lo spessore effettivo del suolo ossia quello interessato dallo scambio di calore con l'atmosfera, varia da 0,10 ÷ 0,20 m per un intervallo di tempo di pochi giorni a circa 2,00 m e più per la scala mensile (R. G. Allen et Al. 1998). A scala mensile, assumendo es costante e pari a 2,10 MJ/(m<sup>3</sup>·°C) e una profondità del suolo appropriata, è convenzionalmente usata la seguente relazione:

$$G_i = 0,07 \cdot (T_{i+1} - T_{i-1}) \quad [\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{d}] \quad (12)$$

dove le temperature sono espresse in °C [Allen et al. 1998].

Nella relazione per il calcolo dell'evapotraspirazione di riferimento, il parametro di velocità del vento richiesto è quello relativo ad un'altezza dalla superficie del terreno di 2,00 m, è quindi necessario eseguire una trasposizione del dato rilevato e riferirlo alla quota richiesta mediante la relazione:

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4,87}{\ln(67,80 \cdot z - 5,42)} \quad (13)$$

Dove  $u_z$  è il valore dato della velocità del vento e  $z$  l'altezza di



## Emisfero Nord

Lat	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
50°	9,31	14,95	23,03	31,12	38,71	41,90	40,18	34,55	26,71	18,13	11,03	7,84
48°	10,54	16,17	24,01	31,85	38,96	42,14	40,43	35,04	27,44	19,11	12,25	9,07
46°	12,01	17,40	24,99	32,59	39,20	42,14	40,67	35,53	28,18	20,34	13,48	10,54
44°	12,99	18,62	25,97	33,57	39,45	42,14	40,67	36,02	291,55	21,32	14,70	11,52
42°	14,46	19,85	26,95	34,30	39,69	42,39	40,92	36,75	29,89	22,30	15,93	12,74
40°	15,68	21,07	27,93	35,04	40,18	42,39	40,92	37,24	30,63	23,52	17,15	13,97
38°	16,91	22,05	28,91	35,53	40,18	42,14	40,92	37,49	31,36	24,50	18,38	14,95
36°	18,13	23,03	29,65	36,02	40,18	42,14	40,92	37,73	32,10	25,97	19,60	16,17
30°	21,56	26,22	32,10	37,24	40,43	41,65	41,16	38,47	34,06	28,42	23,28	20,34
26°	24,01	28,18	33,57	37,49	40,18	40,92	40,67	38,47	35,04	30,14	25,24	22,79
24°	24,99	29,16	34,06	37,73	40,18	40,67	40,43	38,71	35,53	30,87	26,22	23,77
20°	27,44	31,12	35,28	38,22	39,94	40,18	39,94	38,96	36,26	32,59	28,42	262,15
18°	28,42	31,85	35,77	38,22	39,45	39,45	39,45	38,71	36,51	33,32	29,40	27,20
16°	29,40	32,59	36,02	38,22	39,20	38,96	38,96	38,47	36,75	34,06	30,38	28,42
14°	30,38	33,32	36,51	38,47	38,71	38,47	38,47	38,47	37,00	34,55	31,36	29,40
10°	32,34	34,79	37,49	38,47	37,98	37,49	37,49	37,98	37,49	36,02	33,32	31,61
6°	34,06	36,26	37,73	37,73	37,00	36,02	36,51	37,24	37,49	36,75	34,79	33,57
4°	35,04	36,75	37,98	37,98	36,51	35,28	35,77	37,00	37,49	37,00	35,53	34,55
0°	36,75	37,98	38,47	37,49	35,28	34,06	34,55	36,26	37,49	37,73	37,00	36,26

**Tabella 1 - Valori medi mensili della radiazione solare  $R_a$ , extratmosferica, espressi in  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ .**

misura del vento dalla superficie del terreno (normalmente  $z = 10,00$  m). Per la velocità del vento, non avendo misurazioni significative a disposizione, si può utilizzare il *valore medio mensile* di 2,00 m/s (R. G. Allen et Al. 1998). La radiazione netta  $R_n$  rappresenta la quantità di energia raggiante assorbita dalla superficie coltivata (nell'intervallo di tempo considerato), al netto delle perdite. Poiché le misure di energia raggiante sono effettuate di rado,  $R_n$  si deve ricavare dalle

misure della *radiazione solare al limite dell'atmosfera*  $R_0$  (vedi Fig. 1; A. Viglione, 2004) e di altre grandezze. La radiazione solare al limite dell'atmosfera (che è una radiazione corta) è una grandezza che dipende soltanto dalla latitudine e dalla durata astronomica del giorno. I valori medi mensili di  $R_0$  sono tabellati [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ]. Per i fenomeni di assorbimento mensili di  $R_0$ , sono riportati (specificatamente per l'emisfero Nord) nella **Tabella 1** (mod. U. Moisiello, 1999).

## Emisfero Nord

Lat	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
50°	8,5	10,1	11,8	13,8	15,4	16,3	15,9	14,5	12,7	10,88	9,1	8,1
48°	8,8	10,2	11,8	13,6	15,2	16,0	15,6	14,3	12,6	10,9	9,3	8,3
46°	9,1	10,4	11,9	13,5	14,9	15,7	15,4	14,2	12,6	10,9	9,5	8,7
44°	9,3	10,5	11,9	13,4	14,7	15,4	15,2	14,0	12,6	11,0	9,7	8,9
42°	9,4	10,6	11,9	13,4	14,6	15,2	14,9	13,9	12,6	11,1	9,8	9,1
40°	9,6	10,7	11,9	13,3	14,4	15,0	14,7	13,7	12,5	11,2	10,0	9,3
35°	10,1	11,0	11,9	13,1	14,0	14,5	14,3	13,5	12,4	11,3	10,3	9,8
30°	10,4	11,1	12,0	12,9	13,6	14,0	13,9	13,2	12,4	11,5	10,6	10,2
25°	10,7	11,3	12,0	12,7	13,3	13,7	13,5	13,0	12,3	11,6	10,9	10,6
20°	11,0	11,5	12,0	12,6	13,1	13,3	13,2	12,8	12,3	11,7	11,2	10,9
15°	11,3	11,6	12,0	12,5	12,8	13,0	12,9	12,6	12,2	11,8	11,4	11,2
10°	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7	12,6	12,4	12,1	11,8	11,6	11,5
5°	11,8	11,9	12,0	12,2	12,3	12,4	12,3	12,3	12,1	12,0	11,9	11,8
0°	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0

**Tabella 2-Valore medio mensile N di ore giornaliero di insolazione teorica (J.Doorenbos, W.O.Pruitt, 1977).**

Per i fenomeni di assorbimento e di riflessione che hanno luogo nell'atmosfera (causati principalmente dalla presenza della copertura nuvolosa) solo una parte della radiazione proveniente dal sole, la *radiazione solare*  $R_s$ , riesce a raggiungere la superficie terrestre. La radiazione solare  $R_s$  è legata alla radiazione al limite dell'atmosfera  $R_0$  dalla relazione di A. Angstrom (1924):

$$R_s = \left( a + b \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_0 \quad (14)$$

dove:

$n$  è il numero di ore di insolazione effettiva (*eliofania effettiva*);

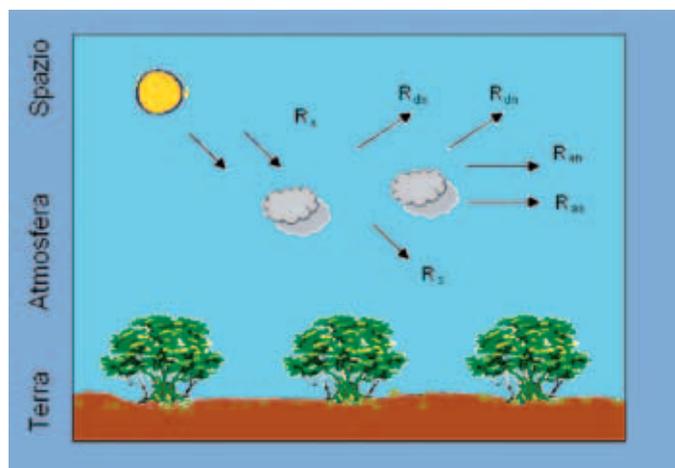
$N$  è il numero di ore di insolazione teorica (*eliofania teorica*);

$a$  e  $b$  sono costanti che dipendono dal luogo, dalla stagione e dallo stato di atmosfera, aventi valore medio  $a = 0,33$  e  $b = 0,40$  (A. Angstrom, 1924);

$\frac{n}{N}$  è il soleggiamento relativo, misurato in percentuale, dato dal rapporto tra il soleggiamento effettivo e quello teorico;

$R_0$  è la radiazione extratmosferica espressa in  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ .

Il numero di ore di insolazione teorico (*eliofania teorica*), dipende esclusivamente dal luogo e dal periodo dell'anno (**Tabella 2**).



**Figura 1 -  $R_a$  = radiazione incidente al limite dell'atmosfera;  $R_{aa}$  = radiazione assorbita dall'atmosfera;  $R_{an}$  = radiazione assorbita dalle nubi;  $R_{da}$  = radiazione diffusa verso lo spazio (gas e pulviscolo atmosferico);  $R_{dn}$  = radiazione diffusa verso lo spazio dalle nubi;  $R_s$  = radiazione solare incidente la superficie del suolo.**

Il numero di ore di insolazione effettiva (*eliofania effettiva*) è condizionato dallo stato del cielo, dalla topografia del luogo e da tutti quegli elementi che possono interrompere, più o meno lungamente, il percorso dei raggi solari (vedi **Tabella 3**, A. Guerrini et Al., 1977).

Della radiazione  $R_s$ , che riesce a raggiungere il suolo, una parte viene perduta per riflessione. La quota di radiazione corta incidente, effettivamente assorbita dal suolo, che indichiamo con  $R_{ns}$ , è dunque legata alla radiazione  $R_s$  dalla relazione:

$$R_{ns} = R_s \cdot (1 - \alpha_s) \quad [\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}] \quad (15)$$

dove  $\alpha_s$  (albedo) è il coefficiente di riflessione della superficie che riceve la radiazione. Il coefficiente  $\alpha_s$  è simile a 0,25 per la maggior parte delle colture (per la coltura di riferimento indicata dalla FAO per il calcolo dell'evapotraspirazione è posto uguale a 0,23). Per il calcolo della *radiazione netta ad onda lunga* la FAO [R. G. Allen et al. 1998] indica il seguente approccio: come espresso dalla legge di Stefan-Boltzmann, l'emissione di energia ad onda lunga è proporzionale alla temperatura assoluta della superficie alla quarta potenza. L'energia netta che lascia la superficie terrestre è, però, minore di quella calcolata in questo modo. La causa è da ricercarsi, come si è detto, nell'assorbimento e nella restituzione verso il basso della radiazione dal cielo. Il vapore acqueo, le nuvole, l'anidride carbonica ed il pulviscolo atmosferico, infatti, sono assorbitori ed emettitori di radiazione ad onda lunga. Tenendo conto dell'umidità, della nuvolosità ed assumendo che gli altri assorbitori abbiano una concentrazione costante, si può scrivere:

$$R_{nl} = k \cdot \left[ \frac{T_{\text{maxK}}^4 + T_{\text{minK}}^4}{2} \right] \cdot (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left( 1,35 \cdot \frac{R_s}{R_{s0}} - 0,35 \right) \quad (16)$$

dove:

$R_{nl}$  è la radiazione netta ad onda lunga [ $\text{MJ}/\text{m} \cdot \text{d}$ ];

$k$  è la costante di Stefan-Boltzmann pari a  $4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ;

$T_{\text{maxK}}$  è la temperatura massima giornaliera [K] =  $T_{\text{maxC}} + 273,15$ ;

$T_{\text{minK}}$  è la temperatura minima giornaliera [K] =  $T_{\text{minC}} + 273,15$ ;

$e_a$  è la tensione di vapore effettiva [kPa];

$R_s/R_{s0}$  è la radiazione solare relativa (ad onda corta);

$R_s$  è la radiazione solare [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ] misurata o calcolata con l'equazione di Angstrom;

$R_{s0}$  è la radiazione solare a cielo sereno [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ] calcolata, quando non si sono calibrati i coefficienti  $a$  e  $b$  di Angstrom, nel seguente modo:

Lat	Località	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
46°	Udine	3,50	3,82	4,63	5,67	7,03	7,17	8,93	7,97	6,47	5,77	2,83	3,50
45°	Piacenza	2,93	4,04	5,43	6,60	24,60	9,03	10,53	9,30	6,87	4,30	2,13	2,93
44°	Rimini	2,77	4,18	5,40	6,40	7,93	9,23	10,70	9,80	7,33	5,07	2,77	2,77
43°	Grosseto	4,63	4,89	5,27	6,60	9,53	9,97	11,90	10,97	7,67	6,33	3,40	4,63
42°	Vigna di Valle	4,33	4,68	5,77	6,93	9,23	9,57	11,30	10,43	4,67	6,87	4,03	4,33
41°	Benevento	2,70	3,82	4,73	5,37	6,70	8,53	10,50	9,73	6,63	4,97	3,23	2,70
40°	C. Palinuro	4,30	4,93	5,83	6,73	8,87	9,73	11,17	11,03	8,50	6,93	4,90	4,30
39°	Crotone	4,20	5,14	5,67	6,53	8,40	9,27	10,23	9,73	7,23	6,33	4,93	4,20
38°	Trapani	4,60	5,21	6,67	7,70	9,67	10,33	11,87	10,87	8,53	7,27	5,67	4,60
37°	Gela	4,97	5,82	6,80	7,77	9,53	10,00	11,37	10,83	8,40	7,00	5,70	4,97

**Tabella 3 - Valore medio mensile  $n$  di ore giornaliero di insolazione effettiva per alcune località italiane.**

$$R_{s0} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot R_a \quad (18)$$

dove:

$z$  è la quota sul livello del mare [m].

La radiazione netta, infine, è data dalla combinazione della radiazione netta ad onda corta e lunga secondo l'equazione:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \text{ [MJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}] \quad (19)$$

## Stima dell'evaporazione effettiva

L'evapotraspirazione di una specifica coltura può essere calcolata, a partire dalla *coltura di riferimento* (che ne rappresenta il consumo idrico in condizioni agronomiche ottimali e senza limitazioni idriche), moltiplicandola per un coefficiente di proporzionalità sperimentale chiamato coefficiente di coltura  $K_c$ . Tale coefficiente colturale rappresenta, quindi, fattore di correzione delle differenze che si riscontrano nell'evapotraspirazione effettiva di una coltura  $ET_c$ , rispetto a quella di riferimento  $ET_0$ , alle stesse condizioni climatiche:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_0} \quad (20)$$

Il valore del coefficiente è specifico per ogni coltura, varia in funzione dello stadio di crescita della pianta ed è influenzato sia dalle caratteristiche ambientali che dalla tecnica colturale. In generale, il coefficiente  $K_c$  dipende da vari fattori quali, prioritariamente:

- tipo e stadio di sviluppo della pianta;
- diversità colturali;
- umidità dell'aria;
- velocità del vento.

Si riportano in **Tabella 4** i valori del coefficiente colturale  $K_c$ , nella fase di accrescimento, per diverse colture, utilizzabili per le stime dell'evaporazione secondo la formulazione di Penman-Monteith.

## Il sistema ET per il trattamento di acque reflue

Il sistema ET per il trattamento di acque reflue si compone, in genere, delle seguenti stazioni:

1. Reattore anaerobico Emscher per defangazione e biofiltrazione primarie;
2. pozzetto con sifone di cacciata ad automatismo idraulico;
3. bacino di evapotraspirazione;

Coltura	$K_c$
Tappeto erboso comune ( <i>poa pratensis</i> )	0,90
<b>Coltura di riferimento</b> ( <i>festuca arundinacea</i> )	1,00
Cucurbitacee ( <i>anguria, melone, zucca e zucchini</i> )	1,00
Ortive ( <i>aglio, bietola, broccoli, cipolla, finocchio, carota, cavolo, cicoria, ravanello, eccetera</i> )	1,10
Da fibra ( <i>cotone</i> )	1,10
Solanacee ( <i>melanzana, peperone e pomodoro</i> )	1,15
Leguminose ( <i>fava, fagiolo, pisello, soia, lenticchia ed arachide</i> )	1,15
Oleaginose ( <i>girasole, ricino e sesamo</i> )	1,15
Radici e tuberi ( <i>bietola da zucchero, patata, eccetera</i> )	1,20
Cereali ( <i>erbai, mais dolce, avena, grano, miglio, orzo e sorgo</i> )	1,20
<b>Arbusto</b>	
Adoxsacee ( <i>viburnum davidii</i> )	1,25
Rosacee ( <i>prunus laurocerasus</i> )	1,30
Rosacee ( <i>photinia x fraseri</i> )	1,35

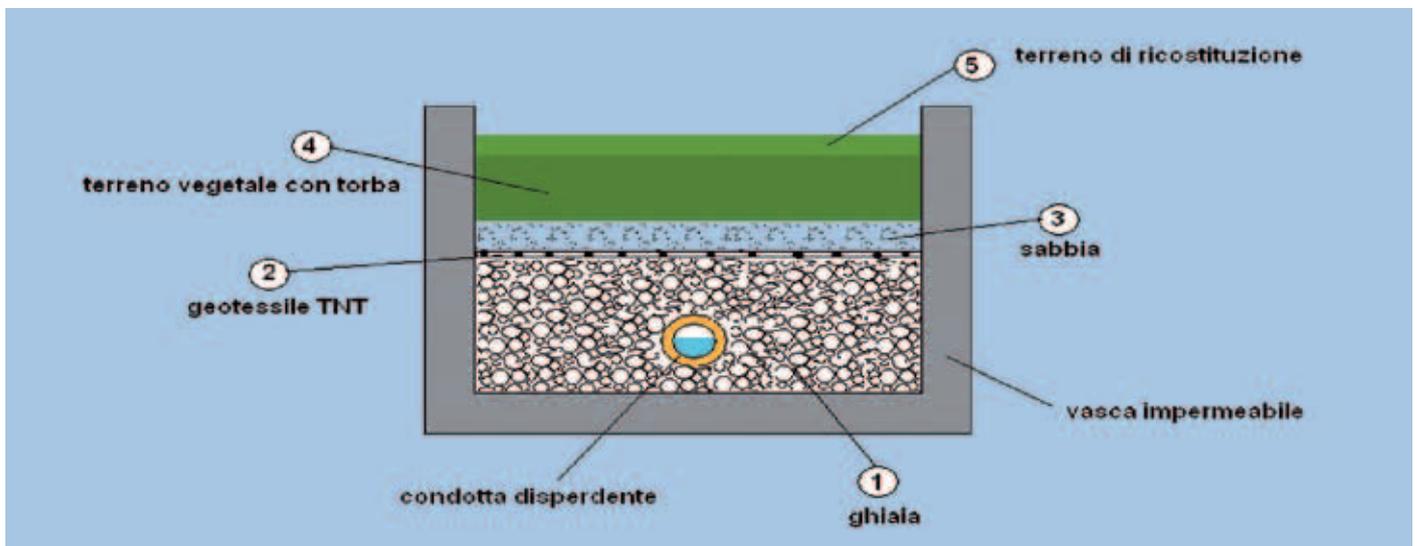
**Tabella 4 - Valori del coefficiente  $K_c$  per diverse colture ed arbusti sempreverdi utilizzati in sistemi ET.**

4. vasca di accumulo e rilancio del surplus idrico, in testa all'impianto.

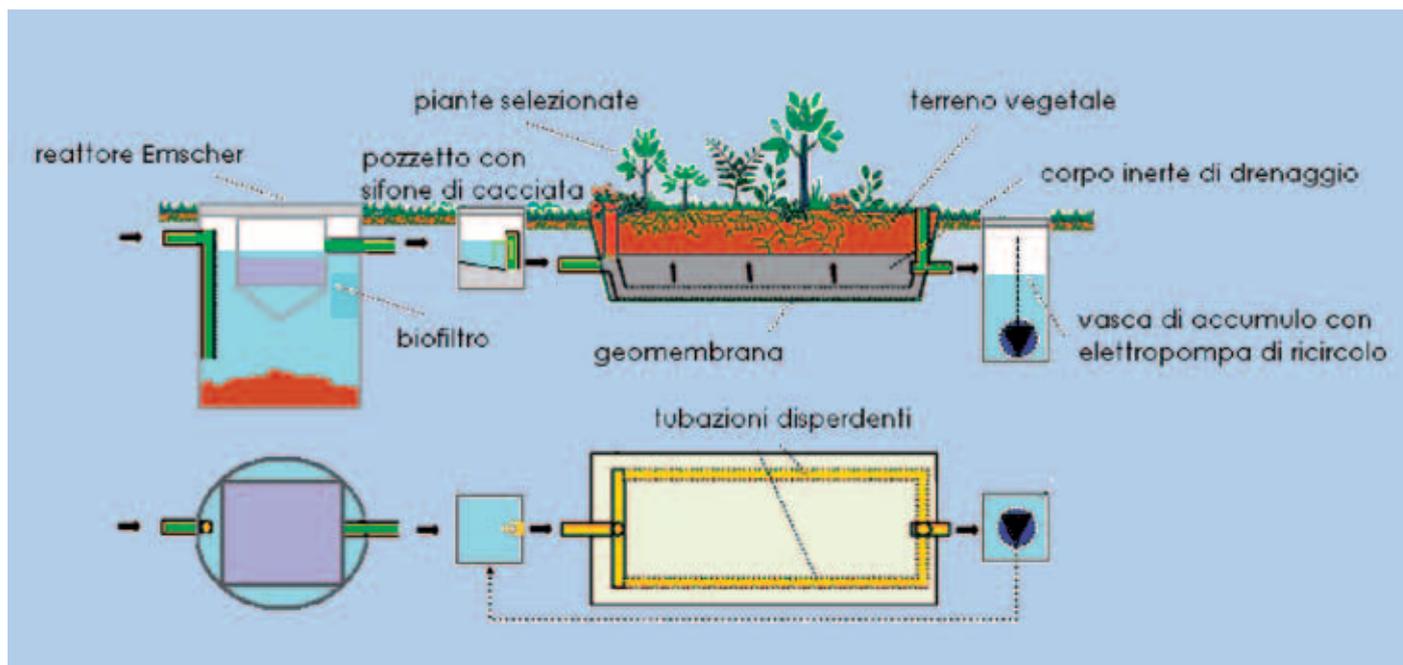
La vasca di evapotraspirazione è una vasca (cd *bacino*) con fondo orizzontale a tenuta completamente stagna costruita o in calcestruzzo o in muratura o in materiale plastico (per esempio in PVC, polietilene, o teli in HDPE termosaldati). Nella maggior parte dei casi, ha forma trapezoidale o a gradini (dove ogni gradino identifica una diversa zona di materiale di riempimento).

La profondità utile della vasca è in genere di 80 cm costituiti, partendo dal fondo di essa, dagli strati così come di seguito riportati (vedi **Figura 2**):

1. 25 cm di ghiaia di granulometria opportuna (i primi 15 cm sono



**Figura 2 - Sezione trasversale vasca impermeabile e stratigrafia interna per sistemi ET di trattamento.**



**Figura 3 – Pianta e sezione sistema ET per il trattamento appropriato di acque reflue.**

costituiti da ghiaione lavato ed i restanti con ghiaietto lavato che costituisce il supporto delle radici), nella quale è posizionata la condotta disperdente;

2. 10 mm geotessile TNT UNI EN ISO 9864 (massa aerica 1200 g/m<sup>2</sup>);
3. 5 cm di sabbia;
4. 45 cm di una miscela opportuna di terreno vegetale misto a torba;
5. 5 cm di terreno per ricostituire il piano campagna (baulatura).

Tra la ghiaia e la sabbia si trova un "Tessuto Non Tessuto" (cd TNT) che ha lo scopo di proteggere la condotta disperdente dalle particelle fini che potrebbero occluderne le fessure. Le pareti del bacino costituente il vassoio evapotraspirante, dovranno elevarsi sulla superficie della terra vegetale di circa 10 cm, onde evitare fenomeni di ruscellamento delle acque meteoriche all'interno della vasca (vedi **Figura 3**).

Si riporta, di seguito, un esempio pratico di dimensionamento, di un sistema ET per l'appropriato trattamento di acque reflue. Nella fattispecie, il progetto, riguarda un sistema ET per il trattamento di acque reflue domestiche, provenienti da un piccolo insediamento isolato, con un numero di **25** Abitanti Equivalenti (AE), ubicato nell'area del litorale barese (Latitudine 41°). La scelta, per un sifatto sistema, è stata condizionata dalla quota di rinvenimento della falda sotterranea che non permette la conformità delle distanze di rispetto di cui alla Deliberazione del CITAI 4 febbraio 1977 (G.U. 28 febbraio 1977, n. 48). Al fine di un corretto proporzionamento della vasca evapotraspirativa è necessario determinare, nei mesi in cui si prevede l'attività di questa sezione, nel nostro caso tutto l'anno, i seguenti parametri:

- il tasso di evapotraspirazione ET<sub>0</sub>;
- i dati delle osservazioni dei dati climatici nell'area oggetto di studio;
- il carico idraulico.

Per quanto riguarda i dati pluviometrici, si individuano, cautelativamente, fra i dati relativi agli ultimi 10 anni, le osservazioni idrologiche mensili massime (esprese in mm/mese). Il valore medio, ridot-

to del 20%, sarà preso come riferimento nel bilancio idrico. Questo valore, risulta anch'esso cautelativo, in quanto viene spalmato sui 30 giorni presi come riferimento nel mese. Sono a base dei calcoli, pertanto, i seguenti dati:

- Carico idraulico giornaliero  $Q = 200 \text{ L}/(\text{d} \cdot \text{AE}) \cdot 25 \text{ AE} = 5.000 \text{ L}/\text{d}$  ( $\cong 5 \text{ m}^3/\text{d}$ );
- Piovosità media mensile  $P = 47,92 \text{ mm}/\text{mese} \cong 1,60 \text{ mm}/\text{d}$  ( $\cong 0,0016 \text{ m}/\text{d}$ ).

Per evitare un valore eccessivamente cautelativo, si considera una piovosità media giornaliera pari a:

$$P - (0,20 \cdot P) = 1,28 \text{ mm}/\text{d} (\cong 0,0013 \text{ m}/\text{d}).$$

Nella pagina seguente si riporta, a modo di calcolo, la tabella (**Tabella 5**) delle computazioni per l'individuazione analitica del valore dell'evaporazione ET<sub>0</sub>, secondo il metodo di Penman-Monteith, a partire dai valori noti dei parametri climatici (mod. R. G. Allen et Al., 1998).

Per il proporzionamento del vassoio evapotraspirativo dovrà essere verificata la seguente equazione:

$$P \times A + Q = K_c \times ET_0 \times A \quad (21)$$

dove:

- A** è la superficie orizzontale del vassoio [m<sup>2</sup>];
- Q** è il carico idraulico giornaliero [m<sup>3</sup>/d];
- P** è la piovosità media mensile [m/d].

Sulla base delle piante scelte (vedi **Figura 4**; mod. L. Incrocci et Al., 2008), è possibile evincere la capacità evapotraspirativa del sistema ET e, di conseguenza, la superficie del summenzionato bacino:

$$A = \frac{Q}{(K_c \cdot ET_0 - P)} = \frac{5}{(1,35 \cdot 0,0034 - 0,0013)} = 1.520,00 \text{ m}^2$$

Si sceglie, pertanto, tra le varietà di piante, da utilizzare in questa tipologia d'impianti, l'arbusto *sempreverde*, a foglia larga, *photinia*

**Parametri climatici**

Dato	T massima giornaliera mediata nei mesi dell'anno ( $T_{max}$ ) =	<b>19,74</b>	°C
Dato	T minima giornaliera mediata nei mesi dell'anno ( $T_{min}$ ) =	<b>10,98</b>	°C
Dato	Media mensile dell'umidità relativa ( $RH_{mean}$ ) =	<b>70,32</b>	%
Dato	Media mensile della velocità del vento ( $u_{10}$ ) =	<b>3,78</b>	m/s
Eq. (10)	Media mensile della velocità del vento ( $u_2$ ) =	<b>2,83</b>	m/s
Dato	Media mensile dell'eliofania effettiva (n) =	<b>5,92</b>	h
Dato	Media mensile dell'eliofania teorica (N) =	<b>12,20</b>	h
Calcolo	Media mensile dell'eliofania relativa (n/N) = (5,92/12,20) =	<b>0,49</b>	h/h
Eq. (3)	T media mensile mediata tra massima e minima giornaliera ( $T_{mean}$ ) =	<b>15,36</b>	°C
Dato	Altitudine (z) =	<b>2</b>	m
Maggio	$T_{month}$ temperatura media giornaliera dell'aria misurata a z = 2 m ( $T_2$ ) =	<b>17,45</b>	°C
Aprile	$T_{month}$ temperatura media giornaliera dell'aria misurata a z = 2 m ( $T_{2,1}$ ) =	<b>13,10</b>	°C
Eq. (2)	Pendenza della curva della tensione di vapore (D) =	<b>0,112</b>	kPa/°C
Eq. (4)	Costante psicometrica ( $\gamma$ ) =	<b>0,0733</b>	kPa/°C
Eq. (5)	Pressione atmosferica alla quota z = 2 m (p) =	<b>101,28</b>	kPa

**Precalcolazioni**

Calcolo	$(1 + 0,34 \cdot u_2) =$	<b>1,92</b>	-
Calcolo	$\Delta/[\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)] = 0,112/[0,112 + 0,0733 \cdot (1,92)] =$	<b>0,443</b>	-
Calcolo	$\gamma/[\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)] = 0,0733/[0,112 + 0,0733 \cdot (1,92)] =$	<b>0,290</b>	-
Calcolo	$(900 \cdot u_2)/(T_{mean} + 273) = (900 \cdot 2,83)/(15,36 + 273) =$	<b>8,83</b>	-

**Deficit tensione di vapore**

Eq. (6)	$e(T_{max}) =$	<b>2,30</b>	kPa
Eq. (6)	$e(T_{min}) =$	<b>1,31</b>	kPa
Eq. (7)	$e_s = (2,30 + 1,31)/2 =$	<b>1,81</b>	kPa
Eq. (9)	$e_a = (70,32/100) \cdot 1,81 =$	<b>1,27</b>	kPa
Calcolo	Deficit tensione di vapore ( $e_s - e_a$ ) = (1,81 - 1,27) =	<b>0,54</b>	kPa

**Irraggiamento**

Dato	Radiazione extratmosferica ( $R_a$ ) =	<b>28,41</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (14)	Radiazione solare ( $R_s$ ) = (0,33 · 0,40 · 0,49) · 28,41	<b>14,94</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (15)	Radiazione assorbita dal suolo ( $R_{ns}$ ) = 14,94 · (1 - 0,23) =	<b>11,51</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (18)	Radiazione solare a cielo sereno ( $R_{s0}$ ) =	<b>9,15</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (16)	Radiazione netta ad onda lunga ( $R_{nl}$ ) =	<b>3,70</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (19)	Radiazione netta alla superficie della vegetazione ( $R_n$ ) = (11,51 - 3,70) =	<b>7,81</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Eq. (12)	Densità di flusso di calore al suolo (G) = 0,105 · (17,45 - 13,10) =	<b>0,46</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>
Calcolo	$(R_n - G) = (7,81 - 0,46) =$	<b>7,35</b>	MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>

**Determinazione di  $ET_0$** 

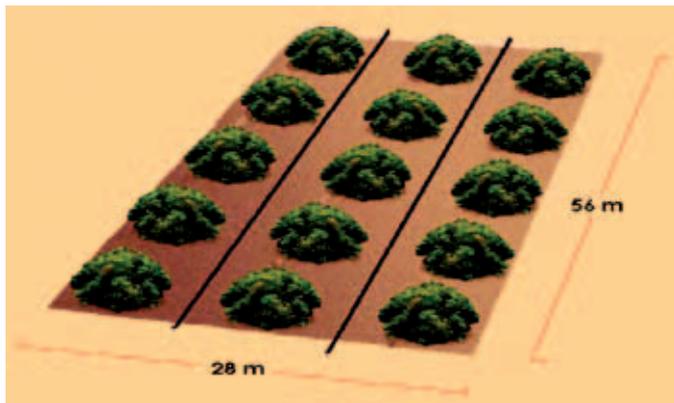
Calcolo	$0,408 \cdot (R_n - G) \cdot \Delta/[\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)] = 0,408 \cdot (7,35) \cdot 0,443 =$	<b>1,33</b>	mm/d
Calcolo	$900 \cdot u_2/(T+273) \cdot (e_s - e_a) \cdot \gamma/[\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)] = 8,83 \cdot 0,54 \cdot 0,443 =$	<b>2,11</b>	mm/d
Calcolo	Evapotraspirazione di riferimento ( $ET_0$ ) = (1,33 + 2,11) =	<b>3,44</b>	mm/d

**Tabella 5- Computazioni per l'individuazione analitica del valore dell'evaporazione  $ET_0$ . secondo il metodo di Penman-Monteith.**

x fraseri e di tappezzare, gli spazi rimanenti, con un erbaio costituito da *medicago sativa* (cd erba medica).

In genere, la rosacea utilizzata, viene piantata con un intervallo di circa 0,65 m e, di conseguenza, si ottiene una densità di piantumazione, al metro quadrato, di poco più di 2 piante, della capacità evaporativa di circa 4,70 L/d. La superficie di calcolo ottenuta, po-

**Figura 4 - Viburnum (E = 1,45 mm); Prunus (E = 1,70 mm); Photinia (E = 2,00 mm).**

**Figura 5 – Disposizione schematica degli arbusti nel vasoio evapotraspirativo.**

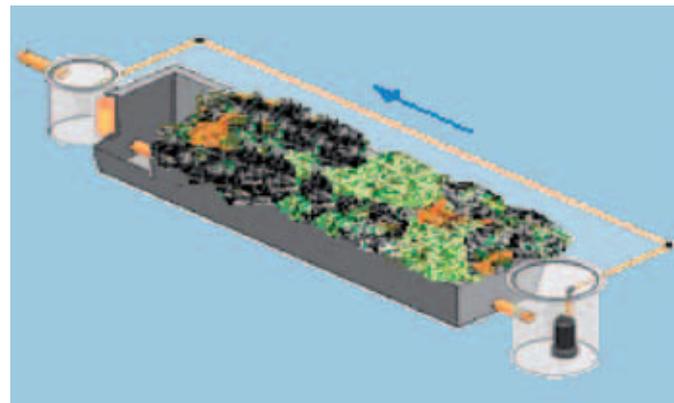
trà essere ottenuta realizzando un vasoio di dimensioni pari a 28 m x 56 m (vedi **Figura 5**).

Onde evitare situazioni di rischio di danneggiamento delle piante è necessario prevedere un dispositivo per il troppo pieno a circa 0,20 m dal fondo, con il compito di riportare le acque in esubero ad un pozzetto di accumulo, per il rilancio, in testa all'impianto (**Figura 6**). Per quest'ultimo si fissa, cautelativamente, un volume di accumulo (V), pari al 40% del carico idraulico totale:

$$V = 0,40 \cdot (P \cdot A + Q) = 0,40 \cdot (0,0013 \cdot 1.520 + 5) = 2,80 \text{ m}^3 \quad (22)$$

## Bibliografia

- (1) Angstrom A. (1924): "Solar and terrestrial radiation"; Q. J. Meteorological Society, Vol. 50, Ed. J. Wiley & S., London.
- (2) Doorenbos J., Pruitt W.O. (1977): "Guidelines for predicting crop water requirements", FAO Irrigation and Drainage Paper n. 24, Ed. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.
- (3) AA. VV. (1990): "FAO Penman-Monteith Formula", FAO experts consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements, Ed. FAO, Roma.



**Figura 6 – Schema del sistema di accumulo e rilancio in testa delle acque di supero.**

- (4) Richard G. Allen, Luis S. Pereira, Dirk Raes, Martin Smith (1998): "Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements"; FAO Irrigation and drainage paper n. 56, Ed. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.
- (5) Guerrini A., Lavagnini A., Vivona F. M. (1977); "L'insolazione sull'Italia - Raccolta di dati registrati da servizi nazionali ed enti vari (dal 1913 al 1972)"; Ed. CNR, IFA, Roma.
- (6) Mendicino G. (1993): "Idrologia delle perdite"; Ed. Patron, Bologna.
- (7) Moisello U. (1999): "Idrologia Tecnica", Ed. La Goliardica Pavese, Pavia.
- (8) Viglione A. (2004): "Stima dell'evaporazione media mensile sul territorio piemontese"; Working Paper n. 01, Ed. Politecnico, Torino.
- (9) L. Incrocci, A. Pardossi (2008): "Un'analisi dell'uso dell'acqua nel vivaismo ornamentale e possibili strategie per una maggiore efficienza dell'irrigazione e della fertilizzazione", Seminario Tecnico, ARSIA - CE.SPE.VI (Prg. IDRI), Dipartimento di Biologia delle piante agrarie, Ed. Università degli Studi, Pisa.
- (10) P. G. Megale (2009): "Richiami di idrologia dell'irrigazione"; Quaderni di idraulica agraria, Dispense tratte dalle lezioni di idraulica agraria, Facoltà di Agraria, Ed. Università degli Studi, Pisa.

## Riciclo record di alluminio

Con oltre il 72% di riciclo l'Italia si conferma leader in Europa per la raccolta differenziata e il recupero degli imballaggi in alluminio. Cresce del 20% la raccolta di alluminio al Sud.

Sono questi i dati che emergono dall'ultima assemblea annuale di CiAl, il Consorzio Nazionale per il Riciclo e il Recupero degli Imballaggi in Alluminio, che si è tenuta a Milano il 29 aprile scorso.

Nel 2010 oltre 46.500 tonnellate di imballaggi in alluminio sono state riciclate e rese disponibili per nuovi utilizzi e applicazioni nei diversi comparti industriali, con evidenti benefici in termini economici, ambientali ed energetici.

Dal punto di vista produttivo la crescita della quota di imballaggi è un segnale importante di ripresa economica, confermato anche dalla quantità complessiva di rottame di varie tipologie - 806mila tonnellate - trattato dalle fonderie italiane lo scorso anno e cresciuto, rispetto al 2009, di oltre il 18%.

Lo straordinario risultato di riciclo, ben al di sopra dell'obiettivo minimo stabilito per legge del 50%, assume connotati ancora più significativi se consideriamo la quota di imballaggio sottile, pari a 3.500 tonnellate, che, attraverso la termovalorizzazione dei rifiuti urbani, porta il **recupero complessivo nel 2010 al 78% dell'immezzo al consumo.**

L'importante ruolo del Consorzio, per promuovere, affiancare e supportare Comuni ed Operatori nello sviluppo di sistemi efficienti ed efficaci di raccolta differenziata è evidente e ben noto. Sostegno e consolidamento dei sistemi e delle relazioni nei bacini più avanzati e supporto alle aree in emergenza ed emergenti hanno caratterizzato l'azione di CiAl nel 2010 con il duplice obiettivo di far crescere la raccolta sia in termini quantitativi che qualitativi cercando, al contempo, di ridurre sempre più il gap storico tra Nord e Sud Italia. Ed è proprio in quest'ottica che vanno considerati i risultati del 2010 che evidenziano un **incremento di quasi il 20%**, rispetto al 2009, per le **regioni meridionali**. Contributi e segnali importanti in questo senso giungono, in particolare, da Abruzzo, Puglia, Calabria e Campania e dalla ormai solida Sardegna.



[www.cial.it](http://www.cial.it)