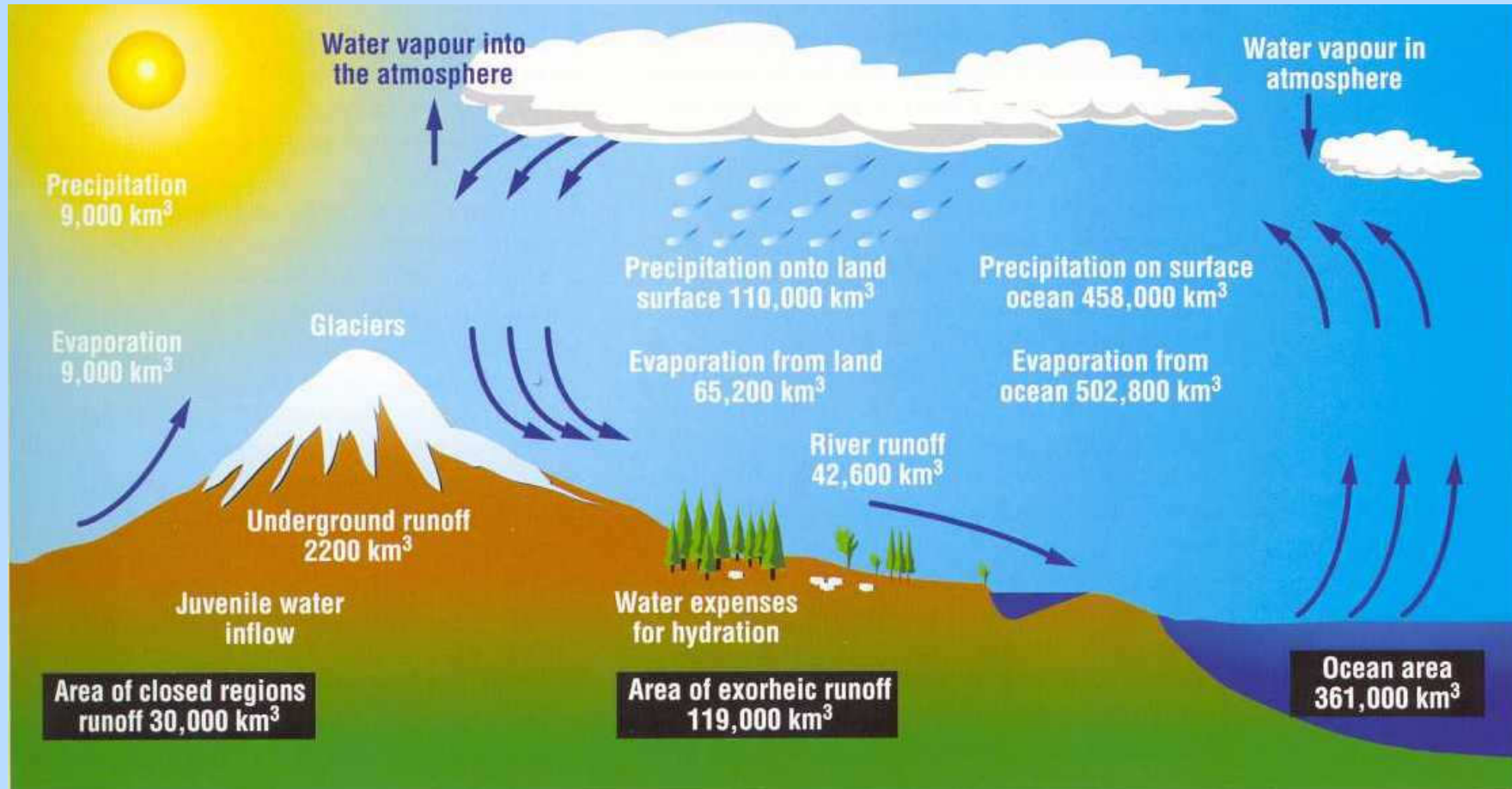


Il ciclo dell'acqua



Bilancio idrologico

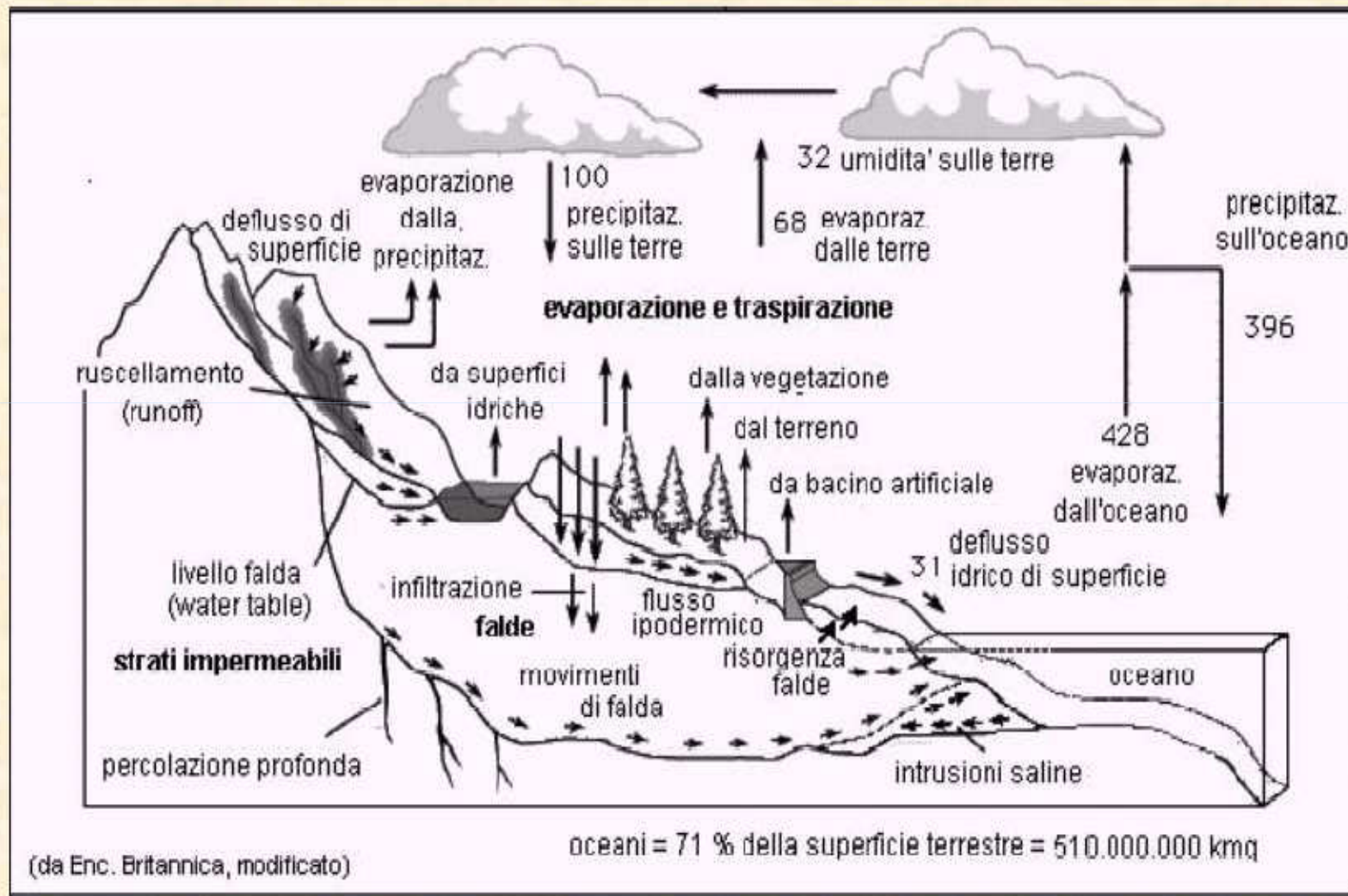
$$P = E + R + N + A$$

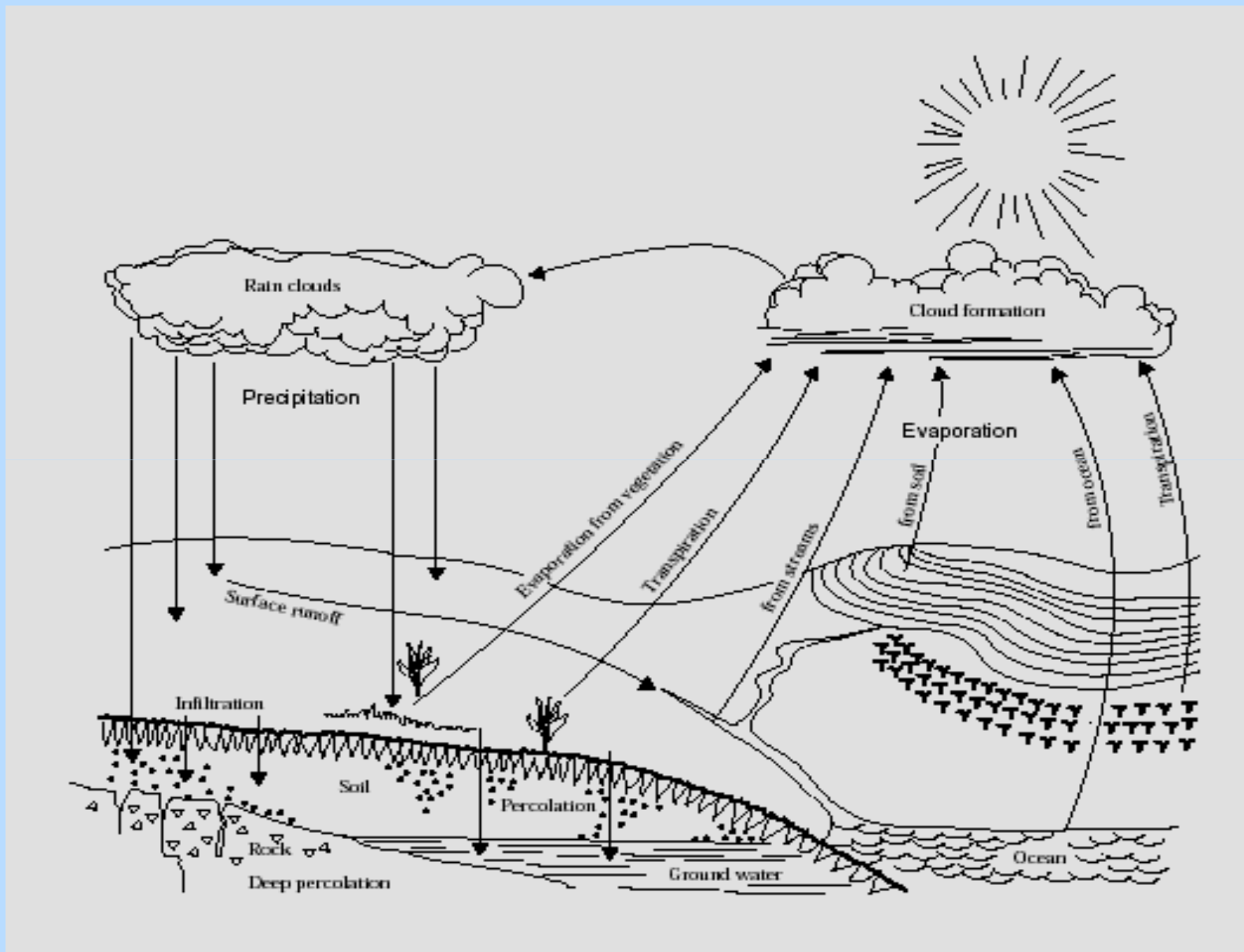
- **P** = Precipitazione totale (mm)
- **E** = Evapotraspirazione reale (mm)
- **R** = Ruscellamento superficiale (Runoff) (mm)
- **N** = Percolazione profonda (mm)
- **A** = Variazione della capacità idrica del suolo (Soil water storage) (mm)

Altre perdite idrologiche

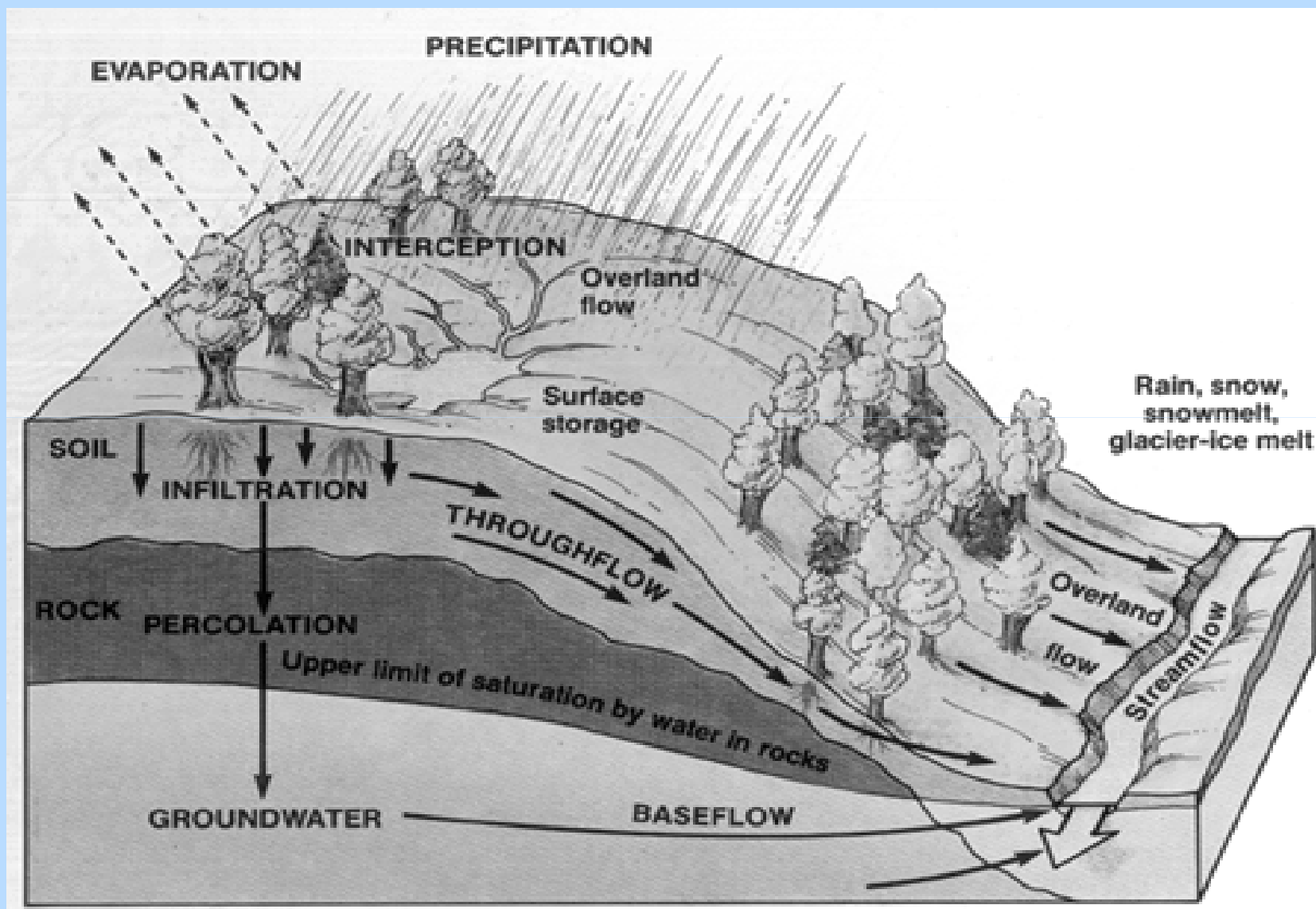
- L1 Immagazzinamento nelle depressioni superficiali
- L2 Intercezione

$$P = E + R + N + A + L_1 + L_2$$

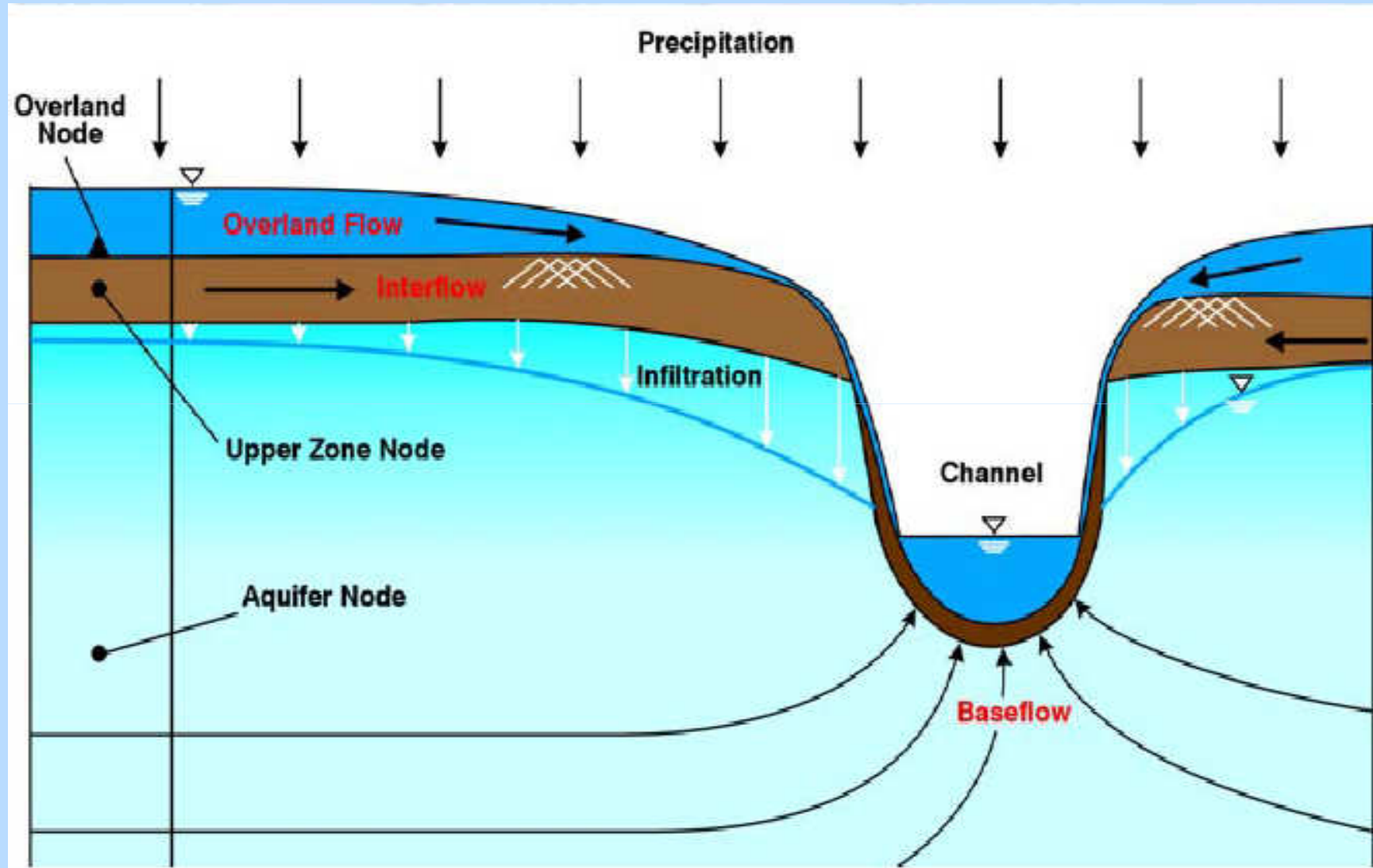




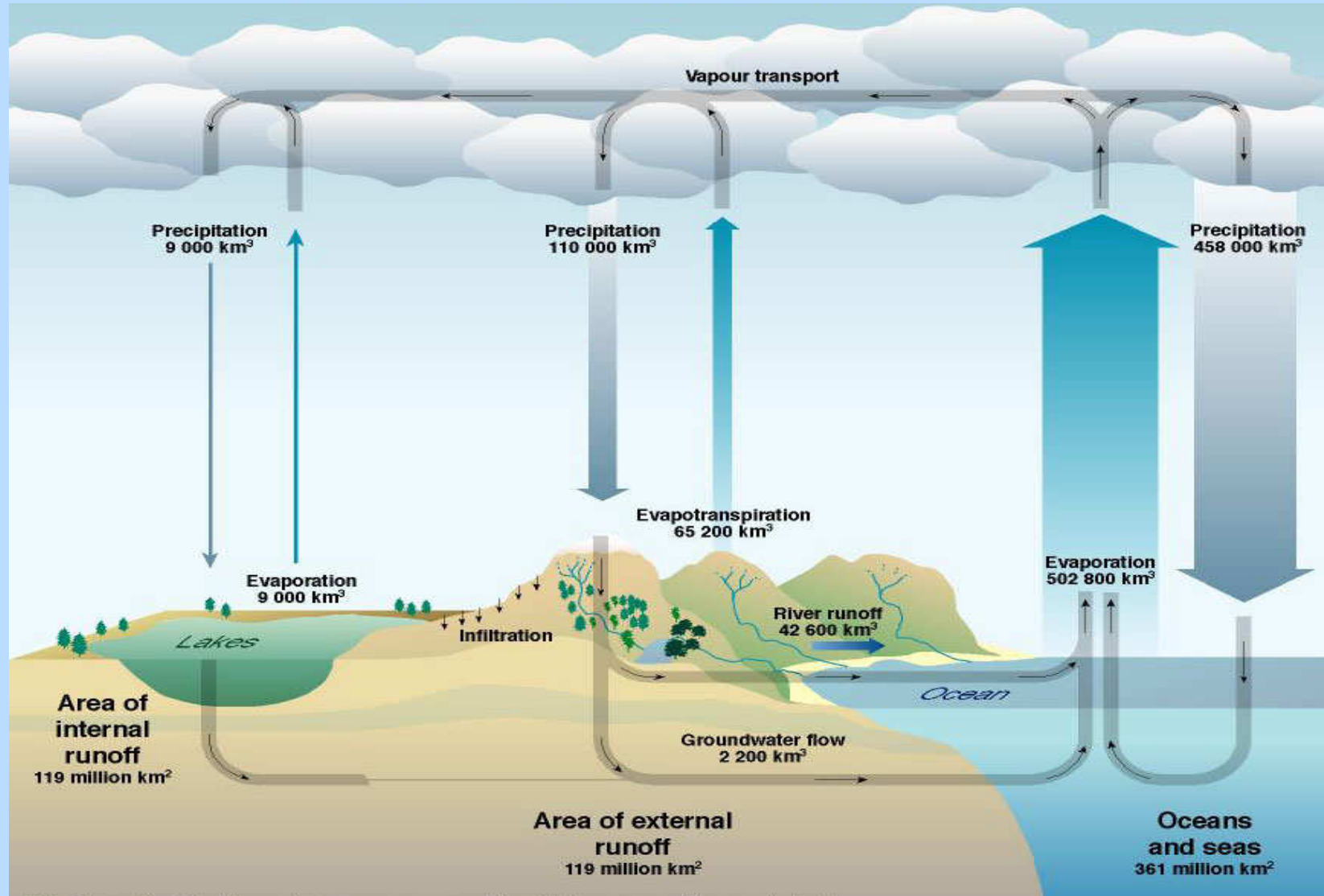
Il ciclo dell'acqua



Il ciclo dell'acqua



Il ciclo dell'acqua



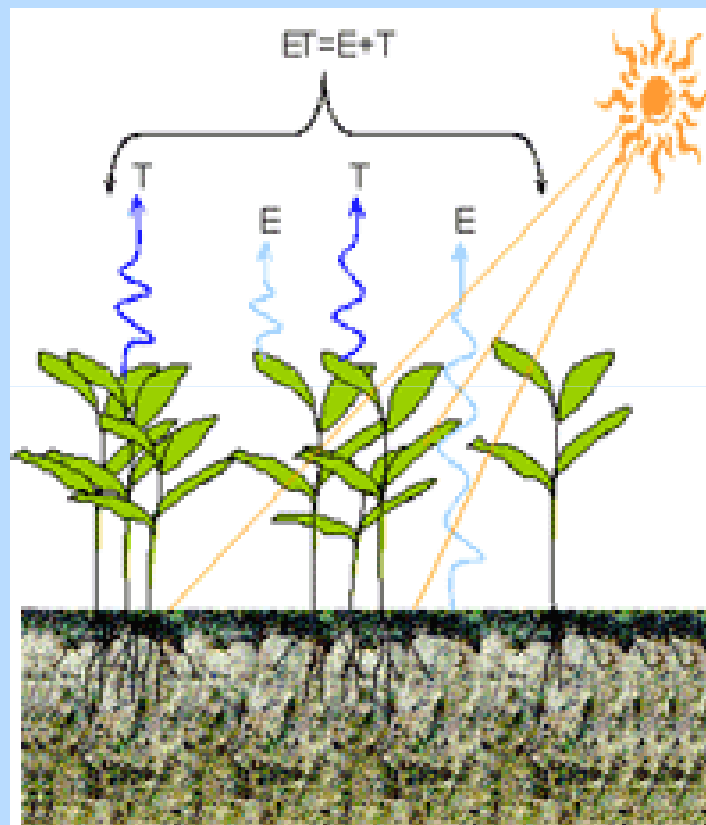
Evapotraspirazione Reale

la quantità d'acqua che passa in atmosfera sotto forma di vapore o direttamente, per evaporazione dal suolo, o indirettamente, attraverso la traspirazione delle piante

Evapotraspirazione Potenziale

la massima evapotraspirazione effettiva che si può avere in date condizioni climatiche, quando essa è controllata dal potere evaporante dell'atmosfera e non dalla disponibilità d'acqua sul terreno

Evapotraspirazione



Valutazione Evapotraspirazione Potenziale

Il Metodo di Thornthwaite presume che esista un grado alto di correlazione tra la temperatura e le altre variabili, come radiazione, l'umidità atmosferica e vento.

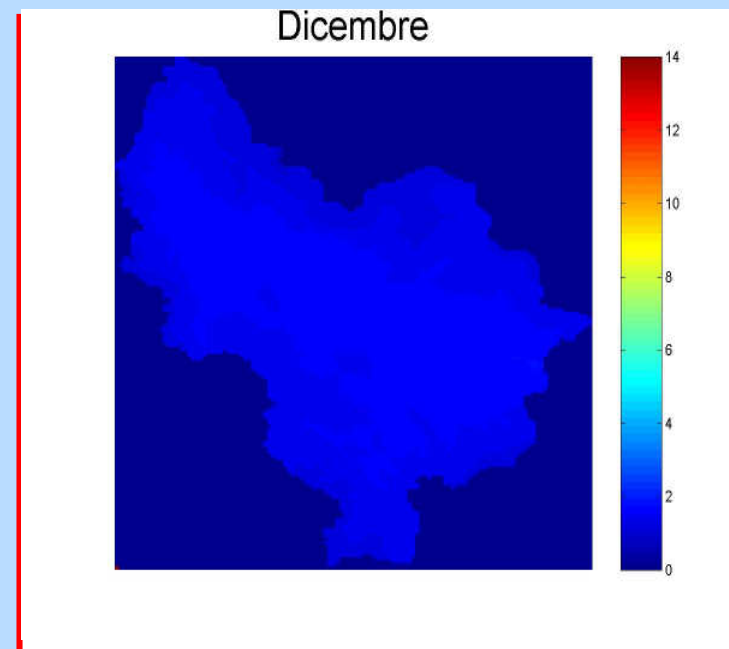
$$ET_p = 1,6 \cdot \left(10 \cdot \frac{t}{I} \right)^a \cdot l \quad \text{Evapotraspirazione potenziale mensile secondo Thornthwaite (1948)}$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad \text{Indice di calore}$$

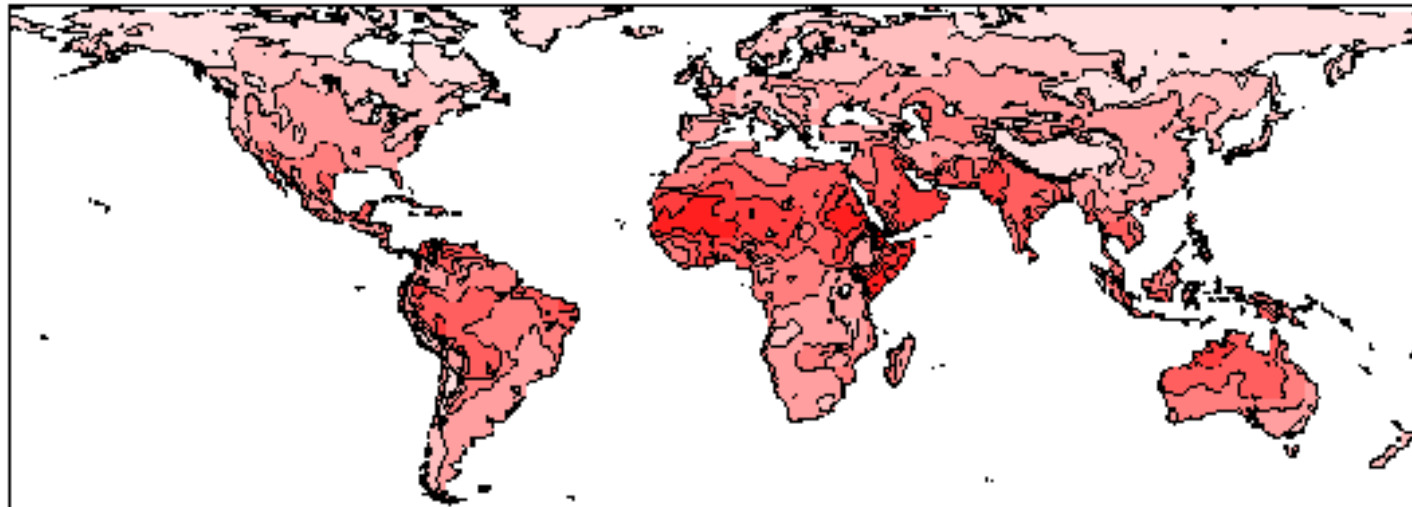
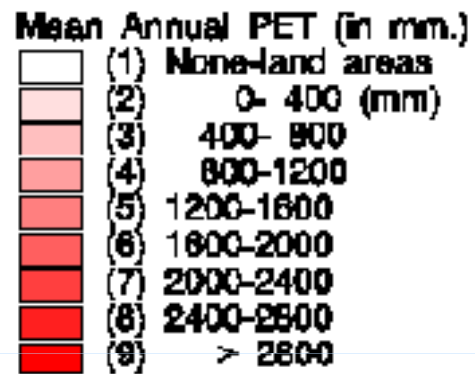
$$a = 0,49239 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3$$

| Lat. | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giu. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|
| 36° | 0,87 | 0,85 | 1,03 | 1,10 | 1,21 | 1,22 | 1,24 | 1,16 | 1,03 | 0,97 | 0,86 | 0,84 |
| 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 |
| 44° | 0,81 | 0,82 | 1,02 | 1,13 | 1,27 | 1,29 | 1,30 | 1,20 | 1,04 | 0,95 | 0,80 | 0,76 |

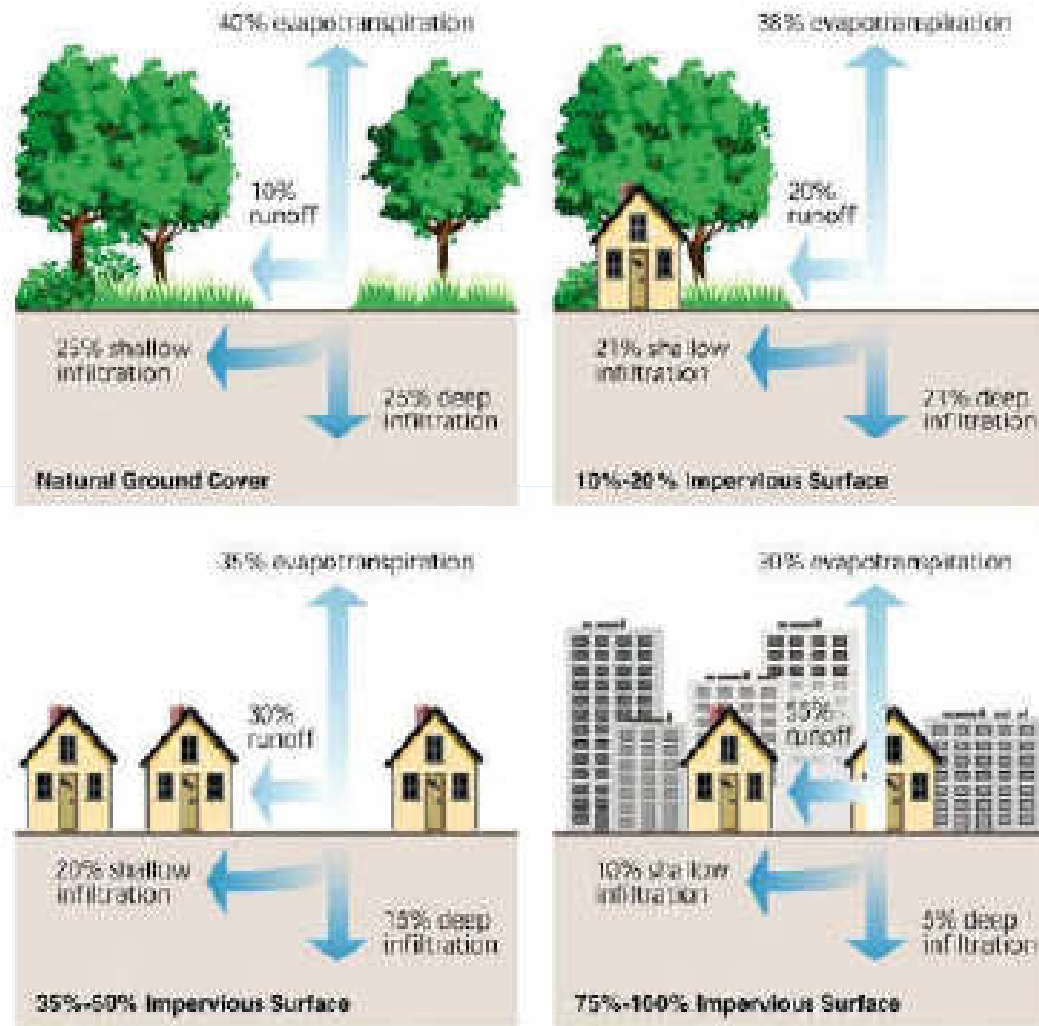
Tabella descrittiva di l coefficiente correttivo funzione della latitudine e del periodo dell'anno.



Evapotraspirazione Potenziale



Evapotranspiration



Evapotraspirazione

ET_p = quantità di acqua evapotraspirata nell'unità di tempo da una coltura uniforme e compatta che abbia piena disponibilità idrica.

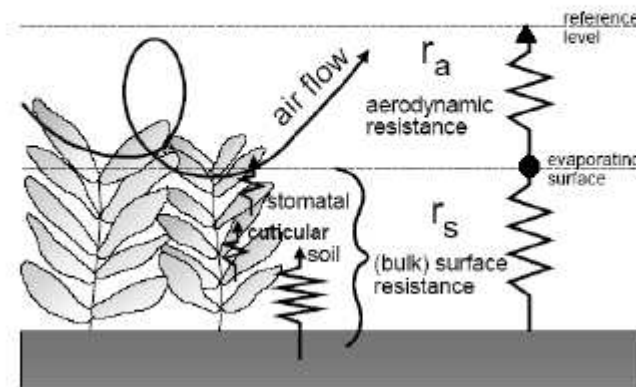
ET_r = evapotraspirazione di una coltura di riferimento mantenuta senza limite di disponibilità idrica.

Coltura di riferimento (definizione di Smith): prato (festuca arundinacea, prato polifita) che copra interamente il terreno, altezza uniforme di 0.12 m, albedo di 0.23, resistenza al flusso di vapore $r_s = 70$ s/m

Metodo Penman-Monteith

$$E = \frac{1}{L_e} \left[\frac{\Delta Q^* + \frac{\rho_a C_{pa}}{r_a} [e_s(Z) - e(Z)]}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right]$$

Simplified representation of the (bulk) surface and aerodynamic resistances for water vapour flow



E = la evapotraspirazione potenziale;

L_e = il calore latente di vaporizzazione dell'acqua;

Δ = il rapporto incrementale della pressione di vapore saturo rispetto alla temperatura;

Q^* = la somma dei termini che nel bilancio energetico del sistema suolo-vegetazione-atmosfera uguagliano la radiazione spesa nel processo di evaporazione e quella che si trasforma in calore sensibile;

ρ_a = la densità dell'aria;

C_{pa} = il calore specifico dell'aria a pressione costante;

r_a = la resistenza aerodinamica alla diffusione del vapore acqueo nell'atmosfera;

$e_s(Z)$ = la pressione di vapore saturo alla quota Z ;

$e(Z)$ = pressione di vapore effettiva alla quota Z ;

γ = costante psicrometrica;

r_s = resistenza della copertura vegetale alla diffusione del vapore attraverso gli stomi delle piante;

I metodi basati sul modello fisico del processo di evapotraspirazione

Una prima relazione per il calcolo dell'evaporazione da superficie liquida fu proposta da Penman nel 1948, sviluppando un modello che teneva conto della diffusione aerodinamica di energia in calore sensibile e in vapore acqueo, in altre parole basandosi sul processo fisico. Successivamente, nel 1963, fu modificata la relazione per descrivere anche il processo di traspirazione della vegetazione. La forma più completa attuale è la relazione di Penman-Monteith, che tiene conto della resistenza del manto vegetale r_s e della resistenza aerodinamica r_a , simulando in questo modo il processo di interscambio liquido-vapore dell'acqua da qualsiasi

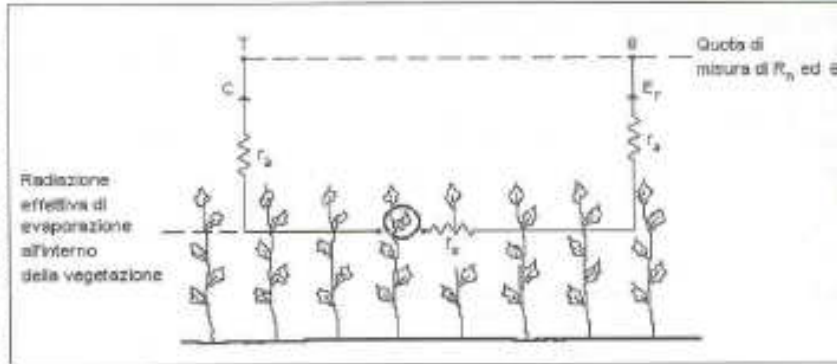


Fig. 8.9 Schema del processo di evapotraspirazione.

superficie, anche vegetale. Nella fig. 8.9 è schematizzato il processo fisico dell'evapotraspirazione con le sue componenti. L'equazione completa assume la seguente espressione:

$$E_c = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G - A_l - P - S) + \rho_a c_p \frac{(p_s - p)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (\text{mm/d}) \quad 8.28$$

dove λ è il calore latente di evaporazione dell'acqua in MJ/kg, Δ è definito dalla Eq. 8.25, R_n è la radiazione netta (MJ/m²d), G è il flusso di calore nel suolo, A_l è l'energia diffusa lateralmente a causa di flussi di aria trasversali (processo di advezione), P è l'energia assorbita dal processo biochimico di sviluppo della vegetazione, S è l'energia immagazzinata, per un certo tempo, nello strato di vegetazione (tutti i flussi di energia sono in MJ/(m²d)), ρ_a è la densità dell'aria in kg/m³, c_p è il calore specifico dell'aria a pressione costante (1.013 kJ/(kg°C)), $(p_s - p)$ è la differenza tra la pressione di saturazione p_s e la pressione di vapore dell'aria p (kPa),

γ è la costante psicrometrica:

$$\gamma = 0.00163 (p/\lambda) \quad (\text{kPa/}^\circ\text{C}) \quad 8.29$$

8.4 Il bilancio energetico di una superficie unitaria

L'energia radiante R_n , non è quindi totalmente disponibile per l'evaporazione una parte viene assorbita dal suolo e trasferita convettivamente verso gli strati inferiori, una parte è assorbita dai processi biologici (circa il 2%), una parte viene trasferita dalla diffusione turbolenta dell'aria, in presenza di vento, e una parte viene immagazzinata per un certo tempo dalla vegetazione (in particolare in presenza di foreste). In una visione sintetica complessiva del bilancio energetico, si può considerare un volume fittizio, che racchiude la superficie unitaria e si estende sopra la chioma della vegetazione e sotto l'apparato radicale (fig. 8.6). L'energia radiante R_n disponibile all'interno del volume si ripartisce in energia E_λ , che provoca il processo di evaporazione, in energia C trasformata in calore, che riscalda gli strati d'aria contigui con flusso ascendente, in energia G trasformata in calore, che riscalda gli strati di suolo adiacente con flusso discendente, in energia A_l diffusa lateralmente a causa di flussi di aria trasversali, in energia S immagazzinata, per un certo tempo, nello strato di vegetazione (in particolare in presenza di foreste).

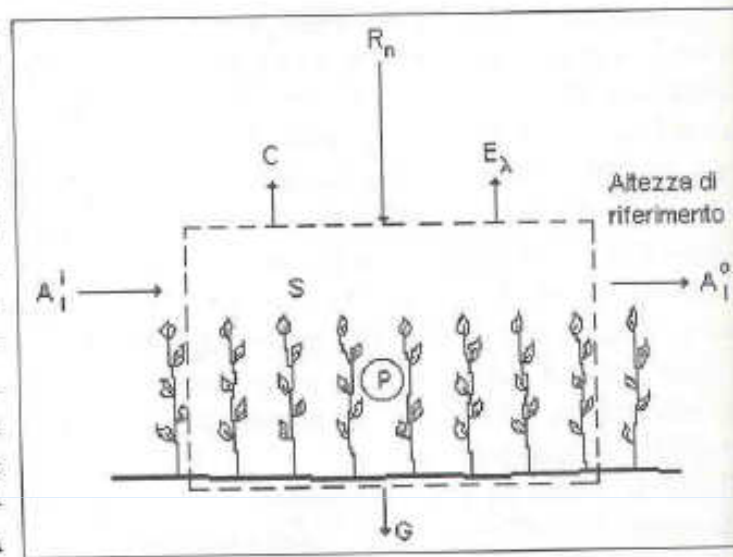
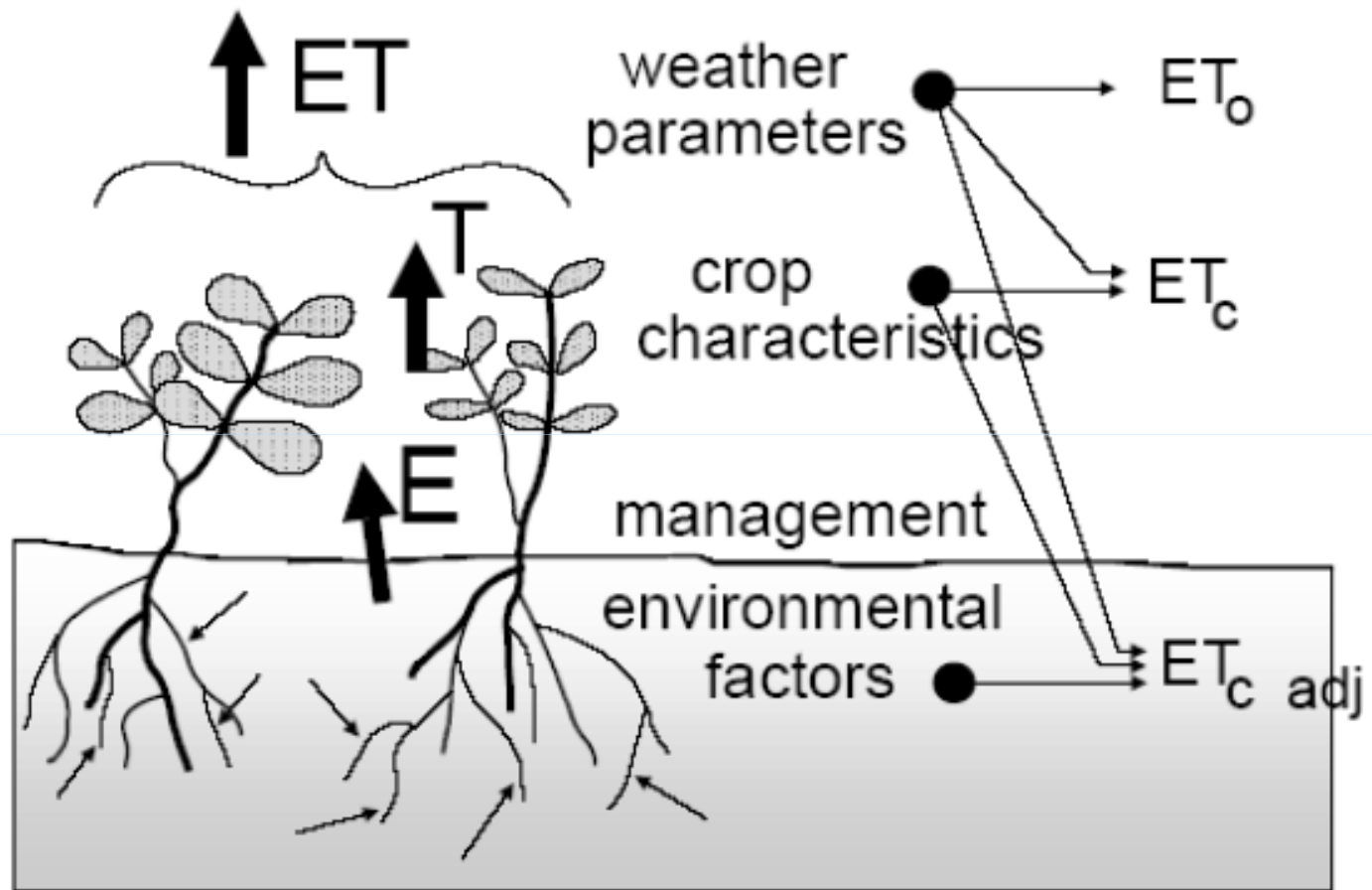


Fig. 8.6 Processo di evaporazione: Bilancio di energia.

$$R_n = E_\lambda + C + G + A_l + S + P \quad (\text{MJ/m}^2\text{d})$$

Factors affecting evapotranspiration with reference to related ET concepts



Reference crop evapotranspiration (ET_0)

The evapotranspiration rate from a reference surface, not short of water, is called the reference crop evapotranspiration or reference evapotranspiration and is denoted as ET_0 . The reference surface is a hypothetical grass reference crop with specific characteristics.

The reference surface is a hypothetical grass reference crop with an assumed crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s m^{-1} and an albedo of 0.23. The reference surface closely resembles an extensive surface of green, well-watered grass of uniform height, actively growing and completely shading the ground. The fixed surface resistance of 70 s m^{-1} implies a moderately dry soil surface resulting from about a weekly irrigation frequency.

Crop evapotranspiration under standard conditions (ET_c)

The crop evapotranspiration under standard conditions, denoted as ET_c , is the evapotranspiration from disease-free, well-fertilized crops, grown in large fields, under optimum soil water conditions, and achieving full production under the given climatic conditions.

Crop evapotranspiration under non-standard conditions ($ET_{c \text{ adj}}$)

The crop evapotranspiration under non-standard conditions ($ET_{c \text{ adj}}$) is the evapotranspiration from crops grown under management and environmental conditions that differ from the standard conditions. When cultivating crops in fields, the real crop evapotranspiration may deviate from ET_c due to non-optimal conditions such as the presence of pests and diseases, soil salinity, low soil fertility, water shortage or waterlogging.

climate



Radiation
Temperature
Wind speed
Humidity

+

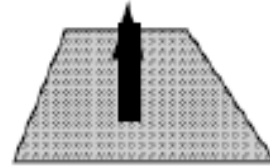
grass
reference
crop



well watered
grass

=

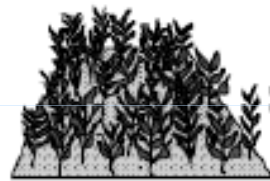
ET_0



ET_0

x

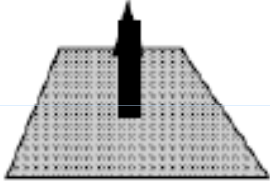
K_c factor



well watered crop
optimal agronomic conditions

=

ET_c



ET_0

x

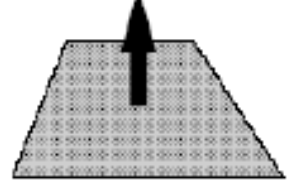
$K_s \times K_c$ adjusted



water & environmental
stress

=

ET_c adj



Acque Sotterranee

Con acque sotterranee si indica l'insieme dei volumi idrici presenti nel sottosuolo, indipendentemente dalla loro origine e dalla loro profondità. Tali volumi d'acqua, in taluni casi, sono anche rilevanti a causa delle molteplici interazioni esistenti tra acqua e suolo. A seconda dei livelli di energia impiegati negli scambi acqua-suolo (forza di gravità, forza centrifuga, calore, ecc.), è possibile operare una classificazione dei tipi d'acqua presenti nel terreno. Più dettagliatamente, a seconda dell'intensità delle forze che trattengono l'acqua nel suolo (forze d'interazione molecolare), si ha (Castany, 1982):

- **acqua di ritenzione;**
- **acqua capillare;**
- **acqua gravifica.**

Prelevato un campione di terreno di dimensioni ridotte, in funzione dei mezzi utilizzati per estrarre l'acqua (sgocciolatura, centrifugazione, calore), è possibile operare una distinzione sui diversi tipi di acqua in esso contenuta.

Si consideri, ad esempio, un campione di terreno saturo, di volume totale V_t prelevato in situ nelle condizioni idonee a garantire l'assenza di perdite d'acqua e lo si ponga su una griglia lasciandolo drenare naturalmente. La frazione d'acqua liberata per sgocciolatura V_e , (drenaggio per effetto della forza di gravità in un mezzo naturale) è chiamata **acqua gravifica**. Quest'ultima viene anche definita *acqua mobilizzabile*, infatti è quella che circola negli acquiferi sotto l'azione dei gradienti dei carichi piezometrici.

Dopo 24 ore di sgocciolatura il campione è qualificato come secco, non liberando più acqua in quantità apprezzabile. Il campione secco, se sottoposto all'azione della forza centrifuga, libera ancora un certo volume di acqua, che, convenzionalmente, prende il nome di **acqua pellicolare**. Quest'ultima rappresenta una pellicola costituita da 15÷20 molecole d'acqua sovrapposte, dello spessore dell'ordine del micron (μ) che non potendosi spostare per gravità o capillarità, si muove allo stato liquido verso la superficie dei granuli per effetto dell'attrazione delle molecole di acqua adiacenti.

Il campione di partenza, inoltre, contiene ancora un certo volume di acqua, che prende il nome di **acqua igroscopica**. Questa costituisce un film monomolecolare dello spessore dell'ordine del decimo di micron, variabile in funzione della granulometria della matrice solida (dal 15+18% per le sabbie fini allo 0.2+0.5% per quelle grossolane). L'acqua igroscopica si sposta unicamente sotto forma di vapore e non consente, quindi, di trasmettere le pressioni idrostatiche. L'insieme costituito dalle due tipologie d'acqua, pellicolare ed igroscopica, rappresenta l'**acqua di ritenzione V_r** , ovvero quella parte di *acqua non mobilizzabile*.

L'acqua capillare, invece, è quella che risulta, sostanzialmente, trattenuta dalle forze di capillarità. Essa, spostandosi al di sopra della superficie freatica, si mantiene in equilibrio nei meati della matrice solida per effetto dell'azione esplicata dalla tensione superficiale. Tale acqua pur non risentendo delle forze gravitazionali, trasmette le pressioni idrostatiche all'interno del mezzo poroso.

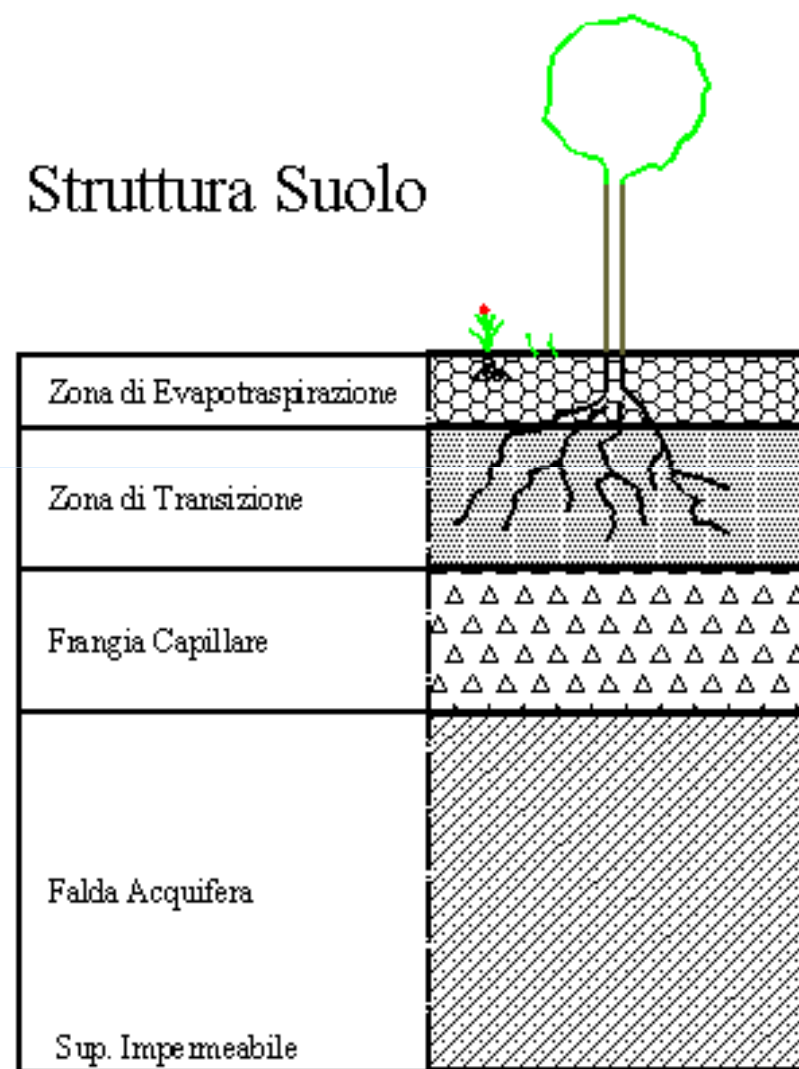
L'acqua capillare, a sua volta, può suddividersi in sospesa e sostenuta: **l'acqua capillare sospesa**, occupando solo parte degli interstizi, risulta localizzata tra due o più granuli; **l'acqua capillare sostenuta** è rappresentata, invece, dalla colonna liquida che si eleva in modo continuo al di sopra della superficie freatica, per effetto della tensione superficiale.

Alla luce di quanto osservato, il **terreno** può essere rappresentato da tre differenti stati idrici, variabili a seconda del contenuto d'acqua presente nel volume dei vuoti .

Si definisce, pertanto:

- a) **saturo, quel terreno che presenta la totalità dei vuoti riempita d'acqua;**
- b) **non saturo, quel terreno con presenza di acqua e d'aria nei vuoti;**
- c) **secco, quel terreno nel quale i vuoti contengono solamente acqua di ritenzione ed aria.**

Struttura Suolo



Il sottosuolo può essere classificato secondo due zone caratteristiche :

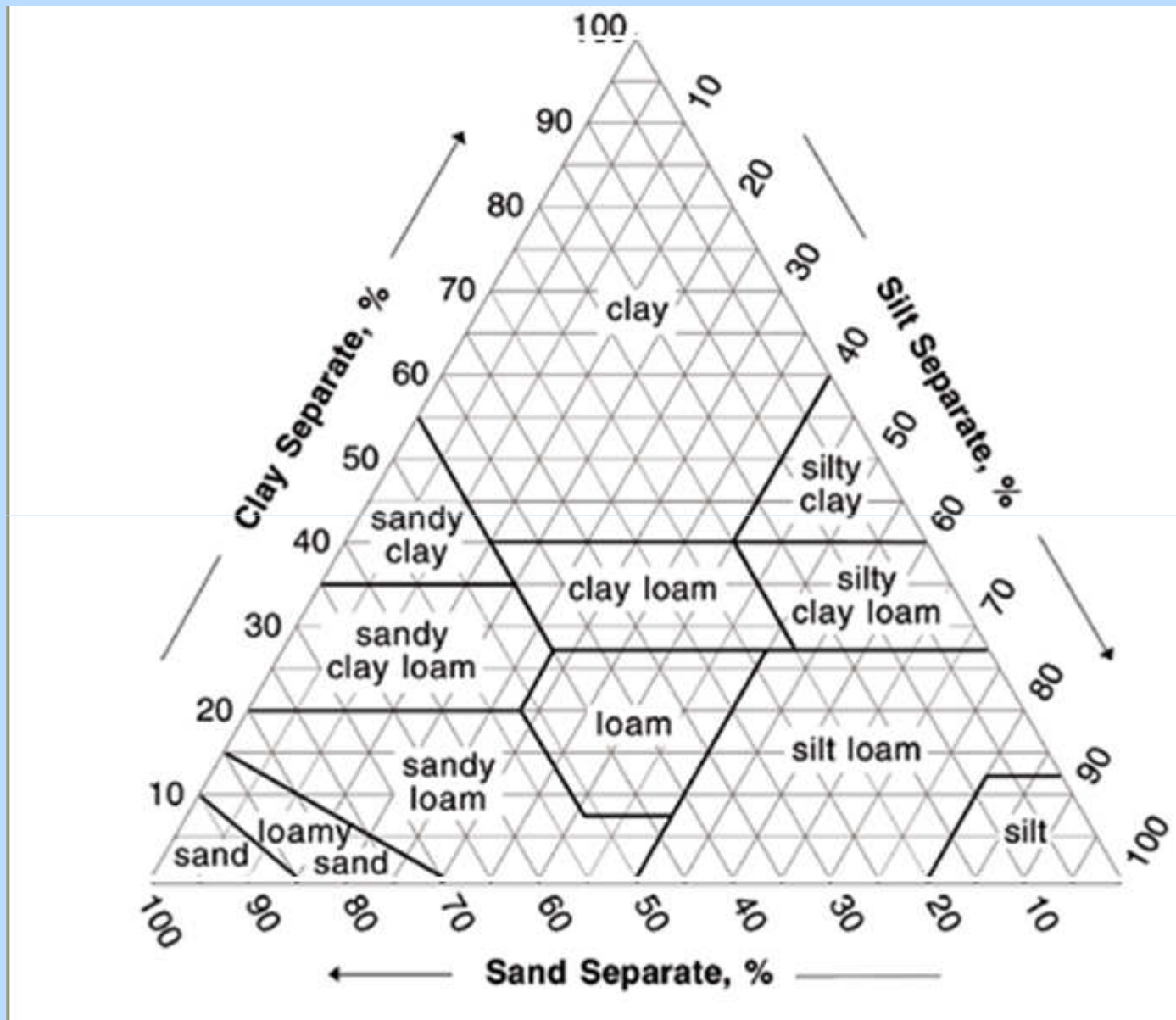
- **la zona non satura o di aerazione;**
- **la zona satura.**

La zona di aerazione, rappresentata dal complesso terreno-acqua di ritenzione-aria, può suddividersi ulteriormente in tre sottozone: superficiale, intermedia o di transizione e capillare. La prima sottozona, di spessore pari a quello dell'apparato radicale delle colture, è limitata superiormente dal piano campagna. Essa è sottoposta al fenomeno dell'evapotraspirazione (gravifica), dovuto sia alla traspirazione delle piante che all'evaporazione dell'acqua. In tale zona si osserva in prevalenza acqua igroscopica ed, in parte minore, acqua gravifica. Quest'ultima, molto spesso in quantità ridottissime, è temporaneamente presente poiché si trasferisce per percolazione nella zona intermedia inferiore, oppure viene assorbita dalla vegetazione. L'acqua igroscopica, compresa nell'aliquota di ritenzione, invece, non subisce l'influenza delle forze di gravità e di capillarità. Essa, inoltre, formando una pellicola estremamente aderente ai granuli del terreno, non risulta utilizzabile dalla vegetazione. Procedendo verso il basso si raggiunge la zona di transizione che è interessata sia dalle acque gravifiche (temporanee) che da quelle di ritenzione, nonché da quelle capillari sospese. Queste ultime, in corrispondenza degli strati più profondi, coesistono con le acque capillari sostenute, dando origine alla cosiddetta frangia capillare.

Pertanto, accertata la maggiore incidenza nella zona di aerazione delle forze molecolari rispetto a quelle gravitazionali, l'azione svolta dall'acqua igroscopica può tradursi in pressioni negative variabili tra 3.100 e 1.000.000 kPa, che, nel caso dell'acqua capillare, si riducono, invece, a valori compresi tra 33 e 3.100 kPa. Valori delle pressioni negative maggiori di 1.500 kPa non consentono all'apparato radicale delle piante di rifornirsi di acqua. Tale condizione critica, definita come punto di appassimento permanente (wilting point), si traduce in un valore soglia del contenuto d'acqua nel suolo, al di sotto del quale la vegetazione non può sopravvivere. Viceversa, per valori di umidità via via crescenti, si perviene ad un'altra situazione limite, prossima all'equilibrio tra le forze molecolari e quelle gravitazionali (pressioni negative comprese tra 0 e 33 kPa). Si definisce così la **capacità di campo** ovvero la massima quantità di acqua che il suolo può trattenere sottraendola all'azione delle forze di gravità (Meinzer, 1923).

La quantità di acqua che eccede la capacità di campo, percolando attraverso il suolo, raggiunge la zona satura. Quest'ultima, in particolare, risulta caratterizzata dal complesso mezzo poroso-acqua di ritenzione-acqua gravifica e costituisce il dominio dell'acqua gravifica e della falda idrica sotterranea. La superficie della falda (diversa da quella piezometrica) rappresenta la parte superiore di questa zona anche se, da un punto di vista pratico, si schematizza il limite superiore della stessa con la superficie piezometrica.

Textural Triangle



Saxton et al. 1986

Parametri fisici del suolo

non saturo nella parte superficiale dello strato di terreno ancora non saturo per poi confluire nello strato saturo e filtrare secondo i gradienti gravitazionali dell'acquifero presente. Il primo processo di infiltrazione nel non saturo ha un comportamento diverso rispetto al processo di filtrazione nel saturo. Comunque entrambi dipendono dalla struttura del terreno e dalla sua tessitura. I parametri che li caratterizzano sono la porosità, definita come la frazione di volume vuoto rispetto al volume di suolo campionato, la conducibilità idraulica, definita come una valutazione della capacità di trasferimento dell'acqua da parte del suolo, e la capacità di ritenzione idrica del suolo, indice della facilità di assorbimento e di rilascio dell'acqua da parte del suolo. Il legame tra questi parametri e le caratteristiche fisiche del suolo è stretto.

6.2 Parametri fisici del suolo

La dimensione degli elementi che compongono il suolo ha un'importante funzione nel definire la capacità di ritenzione idrica del suolo. Nella tab. 6.1 è riportata la suddivisione in classi granulometriche secondo la Società Internazionale di Scienza del Suolo. Le proprietà di un suolo agli effetti della ritenzione idrica dipendono dalla percentuale di sabbia, di limo e di argilla presenti.

Tab. 6.1 Limite delle classi di suolo

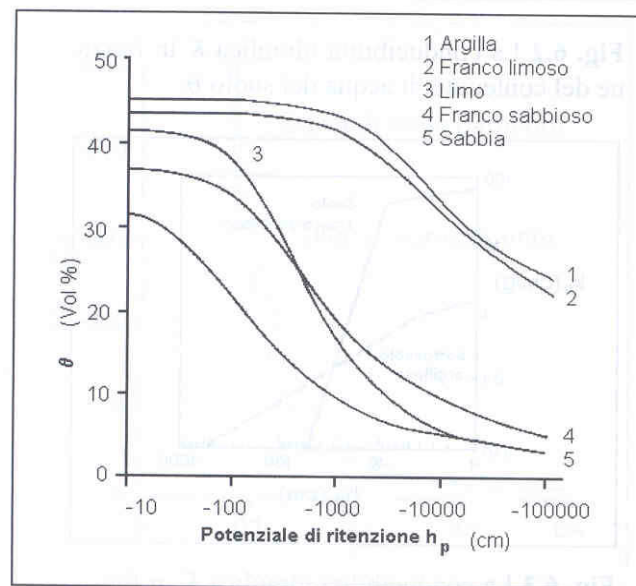
| Dimensione Particelle | Classe di suolo |
|----------------------------------|----------------------------|
| (mm) | ISSS |
| 0.0002 | Argilla |
| 0.002 | Limo |
| 0,02 | Sabbia |
| 0,2 | Sabbia grossa |
| 2 | Ghiaia |
| 100 | |

Si possono anche correlare con le proprietà idriche di un suolo alcune delle proprietà morfologiche come la porosità, la densità, il tipo di argilla e la sostanza organica presente. Ad esempio al crescere della densità decrescono, in prossimità della saturazione, la capacità di ritenzione idrica e la conducibilità idraulica. In suoli con una alta percentuale di argilla (>10%) il tipo di argilla influisce sensibilmente sulla capacità di ritenzione idrica e sulla conducibilità idraulica. In uguale misura le proprietà chimiche del suolo sono importanti, in particolare quando sono fuori dai limiti normali.

Si definisce il contenuto di acqua del suolo quella quantità di acqua in volume contenuta in un dato volume di suolo:

$$\theta = \frac{V_a}{V} \quad 6.1$$

dove V_a è il contenuto di liquido in volume nel suolo avente volume V . La misura di θ è fatta sia con metodi diretti confrontando la pesatura di un campione di terreno umido e quella dello stesso campione essiccato in stufa a 105° , sia con metodi indiretti misurando la resistenza elettrica del terreno, usando esami radiologici, impiegando riflettometri o servendosi del remote sensing con l'uso di immagini da satellite.



Un altro parametro fisico è la capacità di ritenzione dell'acqua da parte di un suolo. Questo parametro dipende dalla struttura del suolo; nella fig. 6.1 è rappresentato l'andamento del contenuto di acqua in funzione della depressione applicata per alcuni tipi di suolo. Il parametro è solitamente definito come la misura dello stato energetico dell'acqua nel suolo indicato con il termine di *matrice del suolo* o di altezza potenziale di ritenzione h_p (si misura di solito in cm).

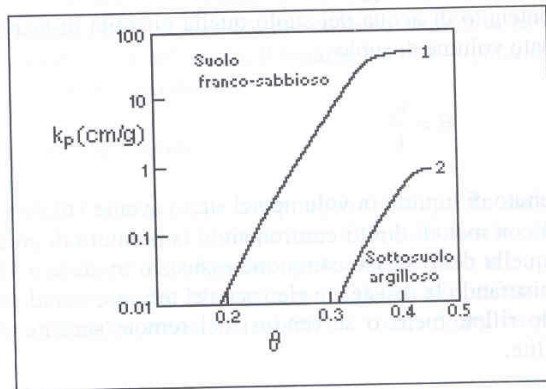


Fig. 6.2 La conducibilità idraulica K in funzione del contenuto di acqua del suolo θ .

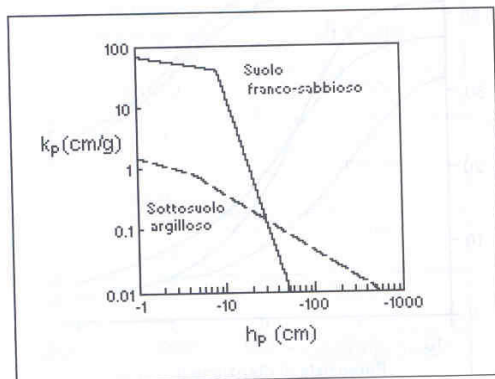


Fig. 6.3 La conducibilità idraulica K in funzione del potenziale di ritenzione h_p .

La conducibilità idraulica di un suolo consente di valutare la capacità di un suolo di trasmettere l'acqua; il parametro varia a seconda dello stato di saturazione del suolo, chiamato solitamente K si misura in cm al giorno (cm/d) o in cm all'ora (cm/h). Si può definire una conducibilità idraulica per suolo saturo e una conducibilità idraulica per suolo non saturo. La conducibilità idraulica dipende dalla porosità totale, dalla distribuzione delle dimensioni dei pori e dalla loro continuità, ed è una funzione non lineare del contenuto di acqua nel suolo θ (fig. 6.2). La conducibilità idraulica è una funzione, variabile a seconda del tipo di suolo, anche dell'altezza potenziale di ritenzione h_p (fig. 6.3). In condizioni di terreno con $h_p > -3$ kPa (-30 cm circa) la conducibilità idraulica del terreno sabbioso è maggiore della conducibilità idraulica del terreno argilloso, mentre per $h_p < -3$ kPa il terreno argilloso ha una conducibilità idraulica maggiore per annullarsi a -33 kPa (-333 cm), che è il valore di h_p alla capacità di campo. Si può ricordare anche una relazione generale tra la conducibilità idraulica e la porosità efficace ϕ_e (differenza tra la porosità totale e il contenuto idrico del suolo alla capacità di campo -33 kPa), dedotta da Kozeny-Carman:

$$K = B \phi_e^n \quad 6.2$$

con $n = 4$ e $B = 1058$ se K è espresso in cm/h.

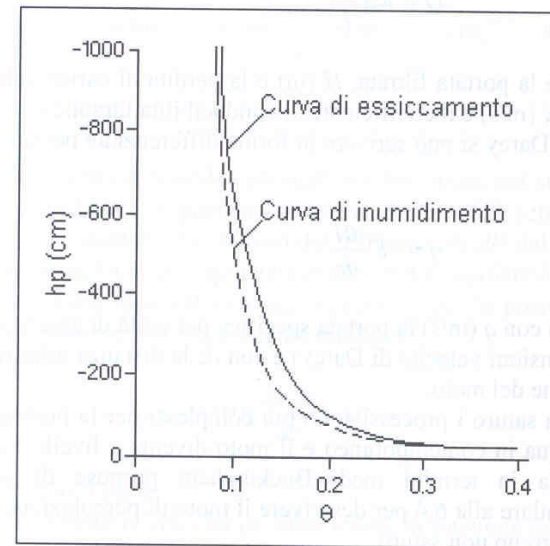
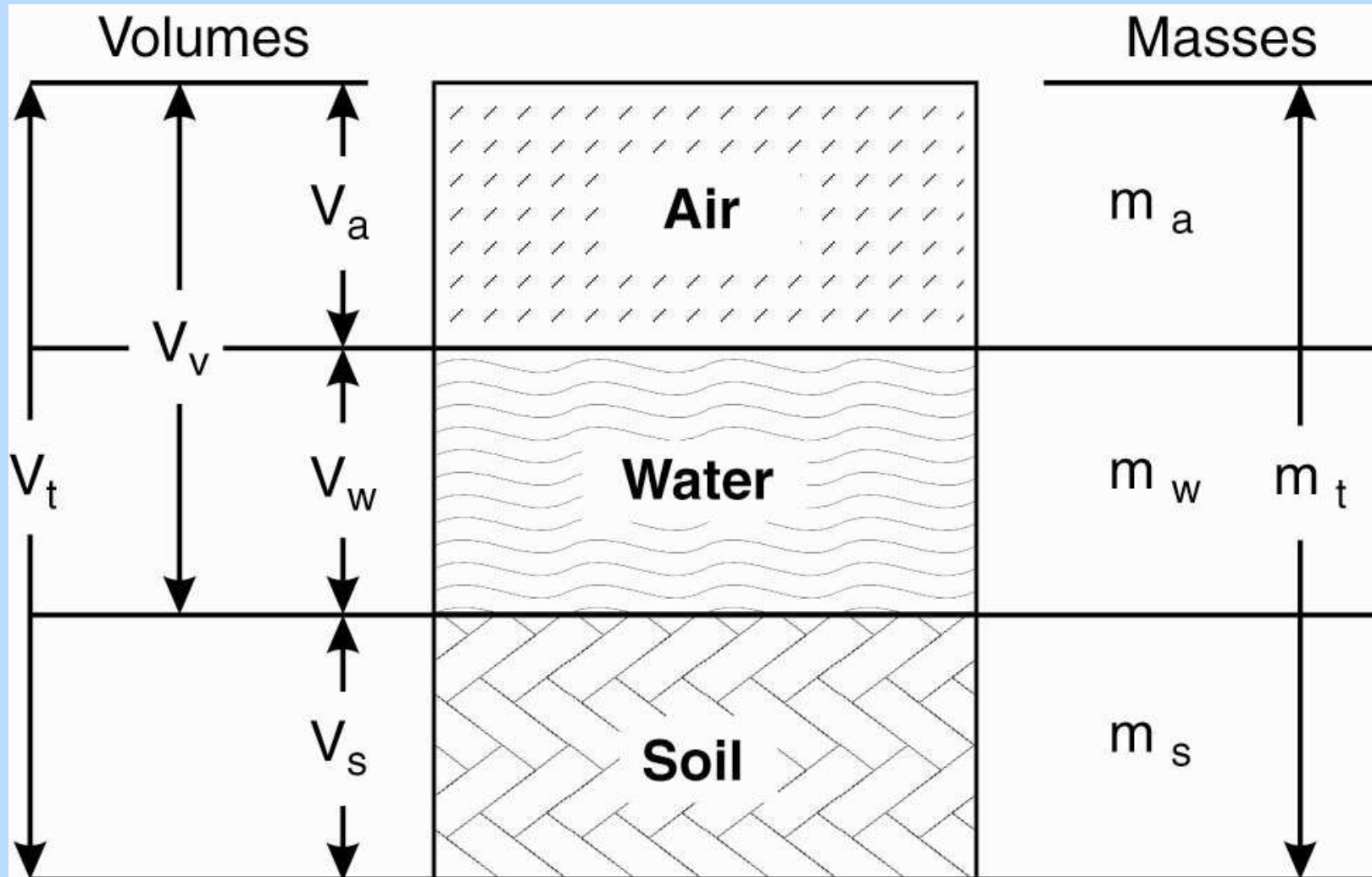


Fig. 6.4 Legame funzionale tra il parametro h_p e θ .

Soil Matrix



Porosity

$$n = \frac{V_v}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t}$$

Volumetric Soil Water Content

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t}$$

Degree of Saturation

$$\theta_v = S n$$

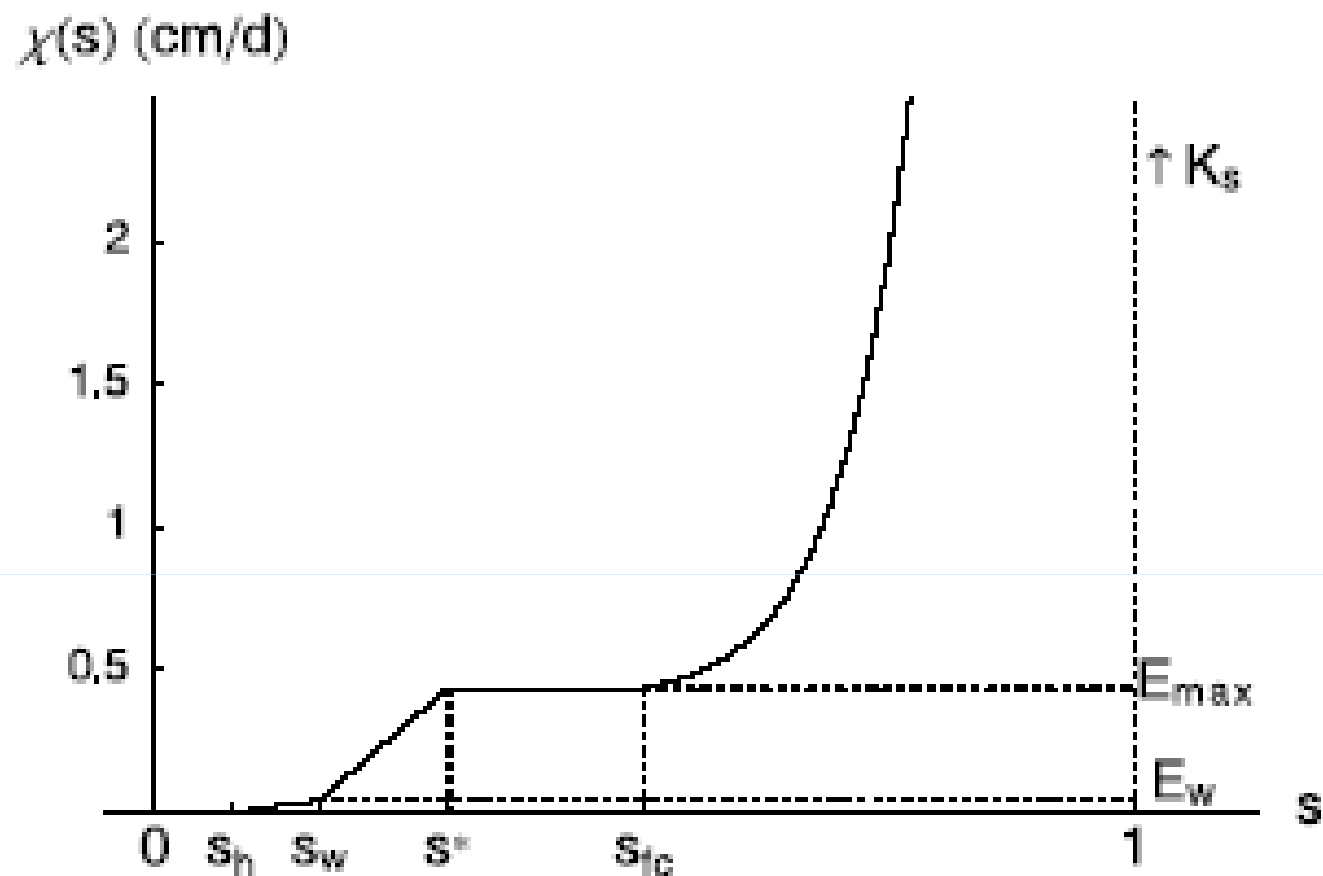


Fig. 5. Behavior of soil water losses (evapotranspiration and leakage), $\chi(s)$, as function of relative soil moisture for typical climate, soil and vegetation characteristics in semiarid ecosystems.