



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MODENA E REGGIO EMILIA

Facoltà di Ingegneria – Sede di Modena

Via Vignolese, 905/a, 41100 Modena

URL: <http://www.ing.unimore.it>

APPUNTI DI IDROLOGIA: LEZIONE # 2

Versione 1.0

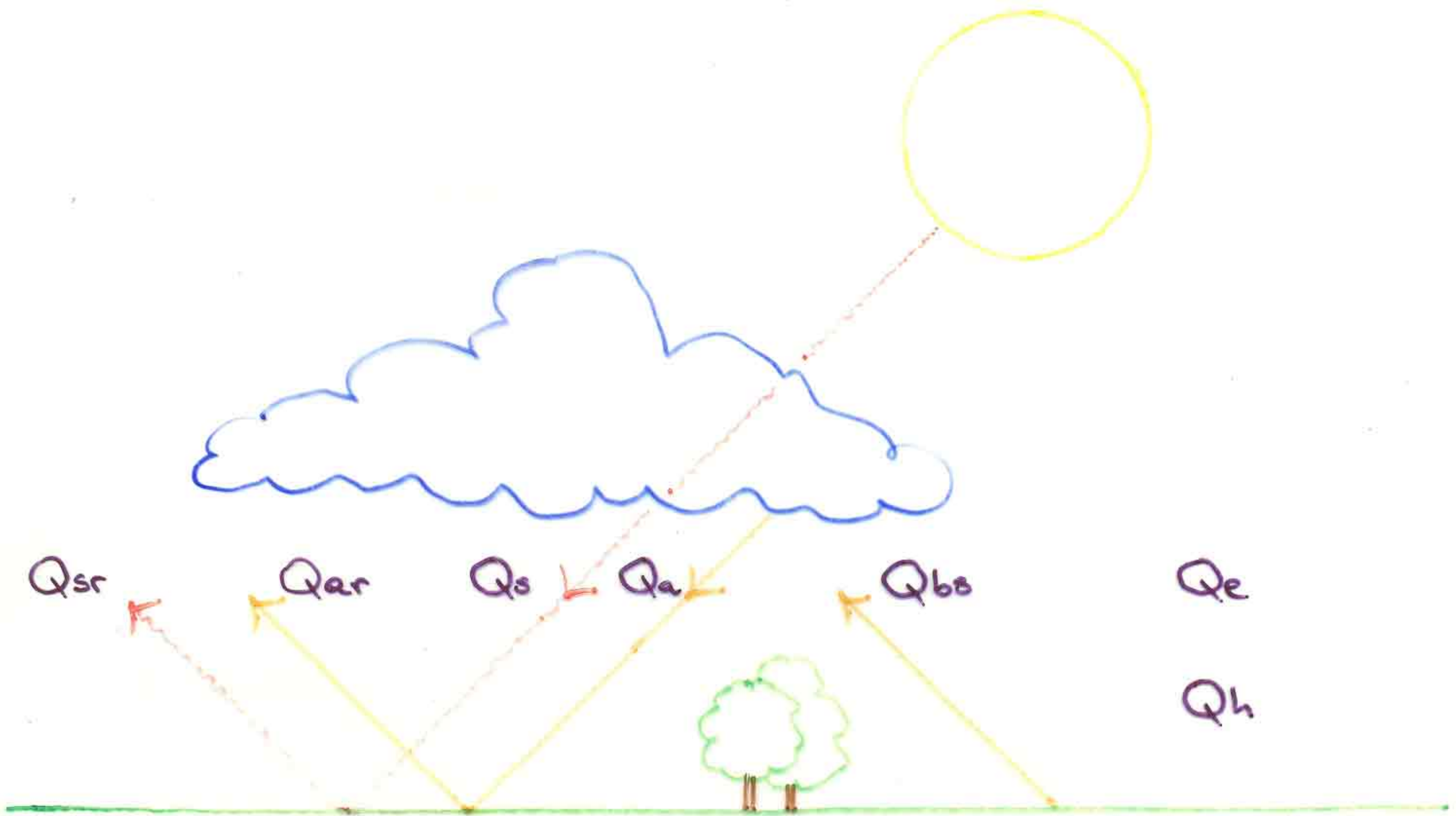
Il file in PDF è disponibile alla pagina web
<http://www.idrologia.unimore.it/orlandini> (download)

Prof. Stefano Orlandini

URL: <http://www.idrologia.unimore.it/orlandini>

E-mail: stefano.orlandini@unimore.it

Bilancio Energetico



Q_0

$$Q_m = (Q_s - Q_{sr}) + (Q_a - Q_{ar}) - Q_{bs} - Q_0$$

$$Q_m = Q_e + Q_h$$

$$E = \frac{Q_e}{\rho_w L_e} \quad (\text{m s}^{-1})$$

$$Q_e = Q_m - Q_h \quad (\text{W m}^{-2})$$

$$\rho_w \quad (\text{kg m}^{-3})$$

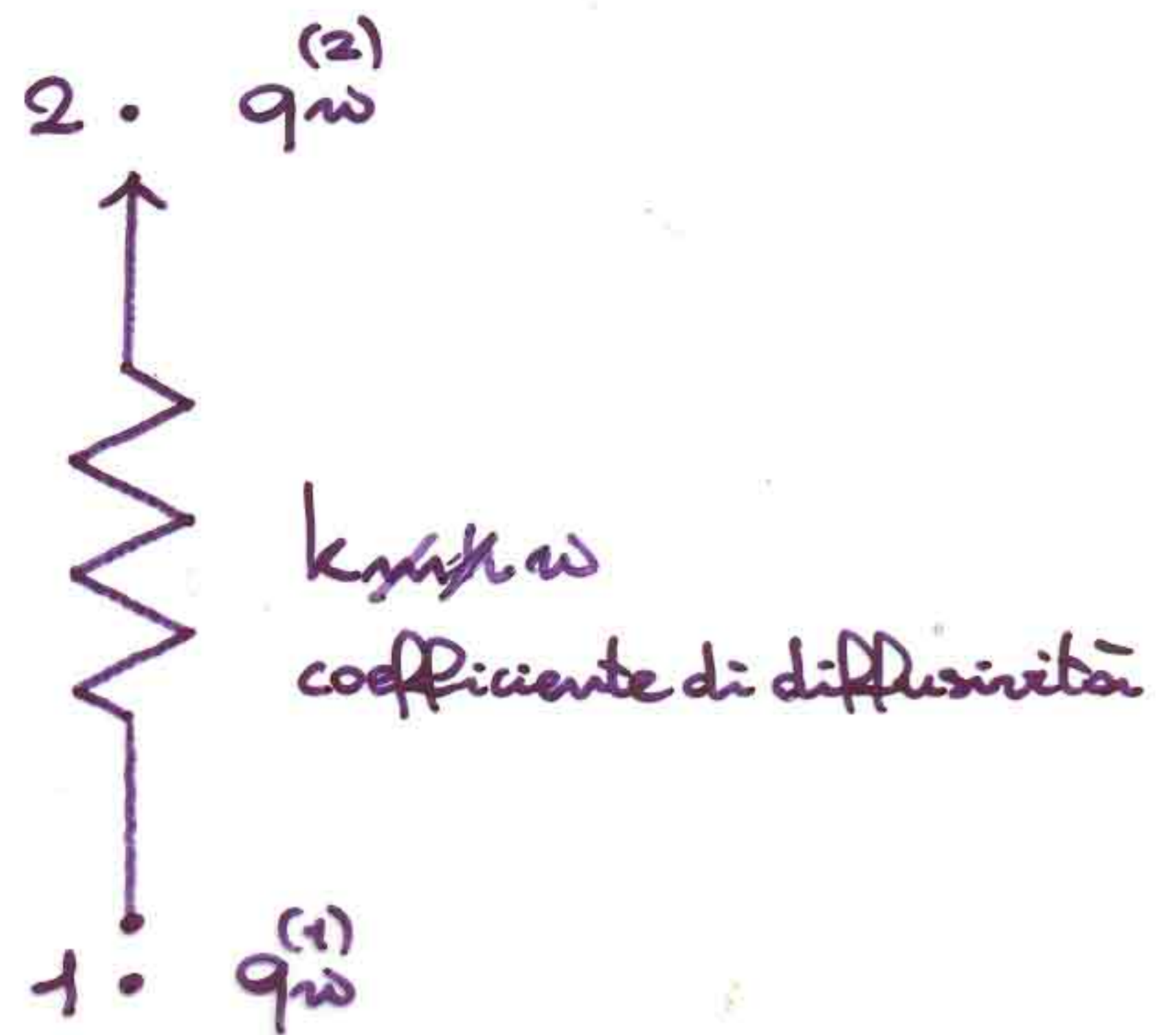
$$L_e = L_e(T) \quad (\text{J kg}^{-1})$$

$$(T = 20^\circ\text{C}: L_e = 2.453 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1})$$

Processo di Trasporto Turbolento della Massa

$$E_m = -\rho_a k_m \frac{\partial q_w}{\partial z}$$

Legge di Fick



Processo di Trasporto Turbolento del Calore Sensibile

$$Q_h = -\rho_a c_p k_h \frac{\partial T}{\partial z}$$

Legge di Fourier

Processo di Trasporto Turbolento delle Quantità di Moto

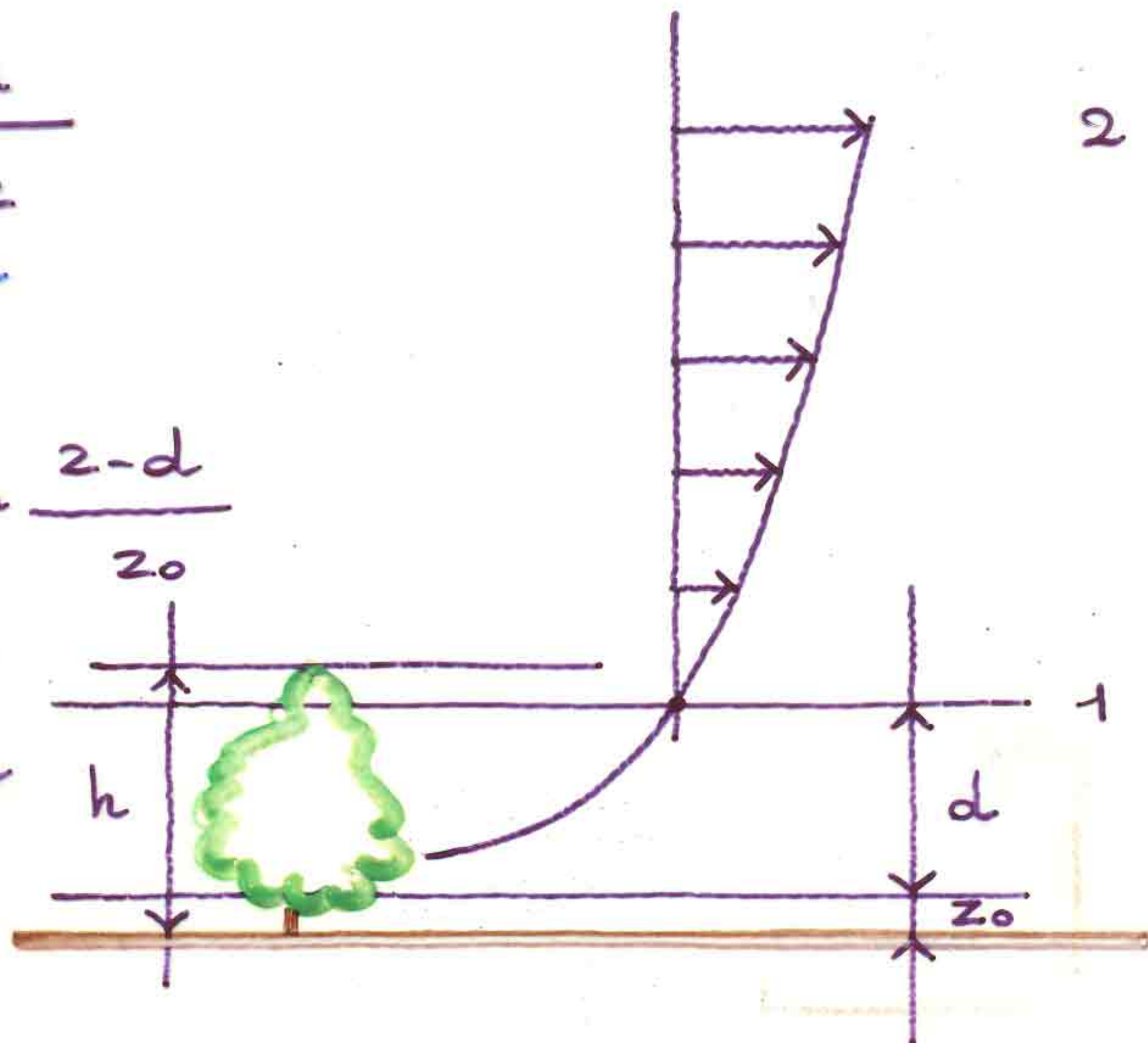
$$\tau = \rho_a k_m \frac{\partial u}{\partial z}$$

Legge di Newton

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0}$$

$$z_0 \approx 0.10 h$$

$$d \approx 0.75 h$$



$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial s}{\partial z}$$

$$Q_e = Q_m - Q_h$$

$$Q_h = -\rho_a c_p k_h \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$k_h = \frac{k_h}{k_m}$$

$$k_m = \frac{e}{\rho_a} \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$E_m = -\rho_a k_w \frac{\partial q_w}{\partial z}$$

$$q_w = \frac{\rho_0}{\rho_a} \approx 0.622 \frac{e}{p_a}$$

$$\rho_a = \rho_w + \rho_d$$

$$0.622 = \frac{M_w}{M_d}$$

$$E_m = -\frac{0.622}{\rho_a} k_w \frac{\partial e}{\partial z}$$

$$E = \frac{Q_e}{\rho_w L_e} = \frac{1}{\rho_w L_e} \Delta Q_m + \frac{\rho_a c_p}{\rho_a} (e_s(z_2) - e(z_2)) \Delta T$$

$$\Delta = \frac{ds}{dT}, \quad \delta = \frac{c_p \rho_a}{0.622 L_e}, \quad \alpha = \left(\ln \frac{z-d}{z_0} \right)^2 / (k^2 u(z_2)), \dots$$

Umidità specifica dell'aria

$$q_w = \frac{\rho_v}{\rho_m} = \dots = 0.622 \frac{e}{p}$$

$$(0.622 = M_w / M_d)$$

↑ ↑
pesi molecolari

ρ_v : densità del vapore d'acqua o umidità assoluta

$$\rho_v = 0.622 \frac{e}{RT}$$

e : pressione di vapore dell'aria

R : costante dell'aria secca

T : temperatura dell'aria

ρ_m : densità dell'aria (in seguito indicata anche da ρ_a)

$$\rho_m = \rho_d + \rho_v$$

ρ_d : densità dell'aria secca

$$\rho_d = \frac{p - e}{RT}$$

p : pressione dell'aria

Umidità relativa (%)

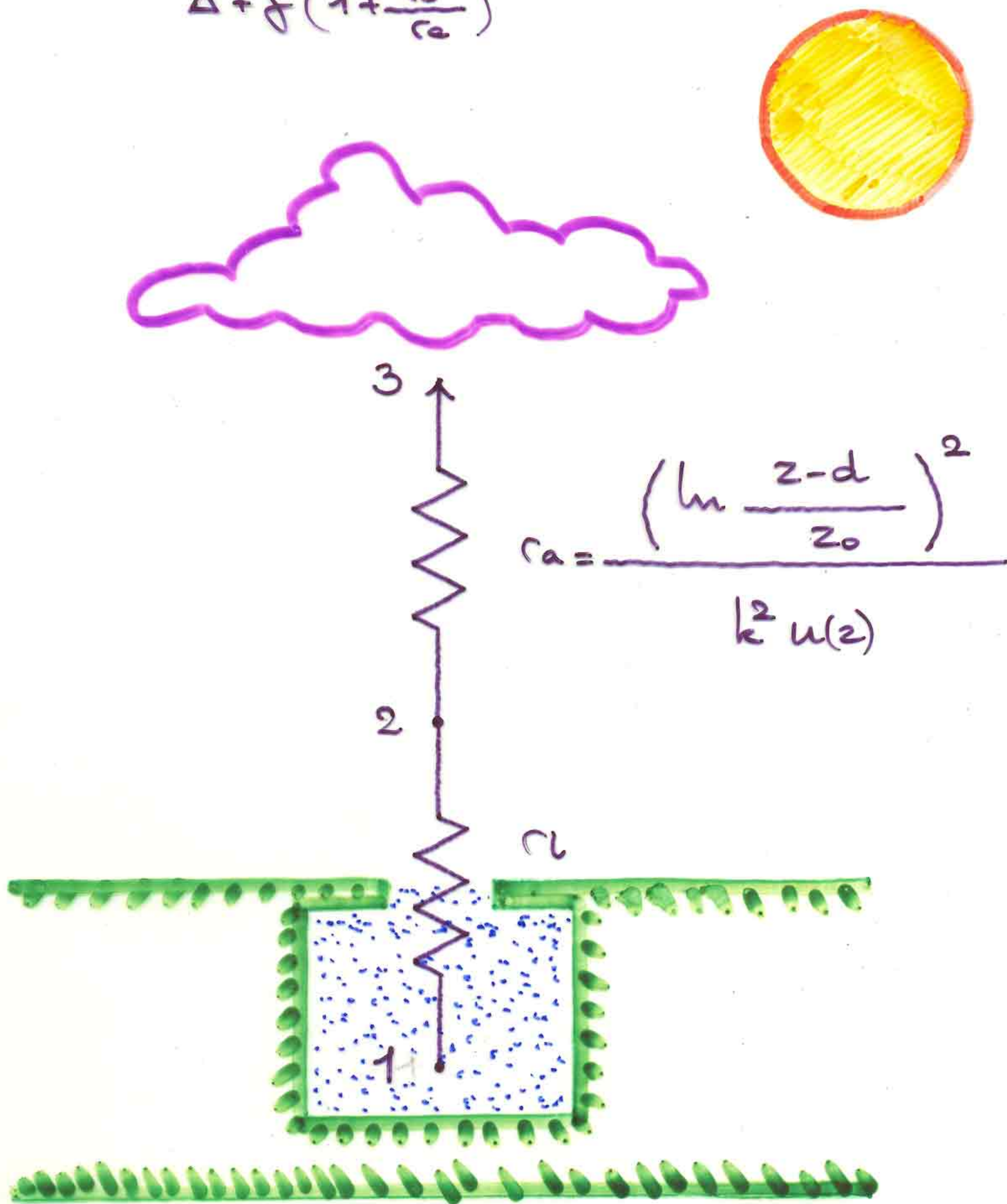
$$r = 100 \frac{\rho_v}{\rho_s} = 100 \frac{e}{e_s}$$

ρ_s : densità del vapore d'acqua saturo

e_s : pressione di vapore saturo ($T = 20^\circ\text{C}$: $e_s = 2339 \text{ Pa}$)

Evaporazione Potenziale

$$\rho_w L_e E = \frac{\Delta Q_m + \frac{\rho_a C_p}{r_a} (e_s - e)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$



$$r_s = \frac{r_l}{LAI}$$

$$r_0 = r_0(\odot)$$

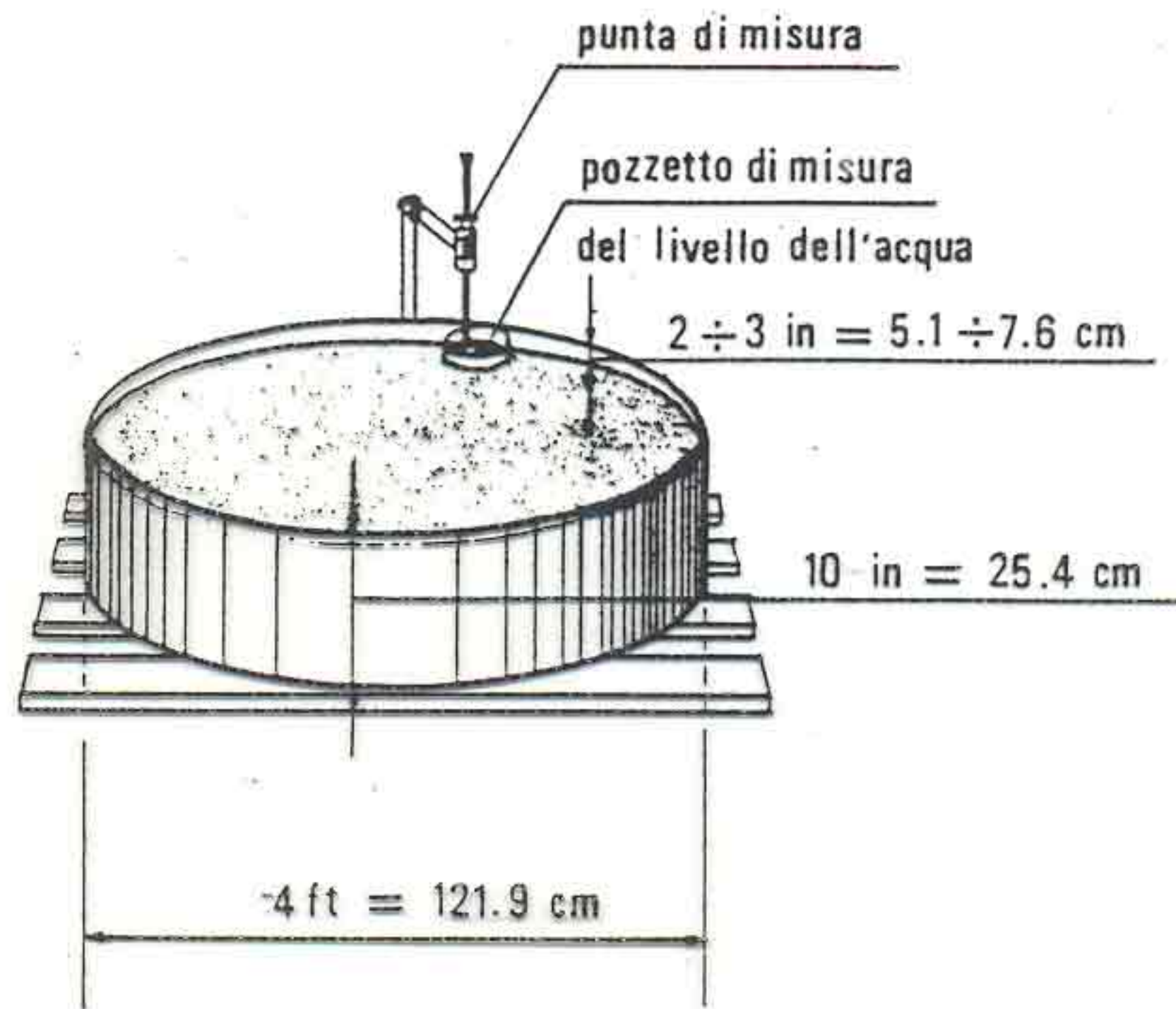


Fig. 4 - 5

Evaporimetro a bacinella (classe A) del Weather Bureau

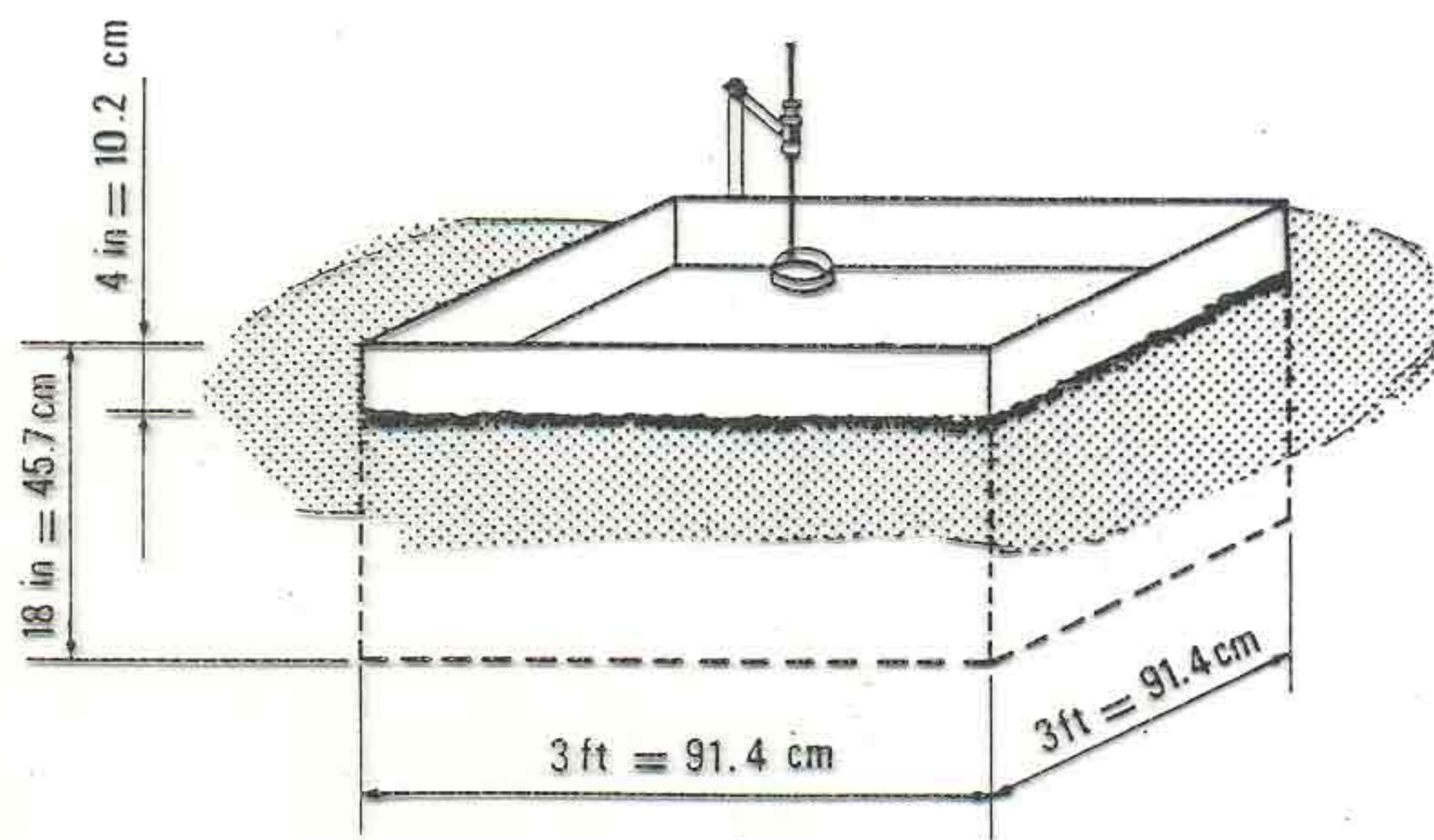


Fig. 4 - 6

Evaporimetro a bacinella tipo Colorado

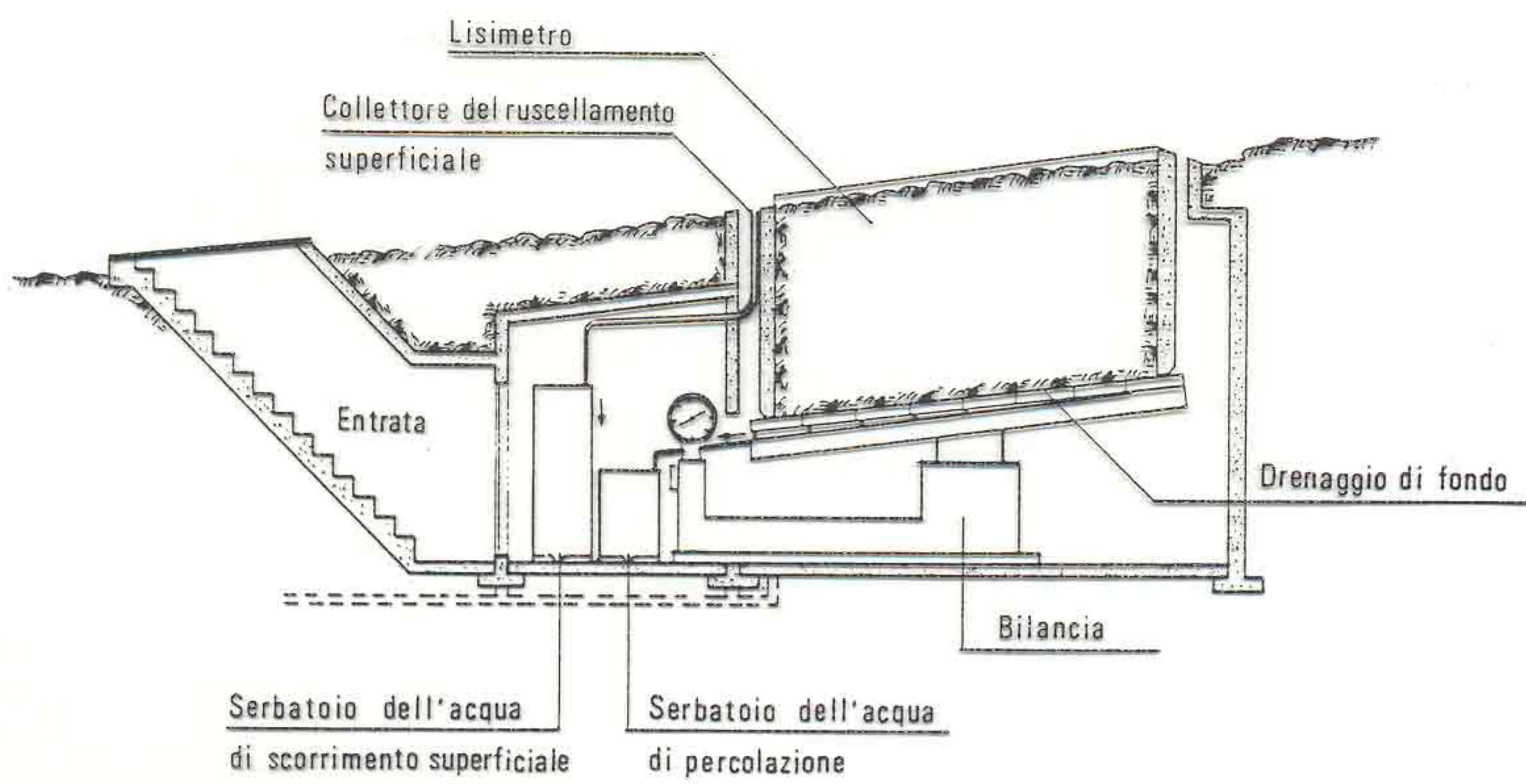
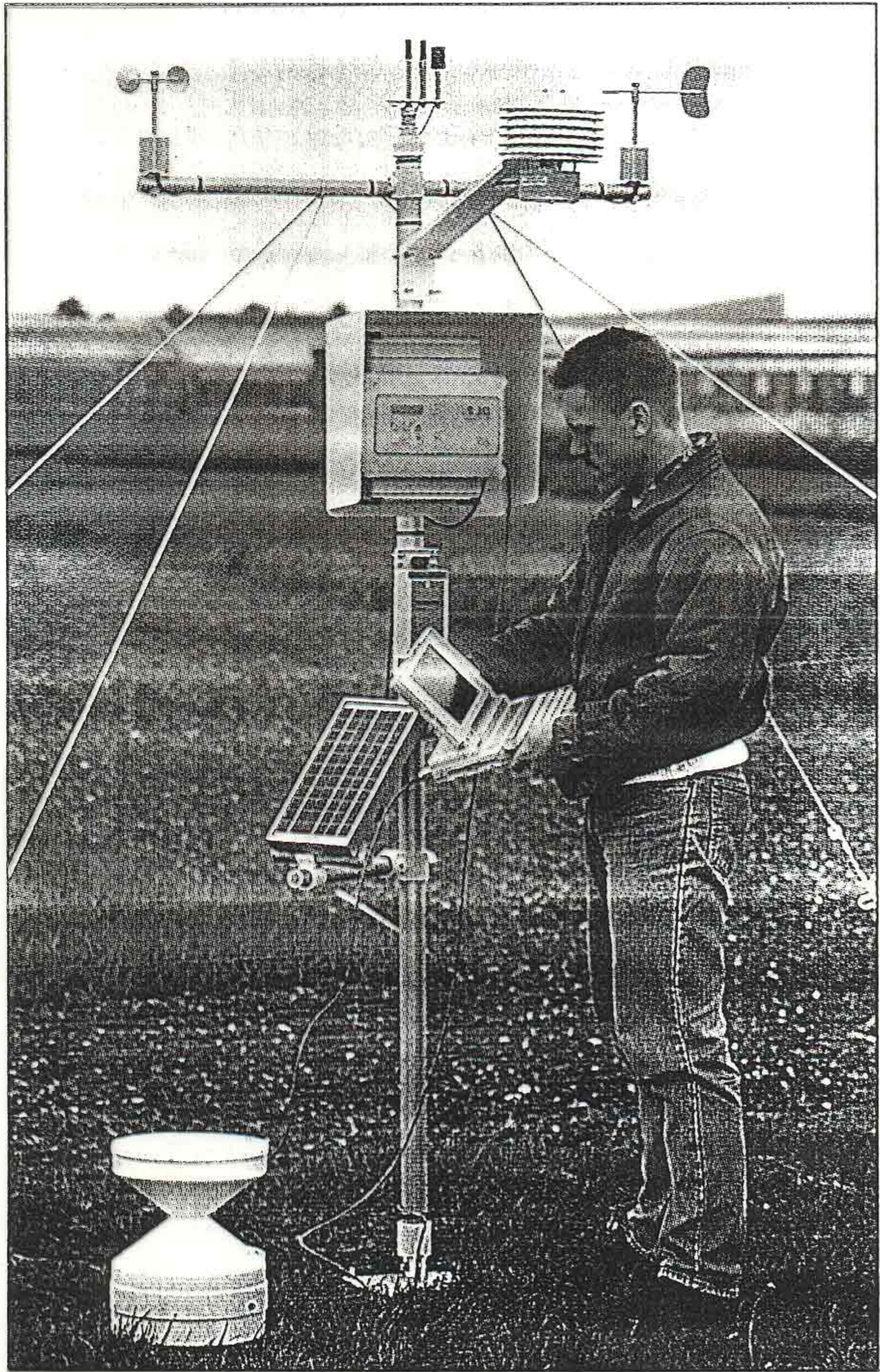


Fig.4-11

Schema di lisimetro



Calcolo dell'evaporazione potenziale con la formula di Penman

Dalla stazione meteorologica

WD (deg)

WS (m s^{-1})

RH (%) \longrightarrow $RH = RH / 100$

TC ($^{\circ}\text{C}$) \longrightarrow $TK = TC + 273.15$ (K)

Q_m (W m^{-2})

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27 TC}{237.3 + TC}\right) \text{ Pa}$$

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} = 4098 \frac{e_s}{(237.3 + TC)^2} \text{ Pa K}^{-1}$$

$$c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$p_a = 101325 \text{ Pa}$$

$$L_e = 4.186 \times 10^3 (597.3 - 0.57 TC) \text{ J kg}^{-1}$$

$$\gamma = \frac{c_p p_a}{0.622 L_e} \text{ Pa K}^{-1}$$

$$\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$$

$$E_r = \frac{Q_m}{\rho_w L_e} \text{ m s}^{-1}$$

$$R_d = 287.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$e = RH \cdot e_s$$

$$\rho_a = \frac{p_a}{R_d T_k} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p_a} \right) \text{ kg m}^{-3}$$

$$z = 2.00 \text{ m}$$

$$h = 0.30 \text{ m}$$

$$d = 0.75 h \text{ m}$$

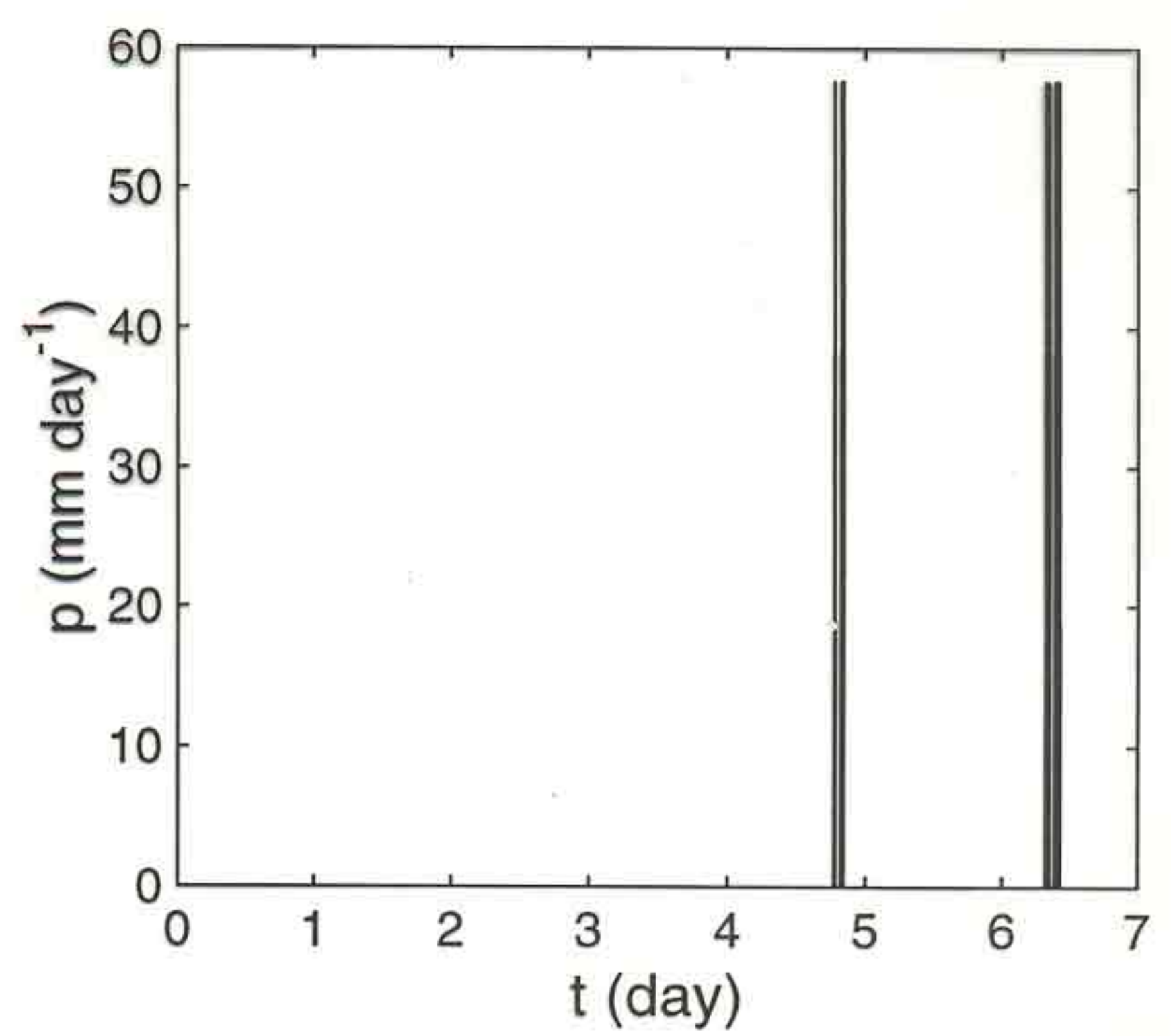
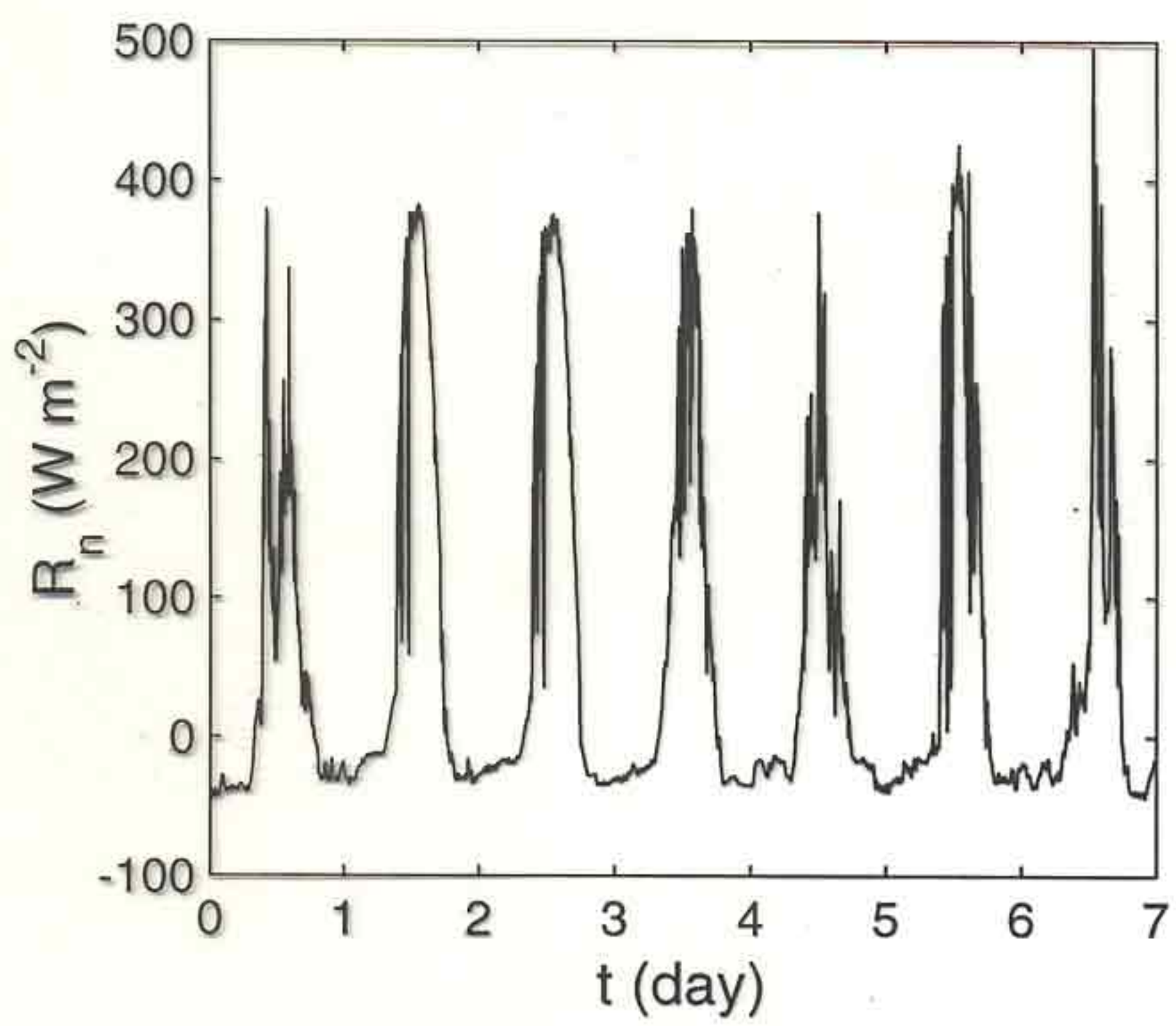
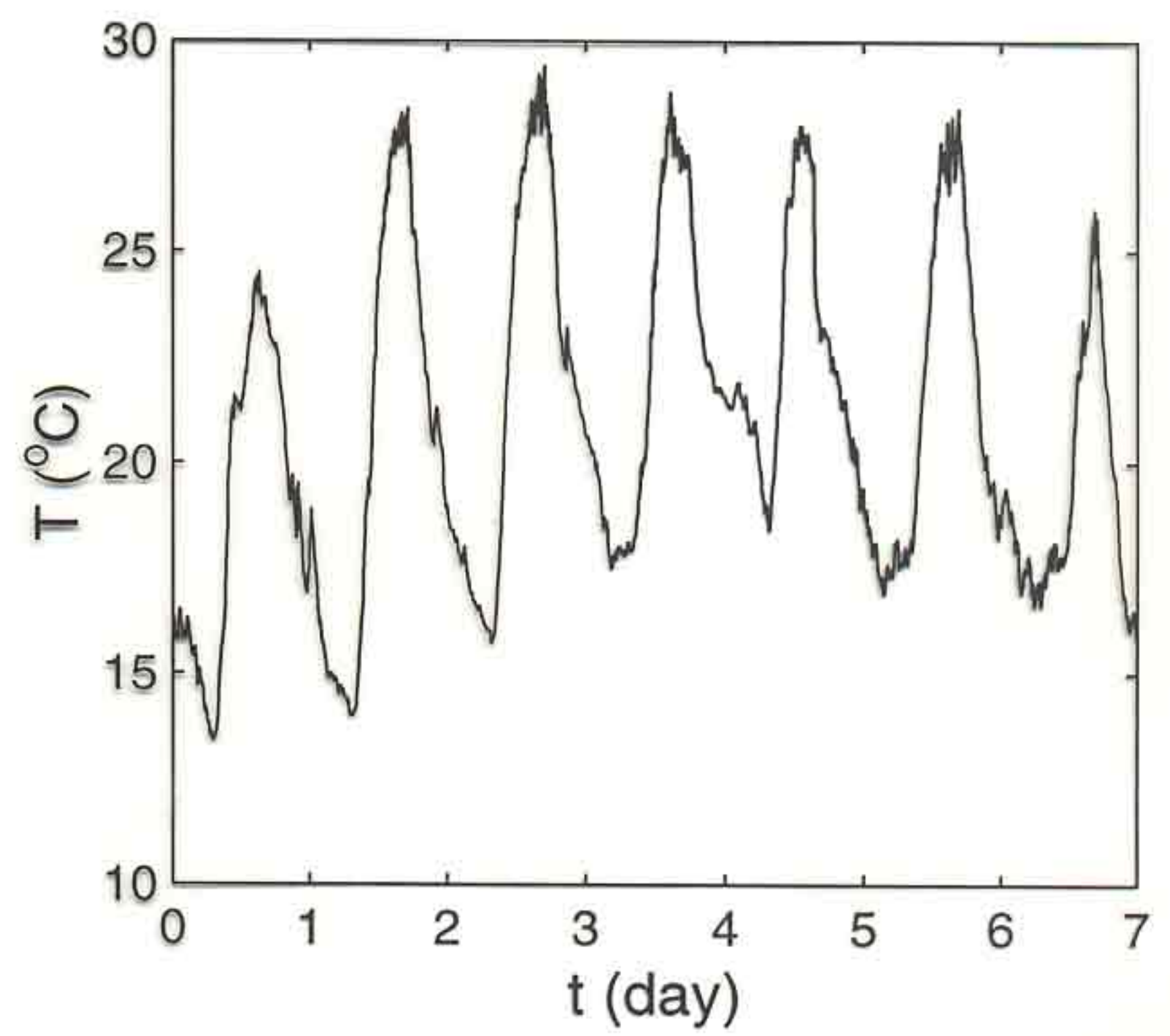
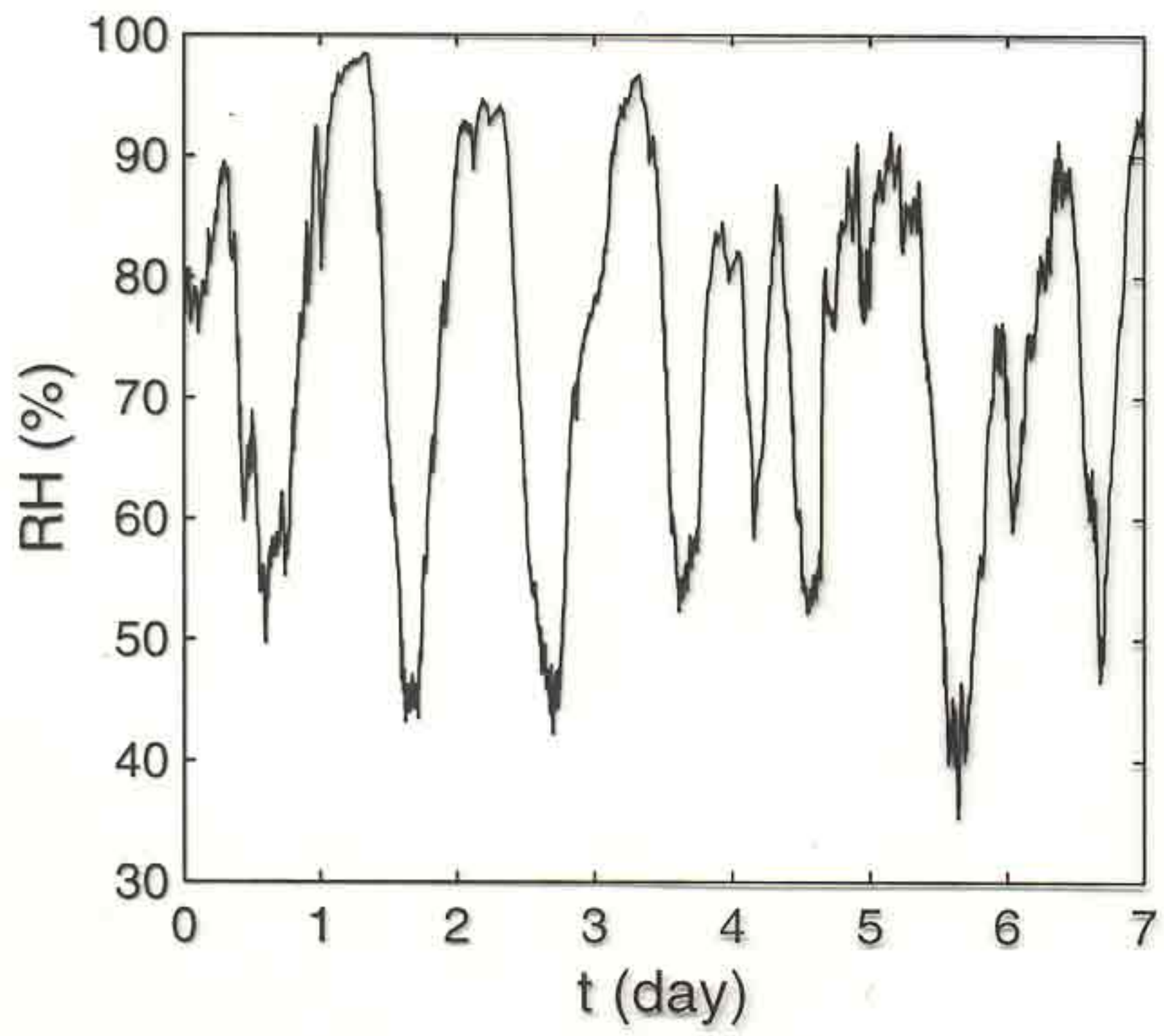
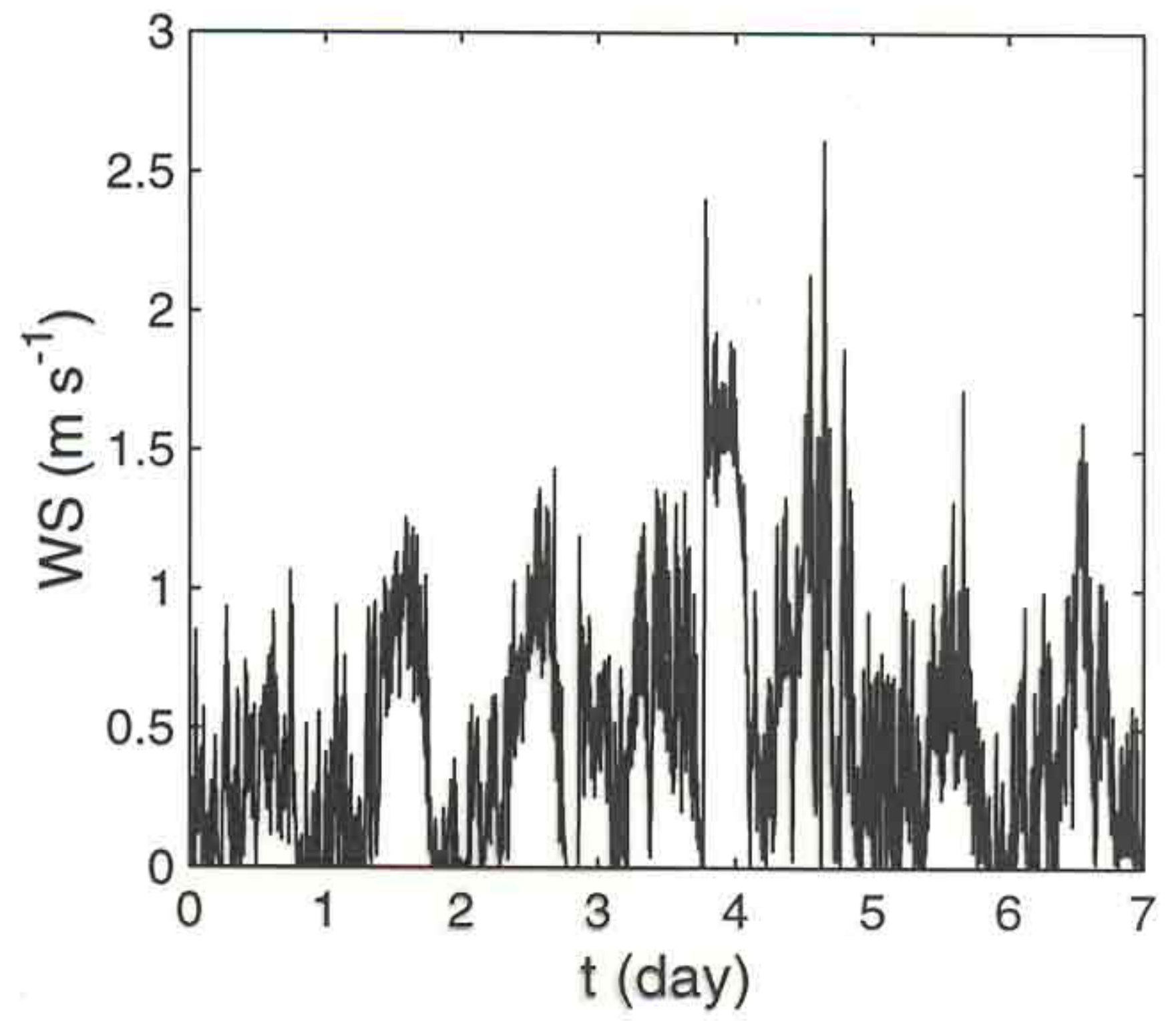
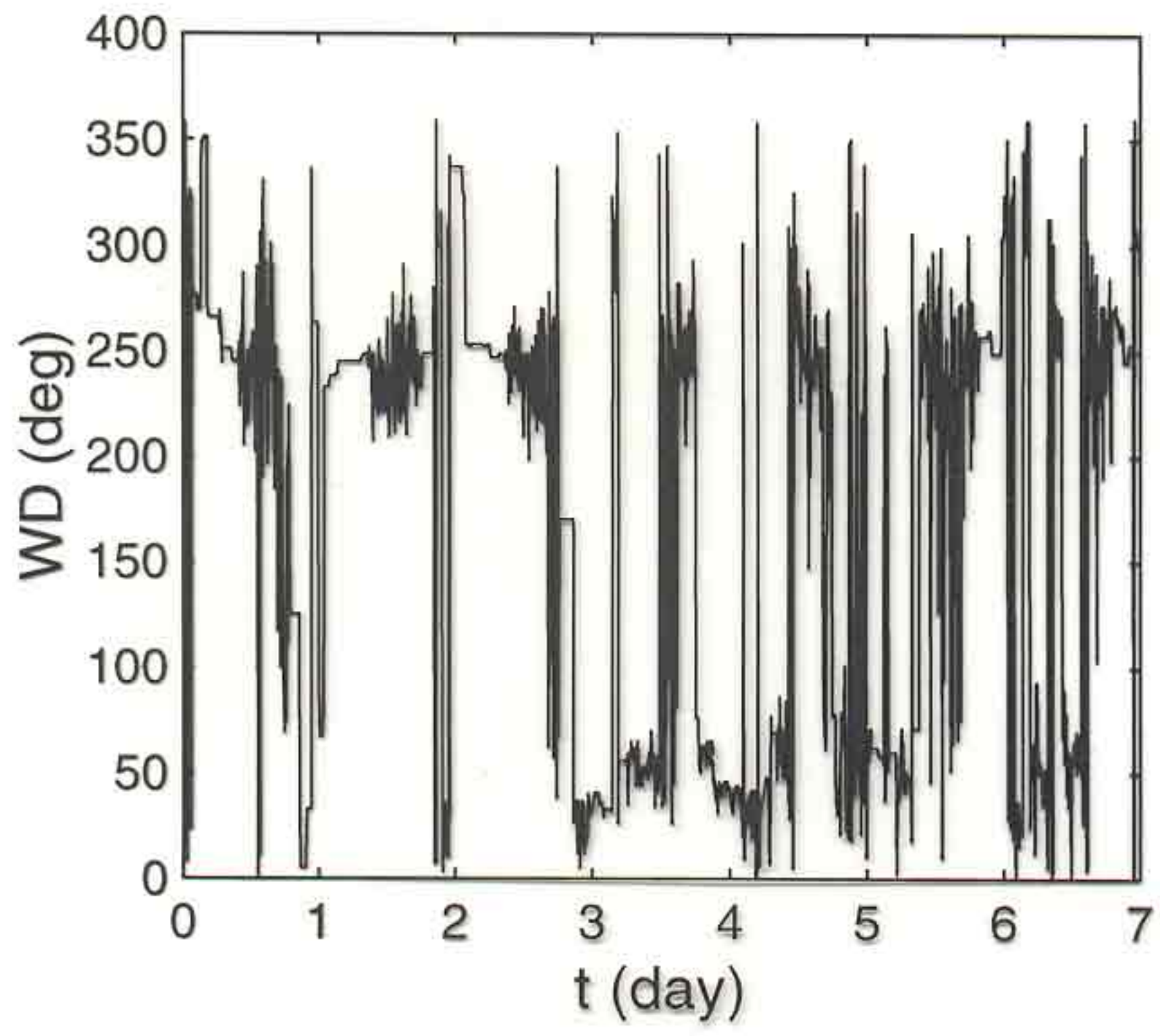
$$z_0 = 0.10 h \text{ m}$$

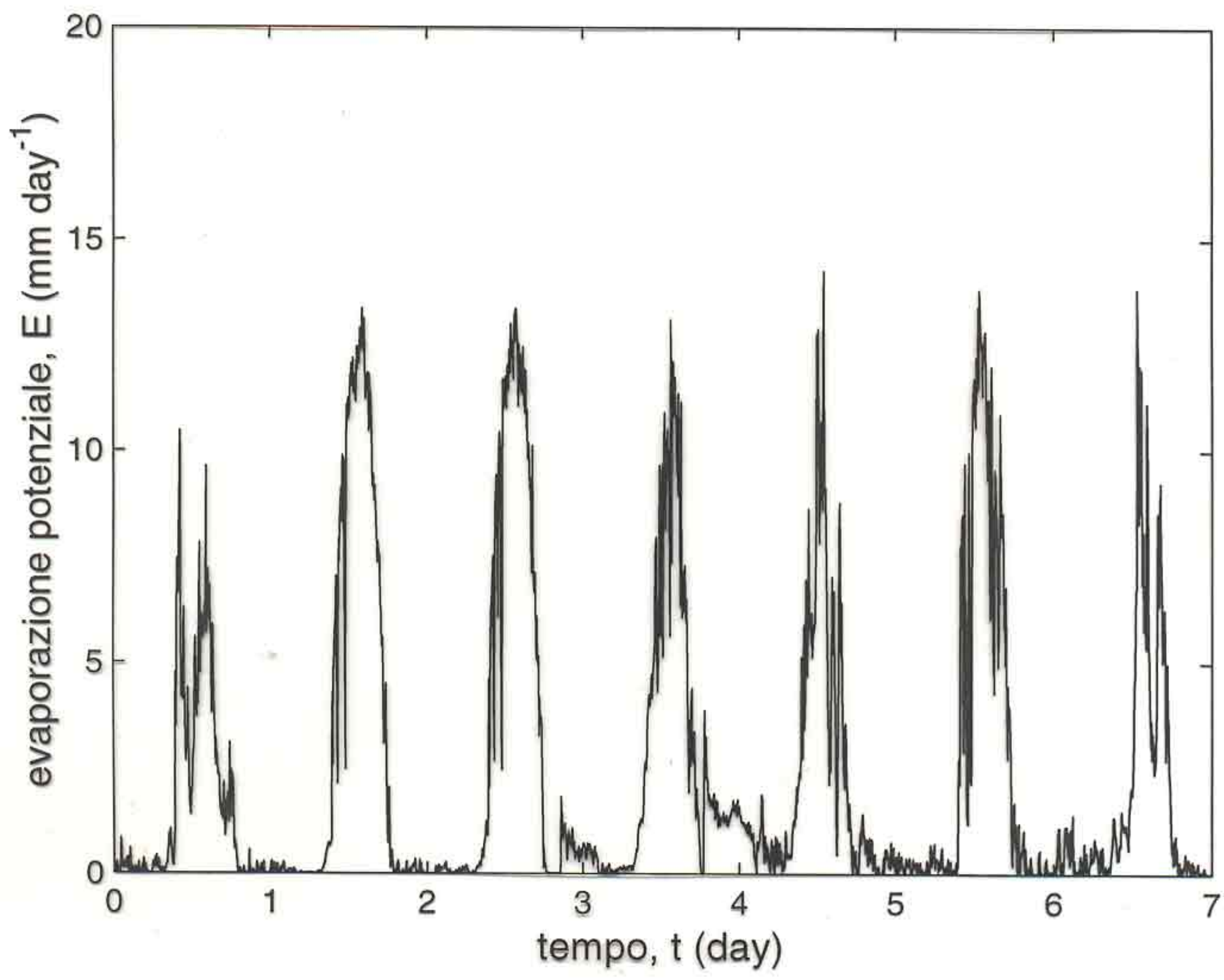
$$k = 0.41$$

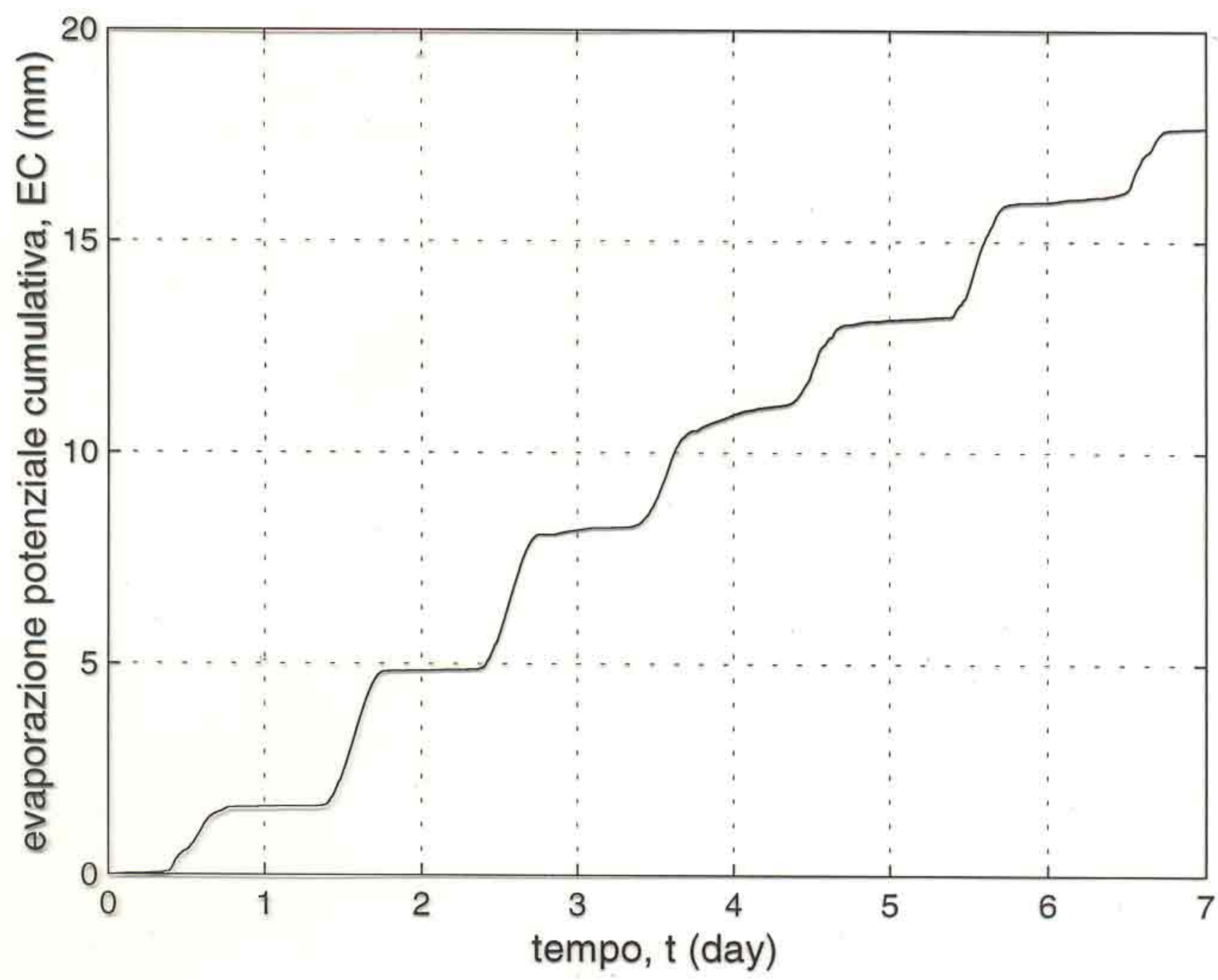
$$r_a = \frac{\left(\log \frac{z-d}{z_0} \right)^2}{WS k^2} \text{ m}^{-1} \text{ s}$$

$$E_a = \frac{0.622 p_a}{\rho_w p_a r_a} (e_s - e) \text{ m s}^{-1}$$

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \text{ m s}^{-1}$$







largamente approssimate e anche in mancanza di osservazioni dirette, ad alcune grandezze climatologiche. Il valore di p , che dipende esclusivamente dalla latitudine, si può ricavare dalla Tab. 4-6. Il coefficiente di correzione c si può con buona approssimazione esprimere colla formula

$$c = k - 2/p (0,46t + 8) ,$$

dove il valore di k dipende dal minimo dell'umidità relativa $u_{r \min}$, dal rapporto r_i tra la durata effettiva e la durata teorica (astronomica) dell'insolazione e dalla velocità del vento nelle ore diurne v_v (che è circa doppia che nelle ore notturne). Al fine della scelta di k è sufficiente decidere, anche in base a informazioni molto generali sulla climatologia della regione, se il valore assunto da ciascuna di queste tre grandezze è da considerarsi basso, medio o alto (Tab. 4-7).

Il metodo evaporimetrico consiste nel calcolare il valore di ET_{po} (espresso ancora in mm/giorno) per mezzo della formula

$$ET_{po} = k_e E ,$$

dove E è il tasso di evaporazione (in mm/giorno) osservato con un evaporimetro a bacinella di classe A (Weather Bureau) e k_e è un coefficiente, il cui valore dipende dall'umidità relativa, dalla velocità del vento e dal tipo di copertura vegetale del terreno posto sopra vento rispetto all'evaporimetro (oppure tutt'intorno a questo, se il vento ha direzione variabile).

Per quanto riguarda il tipo di copertura del terreno si distinguono due casi. Nel primo caso lo strumento si trova sotto vento a un terreno coperto di verde (che si estende per almeno 50 m nella direzione del vento), dal quale è separato da un tratto intermedio di terreno spoglio di estensione variabile, anche ridottissima. Nel secondo caso lo strumento si trova sotto vento a un terreno spoglio (che si estende per almeno 50 m), dal quale è separato da un tratto intermedio di terreno coperto di verde, di estensione variabile.

La Tab. 4-8 fornisce i valori da attribuire, in ciascuno dei due casi, al coefficiente k_e , a seconda dell'estensione del tratto intermedio, dell'umidità relativa (calcolata come media del valore massimo e di quello minimo ed espressa come percentuale) e della velocità del vento (calcolata come media sulle 24 ore ed espressa in km/giorno).

4-19. Il metodo di Thornthwaite

Conoscendo le modalità con cui avvengono i diversi fenomeni di trasporto e di accumulo dell'acqua in superficie e all'interno del terreno (scorrimento superficiale, infiltrazione, assorbimento di umidità da parte del terreno, percolazione, evapotraspirazione etc.) si può simulare la trasformazione degli afflussi in deflussi operata dal bacino e prevedere non solo l'evapotraspirazione reale, dalla quale dipende la produzione agricola e l'eventuale necessità di acqua per l'irrigazione (se l'evapotraspirazione reale resta inferiore a quella potenziale), ma anche i deflussi superficiali e sotterranei.

Il moto dell'acqua nello strato di terreno non saturo in cui le piante affondano le radici, la cui corretta simulazione è necessaria a rappresentare il fenomeno dell'evapotraspirazione colla migliore aderenza possibile alla realtà, è generalmente schematizzato, per ragioni di semplicità, con larga approssimazione, come nel metodo di Thornthwaite (e in tutti gli altri presi in considerazione più avanti), che si ritiene utile di riportare qui, benché l'argomento della trasformazione afflussi-deflussi sia trattato in un altro capitolo, perché è essenzialmente rivolto alla valutazione del deficit agricolo, cioè della quantità d'acqua che in un dato clima manca alla vegetazione rispetto

alla quantità potenzialmente utilizzabile e che quindi deve essere fornita attraverso l'irrigazione.

Il metodo di Thornthwaite si basa sull'uso di una formula per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale, proposta da questo autore per una generica copertura vegetale. La formula è

$$ET_p = c t^a$$

dove ET_p è l'evapotraspirazione mensile (in cm) relativa a un mese di 30 giorni e a una durata di insolazione di 12 ore su 24, t è la temperatura media del mese (in °C), c e a sono due parametri, il cui valore dipende dal luogo considerato. Questi parametri sono entrambi funzioni dell'indice termico annuale I , fornito dalla formula

$$I = \sum_{i=1}^{12} (t_i / 5)^{1.514}$$

dove t_i è la temperatura media mensile.

Le espressioni di a e c sono

$$a = 1,6 \times 10^{-2} I + 0,5$$

$$c = 1,6 \times (10 / I)^a$$

L'applicazione della formula di Thornthwaite, giustificata in indagini climatologiche, che prendono in considerazione un anno medio, è più discutibile in indagini idrologiche. Infatti l'indice termico I dipende dalle temperature medie di tutti i mesi dell'anno, compresi quelli che seguono il mese considerato. Un modo di eliminare l'incongruenza è di assumere I costante per una data località, uguale al valore corrispondente alle medie delle temperature mensili calcolate su un periodo abbastanza lungo (come si fa negli studi climatologici).

Il calcolo di simulazione del comportamento del bacino si svolge su base mensile. Innanzi tutto si calcola, per mezzo delle formule già esposte (e tenendo conto della durata del giorno astronomico) l'evapotraspirazione potenziale di ciascun mese. Quindi si calcola l'evapotraspirazione reale. Se le precipitazioni del mese sono superiori all'evapotraspirazione potenziale l'evapotraspirazione reale si pone uguale a quella potenziale; l'eccedenza delle precipitazioni si assegna alle riserve d'umidità del suolo fino a che queste raggiungono un limite assegnato; l'eventuale rimanenza si assegna allo scorrimento superficiale e sotterraneo col criterio esposto più avanti. Se le precipitazioni del mese sono inferiori all'evapotraspirazione potenziale l'evapotraspirazione reale si pone uguale alla somma delle precipitazioni e del contributo delle riserve d'umidità del suolo. Se queste sono sufficienti l'evapotraspirazione reale è uguale a quella potenziale; altrimenti è uguale alla somma delle precipitazioni e di tutta l'acqua immagazzinata sotto forma di umidità del suolo. L'eventuale differenza tra l'evapotraspirazione potenziale e quella reale costituisce il deficit agricolo. L'eccedenza d'acqua che non è evapotraspirata né immagazzinata sotto forma di umidità del suolo si assegna per metà al deflusso del mese in cui si è formata l'eccedenza (scorrimento superficiale) e per metà al mese seguente (scorrimento sotterraneo).

Per iniziare il calcolo si parte dal mese dell'anno in cui le riserve d'acqua del suolo cominciano a costituirsi.

Le maggiori difficoltà sono offerte dalla determinazione del limite di saturazione del terreno. Thornthwaite propone 100 mm; ma sono stati proposti valori variabili da 50 mm per bacini posti in zone rocciose o predesertiche permeabili a 300 mm per bacini densamente forestati con falda vicino alla

superficie del terreno. Come si è già detto a proposito della formula, il metodo di Thornthwaite è maggiormente giustificato per studi climatologici, aventi come oggetto un anno medio.

4-20. Strumenti per la misura dell'evapotraspirazione

I dispositivi per la misura dell'evapotraspirazione si possono suddividere in tre gruppi: recipienti e lisimetri, parcelle sperimentali, serre. Questi stessi dispositivi possono servire per il caso particolare di evaporazione da terreni spogli di vegetazione. Un recipiente non è altro che un contenitore stagno interrato, a pareti verticali, riempito di terra e con l'orlo a livello del terreno circostante. Circa le dimensioni, si va da poche centinaia di litri a qualche centinaio di m³. Un lisimetro è un recipiente fornito di un sistema di drenaggio che permette di mantenere nel terreno le condizioni di umidità volute e di creare una falda freatica artificiale (Fig. 4-11).

La misura della quantità d'acqua ET evapotraspirata in un dato intervallo di tempo si ottiene mediante l'equazione

$$ET = P - Q - \Delta V ,$$

dove P è la quantità d'acqua entrata nello strumento (se questo è all'aperto occorre misurare le precipitazioni con un pluviometro), Q è quella uscita (misurata allo sbocco dell'eventuale dispositivo di drenaggio) e ΔV è la variazione del contenuto d'acqua. La quantità ΔV si può valutare misurando l'umidità di campioni di terreno prelevati a diverse profondità (in questo caso però la precisione è limitata ed è quindi necessario adottare intervalli di tempo di almeno dieci giorni) oppure misurando la variazione di peso del contenuto del recipiente o del lisimetro. A questo fine lo strumento può essere montato su una pesa, oppure posto in una vasca e sostenuto da un galleggiante.

Le parcelle sperimentali sono piccoli appezzamenti di terreno (dell'ordine di qualche centinaio di m²), per i quali si calcola l'evapotraspirazione coll'equazione già vista. Questo metodo implica che tutta l'acqua sia trattenuta sotto forma di umidità del suolo (cioè che la percolazione profonda sia trascurabile). I movimenti delle acque filtranti attraverso il contorno della parcella si eliminano a volte con dei setti di calcestruzzo che affondano fino a uno strato impermeabile.

L'uso delle serre si basa sul fatto che il vapore acqueo si condensa sui vetri per il principio della parete fredda e si può quindi raccogliere e misurare. Dato che l'evaporazione è minore in serra che nell'aria libera, si moltiplicano i valori misurati per un fattore che si assume uguale al rapporto tra l'evaporazione di un evaporimetro a bacinella esposto all'aria libera e quella di uno posto nella serra.

4-21. L'infiltrazione .

L'infiltrazione è il passaggio dell'acqua nel terreno attraverso la superficie del suolo. L'infiltrazione è un fenomeno diverso da quello della filtrazione, che è il moto dell'acqua negli ammassi permeabili del sottosuolo. Dal punto di vista fisico la principale differenza tra infiltrazione e filtrazione sta nel fatto che nel primo caso il mezzo poroso in cui avviene il moto dell'acqua non è saturo, mentre nel secondo caso è saturo d'acqua.

Il suolo, cioè la parte del terreno più vicina alla superficie e direttamente interessata dal fenomeno dell'infiltrazione, è un mezzo poroso a causa della presenza di vuoti tra loro comunicanti, che formano una rete di condotti che si intersecano e si estendono in ogni direzione. Questi condotti si possono distinguere, a seconda delle dimensioni, in capillari e non capillari. I condotti