



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI TERRITORIO E SISTEMI AGRO-FORESTALI - TESAF

TESI DI LAUREA

Analisi statistica della dinamica di campi di umidità
del suolo in terreno agrario

Relatore: *Prof. Marco Borga*

Laureanda: *Antonella Marsili*
Matricola: 145698/AF

Anno Accademico 2012-2013

Indice

1	Introduzione	1
2	La misura dell'umidità	3
2.1	L'acqua nel terreno	3
2.2	Misure di umidità nel terreno	3
2.2.1	Metodo gravimetrico	4
2.2.2	Termalizzazione di neutroni veloci	5
2.2.3	Radar satellitari	5
2.3	La Riflettometria nel Dominio del Tempo (TDR)	8
2.4	La stazione automatica	17
2.5	Elaborazione dei dati	19
2.5.1	Gestione del database	19
2.5.2	Smoothing delle curve	19
2.5.3	Filtraggio dei dati	19
2.5.4	Punti di riflessione	19
2.5.5	Permittività e contenuto idrico	20
3	L'analisi dei dati	21
3.1	Caratteristiche generali dei dati raccolti	21
3.2	Distribuzione delle precipitazioni negli anni 2007 e 2008	25
3.3	Distribuzioni in classi di frequenza	26
3.3.1	Commenti	41
3.4	Distribuzioni delle medie aritmetiche e delle deviazioni standard	43
4	Modelli di evoluzione temporale dell'umidità	49
4.1	Equazione di Richards	49
4.2	Modelli a scatola: box model	51
4.2.1	Modello di Milly	52
4.2.2	Modello di Kim	52
4.2.3	Modello di Laio	53
4.3	Modello di Milly applicato ai dati di Grugliasco	53

Elenco delle figure

2.1	Raccolta di un campione di terreno per l'analisi dell'umidità con il metodo gravimetrico.	4
2.2	Sonda contenente la sorgente radioattiva.	6
2.3	Rivelatore di neutroni.	6
2.4	Relazione tra permittività del suolo (ϵ) e contenuto volumetrico d'acqua (θ) espressi secondo due approcci di calibrazione comunemente impiegati in TDR. . .	10
2.5	Scavo per il posizionamento delle sonde TDR.	12
2.6	Misurazioni per il posizionamento delle sonde TDR. .	13
2.7	Posizioni delle sonde entro il terreno.	14
2.8	Esempio di sonda.	15
2.9	Elettronica di controllo.	15
2.10	Disposizioni nel campo delle centraline di controllo e raccolta dati delle sonde TDR.	16
2.11	Schermata di un impulso dal sistema di controllo delle sonde TDR.	16
2.12	Varie forme d'onda a seconda della profondità delle sonde.	17
2.13	Posizione del sito sperimentale di Grugliasco. Da sinistra a destra, successivi ingrandimenti dell'area geografica.	17
2.14	(a) Disposizione di quattro degli otto gruppi di sonde che compongono la stazione automatica; (b) organizzazione delle sonde di diversa lunghezza all'interno di uno dei gruppi.	18
2.15	Il primo picco e la seconda riflessione.	20
3.1	Frammento di file in formato excel contenente i dati di umidità raccolti dalle sonde TDR negli anni 2007 e 2008.	21
3.2	Distribuzione giornaliera della pioggia nell'anno 2007. La precipitazione è espressa in mm al giorno.	25

3.3	Distribuzione giornaliera della pioggia nell'anno 2008. La precipitazione é espressa in mm al giorno.	25
3.4	Distribuzione delle frequenze della sonda 1105. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	26
3.5	Distribuzione delle frequenze della sonda 1106. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	26
3.6	Distribuzione delle frequenze della sonda 1115. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	27
3.7	Distribuzione delle frequenze della sonda 1116. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	27
3.8	Distribuzione delle frequenze della sonda 1205. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	28
3.9	Distribuzione delle frequenze della sonda 1206. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	28
3.10	Distribuzione delle frequenze della sonda 1215. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	29
3.11	Distribuzione delle frequenze della sonda 1216. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	29
3.12	Distribuzione delle frequenze della sonda 1305. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	30
3.13	Distribuzione delle frequenze della sonda 1306. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	30
3.14	Distribuzione delle frequenze della sonda 1316. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	31
3.15	Distribuzione delle frequenze della sonda 1405. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	31
3.16	Distribuzione delle frequenze della sonda 1406. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	32

3.17	Distribuzione delle frequenze della sonda 1415. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	32
3.18	Distribuzione delle frequenze della sonda 1416. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	33
3.19	Distribuzione delle frequenze della sonda 1107. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	34
3.20	Distribuzione delle frequenze della sonda 1108. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	34
3.21	Distribuzione delle frequenze della sonda 1117. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	35
3.22	Distribuzione delle frequenze della sonda 1118. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	35
3.23	Distribuzione delle frequenze della sonda 1207. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	36
3.24	Distribuzione delle frequenze della sonda 1208. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	36
3.25	Distribuzione delle frequenze della sonda 1217. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	37
3.26	Distribuzione delle frequenze della sonda 1218. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	37
3.27	Distribuzione delle frequenze della sonda 1307. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	38
3.28	Distribuzione delle frequenze della sonda 1308. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	38
3.29	Distribuzione delle frequenze della sonda 1407. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	39
3.30	Distribuzione delle frequenze della sonda 1408. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	39

3.31	Distribuzione delle frequenze della sonda 1417. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	40
3.32	Distribuzione delle frequenze della sonda 1418. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.	40
3.33	Valori istantanei raccolti da 5 sonde (ogni colore rappresenta una sonda) poste a 300 mm di profondità . . .	41
3.34	Distribuzione degli scarti dell'umidità dal valore medio per due differenti sonde (istogrammi in nero e in rosso).	42
3.35	Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 300 mm. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in nero si riferiscono all'anno 2007, quelli blu all'anno 2008.	43
3.36	Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 600 mm. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in rosso si riferiscono all'anno 2007, quelli verdi all'anno 2008.	44
3.37	Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 300 e 600 mm e per l'anno 2007. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in nero si riferiscono alle sonde poste a 300 mm, quelli rossi a quelle poste a 600 mm.	44
3.38	Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 300 e 600 mm e per l'anno 2008. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in blu si riferiscono alle sonde poste a 300 mm, quelli verdi a quelle poste a 600 mm.	45
3.39	I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2007 e per la profondità di 300 mm.	46

3.40	I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2007 e per la profondità di 600 mm.	46
3.41	I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2008 e per la profondità di 300 mm.	47
3.42	I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2008 e per la profondità di 600 mm.	47
4.1	I punti blu sono i dati di umidità giornaliera raccolti nell'anno 2007; i punti rossi il risultato della simulazione.	55

Elenco delle tabelle

- 3.1 La tabella riporta nelle quattro colonne rispettivamente: il nome della sonda, il numero di dati utilizzabili, la media e la deviazione standard corrispondente. La prima metà della tabella riguarda l'anno 2007, la seconda il 2008. La tabella é relativa alle sonde poste ad una profondità di 300 mm. 23
- 3.2 La tabella riporta nelle quattro colonne rispettivamente: il nome della sonda, il numero di dati utilizzabili, la media e la deviazione standard corrispondente. La prima metà della tabella riguarda l'anno 2007, la seconda il 2008. La tabella é relativa alle sonde poste ad una profondità di 600 mm. 24

Capitolo 1

Introduzione

L'umidità del suolo rappresenta il legame fisico tra vegetazione, suolo e clima. Pur essendo una piccola porzione (soltanto lo 0.15%) dell'acqua allo stato liquido sulla Terra, essa influenza differenti tipi di processi che vanno dalla ecologia e fisiologia delle piante alla idrologia e climatologia. Determina il funzionamento e la crescita delle piante, regolando processi vitali come l'attività fotosintetica, la traspirazione e la produzione di biomassa. In ecosistemi in cui l'elemento acqua é limitato, l'umidità del terreno risulta il principale fattore limitante la crescita della vegetazione, controllandone la dinamica dei nutrienti: la siccità viene oggi giorno considerata come la preoccupazione principale in agricoltura. É fondamentale per lo studio della ricarica delle acque sotterranee e per il ruscellamento (idrologia delle piene). Su scale geografiche piú ampie, la dinamica dell'acqua nel terreno e i flussi di traspirazione del vapore giocano un ruolo importante nelle interazioni climatiche tra terra e superficie, controllando i bilanci termodinamici del calore latente, nonché il flusso di umidità nell'atmosfera.

La caratterizzazione della sua evoluzione sia nello spazio che nel tempo puó pertanto consentire una migliore comprensione dei processi idrologici e meteorologici su una vasta gamma di scale spaziali.

In questa tesi nel capitolo 2 si descriveranno vari metodi impiegati per ottenere misure del contenuto di acqua nel terreno. In particolare ci si concentrerà nella descrizione delle misure di riflettometria nel dominio del tempo.

Nel capitolo 3 si descriverá l'analisi dei dati di una campagna di misure fatta negli anni 2007-2008 a Grugliasco in Piemonte.

Infine nel capitolo 4 si descriveranno vari modelli teorici capaci di dare una descrizione piú o meno dettagliata dell'evoluzione dell'umidità nel tempo.

Capitolo 2

La misura dell'umidità

2.1 L'acqua nel terreno

Il terreno in presenza di umidità può essere visto come un mezzo poroso suddiviso in tre fasi:

- fase solida (minerale, ghiaccio, ...) di volume V_s ;
- fase liquida (l'acqua,...) di volume V_w ;
- fase gassosa (l'aria, il vapore acqueo, ...) di volume V_a .

Il volume totale $V = V_s + V_w + V_a$ è costituito da una parte solida e dai vuoti, riempiti di aria ed acqua. Il rapporto tra i vuoti ($V_w + V_a$) ed il volume totale V viene chiamato porosità: $\eta = (V_w + V_a)/V$.

Il contenuto in volume di umidità viene definito da:

$$0 \leq \theta = \frac{V_w}{V} \leq \eta \quad (2.1)$$

2.2 Misure di umidità nel terreno

La misura del contenuto idrico di un terreno può essere eseguita sia con metodi diretti che indiretti.

Tra i metodi diretti la tecnica più affidabile è il metodo gravimetrico.

I metodi invece indiretti si basano sulla misura di altre grandezze fisiche, a loro volta correlate con il contenuto d'acqua. Tali metodi, poco invasivi, si prestano ad esser utilizzati *in situ*. Fra loro annoveriamo:

- la termalizzazione di neutroni veloci;
- l'uso di radar satellitari;

- la riflettometria nel dominio del tempo (Time Domain Reflectometry (TDR)).

Nelle seguenti sotto sezioni, da 2.2.1 a 2.2.3, daremo conto di vari metodi riservando la sezione 2.3 per una disanima della TDR.

2.2.1 Metodo gravimetrico

Il metodo gravimetrico (metodo ufficiale secondo il D.M. 1/8/1997, codificato secondo lo standard di riferimento ASTM D 2216/80) prevede l'essiccazione in forno del campione di terreno giunto in laboratorio, avendo avuto cura di conservare inalterata l'umidità presente *in situ*. In figura 2.1 é mostrato un esempio di raccolta di un campione di terreno.



Figura 2.1: Raccolta di un campione di terreno per l'analisi dell'umidità con il metodo gravimetrico.

Il calcolo dell'umidità gravimetrica risulta dalla differenza in peso del campione prima e dopo l'essiccamento, riferita al peso del campione secco. In formule:

$$w = \frac{P_{s+w+T} - P_{s+T}}{P_{s+T} - P_T} \quad (2.2)$$

ove P_T rappresenta il peso della teglia asciutta su cui si depone il campione di terreno, P_{s+w+T} il peso della teglia e del campione umido, P_{s+T} il peso della teglia e del campione essiccato.

Il valore di w espresso dalla formula (2.2) fornisce il contenuto d'acqua in percentuale. Si passa da questa quantità all'umidità volumetrica del terreno, θ , espressa in m^3m^{-3} mediante la formula:

$$\theta = w \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (2.3)$$

ove ρ_w è la densità dell'acqua e ρ_b la densità apparente del terreno. I vantaggi del metodo gravimetrico sta nell'essere il metodo di riferimento, nella sua semplicità ed economicità e nel fatto di essere indipendente dalla densità apparente. Ha però anche degli svantaggi. Il campione deve essere conservato sigillato, per il minor tempo possibile, in condizioni di umidità naturali e al riparo da irraggiamento solare o fonti di calore. La quantità di terreno consigliata per la prova è di 100-200 g, però a secondo delle dimensioni dei grani delle particelle che formano lo scheletro del terreno deve cambiare anche la quantità da analizzare, più precisamente la quantità di materiale da analizzare deve aumentare con l'aumento delle dimensioni del diametro delle particelle così da non inficiare la significatività della misura. Inoltre richiede tempo, il numero di campioni non può che essere limitato, un campionamento automatico non è possibile.

2.2.2 Termalizzazione di neutroni veloci

Il metodo consiste nell'inserire nel suolo una sorgente radioattiva di neutroni veloci (di solito $^{241}\text{Am-Be}$). Tali neutroni vengono rallentati (termalizzati) dagli urti contro gli atomi di idrogeno che incontrano nel suolo, prevalentemente contenuti nelle molecole d'acqua. Un recettore posto a breve distanza dalla sorgente contiene atomi di gas (solitamente BrF_3 o ^3He), che assorbendo i neutroni producono reazioni nucleari con emissione di particelle cariche. In figura 2.2 è mostrata una sonda contenente la sorgente radioattiva, mentre in figura 2.3 il corrispondente rivelatore di neutroni.

2.2.3 Radar satellitari

La superficie terrestre emana e riflette energia elettromagnetica fornendo informazioni sulle sue proprietà fisiche chimiche e biologiche. I satelliti artificiali mediante dedicate apparecchiature sono in grado di rivelare tali radiazioni. Le informazioni satellitari vengono offerte sotto forma di immagini che offrono una visione sinottica del territorio e permettono una osservazione diretta della terra e una aggiornata disponibilità dei dati. La possibilità di impiego di



Figura 2.2: Sonda contenente la sorgente radioattiva.



Figura 2.3: Rivelatore di neutroni.

tali informazioni é di conseguenza enorme passando dagli studi di meteorologia, di desertificazione, deforestazione, alle alluvioni, etc.

2.3 La Riflettometria nel Dominio del Tempo (TDR)

La TDR é un metodo indiretto non ufficiale per la determinazione del contenuto idrico nel suolo. Lo standard di riferimento é ISO/TC 190/SC 5/WG 3/WD 12229. Esso si basa sulla misura del tempo di andata e ritorno di un'onda elettromagnetica lungo una sbarra metallica (sonda). La velocità di propagazione dell'onda dipende dalla permittività del mezzo (ϵ), quest'ultima quantità é a sua volta connessa con il contenuto in acqua del terreno. Più precisamente, la velocità v (m s^{-1}) di un'onda elettromagnetica che attraversa una sonda di lunghezza L (m) é data da:

$$v = \frac{2L}{t} \quad (2.4)$$

dove t é il tempo (s) il numero 2 davanti alla lunghezza della sonda indica che l'onda l'attraversa due volte, in andata e in ritorno, in quanto é riflessa. La velocità dell'onda elettromagnetica é anche esprimibile mediante la relazione:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon\mu}} \quad (2.5)$$

dove c é la velocità della luce ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e μ é la permeabilità magnetica del mezzo. Per la maggior parte delle sostanze (a parte quelle ferromagnetiche) μ é circa uguale a 1, quindi la equazione (2.5) diventa:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (2.6)$$

Combinando le equazioni (2.4) e (2.6) si ottiene:

$$\epsilon = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2.7)$$

Due differenti approcci sono stati usati per correlare il contenuto d'acqua e la permittività dielettrica. Nel primo approccio, vengono selezionate delle relazioni funzionali semplicemente per la loro flessibilità matematica di interpolare i dati sperimentali. Nessun tentativo viene fatto per darne una giustificazione fisica. Un esempio famoso di tale approccio é dato dal modello di Topp *et al.* [1] in cui il contenuto volumetrico d'acqua é dato dalla formula:

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2}\epsilon - 5.5 \times 10^{-4}\epsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6}\epsilon^3 \quad (2.8)$$

Tale formula vale lavorando al di sotto della frequenza di rilassamento dell'acqua. L'errore su θ é stimato dell'ordine di 0.013. Il vantaggio principale di questa equazione di calibrazione é che non richiede la determinazione di alcun parametro addizionale. Tuttavia la sua validitá non é stata dimostrata per l'intero intervallo dei contenuti d'acqua e di porositá. Per esempio tale formula é basata su dati sperimentali con $\theta < 0.5$, mentre non funziona su suoli organici oppure suoli minerali con elevato contenuto in materia organica.

Nel secondo approccio la forma funzionale dell'equazione é derivata da modelli che mettono in relazione la permittivitá dielettrica di una miscela di terreno a piú fasi alle permittivitá e alle frazioni volumetriche dei suoi costituenti. Il tutto basato su delle assunzioni riguardanti la disposizione geometrica delle fasi stesse. Un esempio famoso di questo secondo approccio é dato dal modello di Roth *et al.* [2] in cui la relazione tra θ ed ϵ é data da:

$$\epsilon = (\theta\epsilon_w^\beta + (1 - \eta)\epsilon_s^\beta + (\eta - \theta)\epsilon_a^\beta)^{1/\beta} \quad (2.9)$$

In questa formula si assume che il suolo umido sia descritto da un sistema a tre fasi, ove: ϵ_s , ϵ_w , ϵ_a , sono rispettivamente le permittivitá delle fasi solide, acquose e gassose, mentre η é la porositá del suolo, $1 - \eta$, θ , $\eta - \theta$ sono le frazioni di volume. Si ricordi che $\theta = V_w/V$, $(1 - \eta) = V_s/V$ e $(\eta - \theta) = V_a/V$ cosí che queste componenti si sommano all'unitá. Il parametro β , $-1 < \beta < 1$, riassume la geometria del mezzo in relazione alla direzione assiale della guida d'onda ($\beta = 1$ per un campo elettrico parallelo alla stratificazione del suolo, $\beta = -1$ per un campo elettrico perpendicolare e $\beta = 0.5$ per un mezzo con un mescolamento isotropico a due fasi). Riarrangiando l'equazione (2.9) e risolvendo per θ si ha:

$$\theta = \frac{\epsilon^\beta - (1 - \eta)\epsilon_s^\beta - \eta\epsilon_a^\beta}{\epsilon_w^\beta - \epsilon_a^\beta} \quad (2.10)$$

che determina la relazione tra ϵ (misurata da TDR) e θ . Molti usano $\beta = 0.5$ che é stato mostrato da Roth *et al.* produrre una curva di calibrazione molto simile al polinomio di terzo ordine proposta da Topp per terreni con contenuto in acqua nell'intervallo: $0 < \theta < 0.5$. Se si introducono in (2.10) i seguenti valori comuni per i vari costituenti: $\beta = 0.5$, $\epsilon_w = 81$, $\epsilon_s = 4$, $\epsilon_a = 1$ si ottiene la forma semplificata:

$$\theta = \frac{\sqrt{\epsilon} - (2 - \eta)}{8} \quad (2.11)$$

Si noti che la porosità del suolo deve essere nota o stimata quando si usa l'approccio del modello a mescolamento. Un confronto tra l'espressione di Topp (2.8) e una curva di calibrazione basata sull'equazione (2.10) con $\eta = 0.5$ è mostrata in figura 2.4.

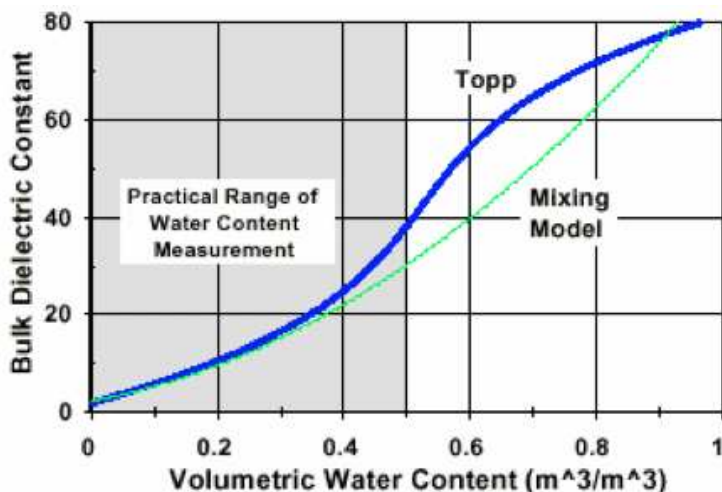


Figura 2.4: Relazione tra permittività del suolo (ϵ) e contenuto volumetrico d'acqua (θ) espressi secondo due approcci di calibrazione comunemente impiegati in TDR.

Le formule precedenti possono essere migliorate osservando che la permittività è una variabile complessa così descritta:

$$\epsilon = \epsilon_r - i\epsilon_i = \epsilon_r - i\left(\epsilon_{rel} + \frac{\sigma}{\omega\epsilon_o}\right) \quad (2.12)$$

dove:

- ϵ_r (Fm^{-1}) è la parte reale della permittività, connessa con l'energia immagazzinata nel mezzo;
- $i = \sqrt{-1}$ è l'unità immaginaria;
- ϵ_{rel} (Fm^{-1}) è la parte immaginaria della permittività che dá conto della dissipazione (o perdita) di energia nel mezzo dovuti a fenomeni di rilassamento dipolare;
- σ è la conducibilità elettrica in corrente continua (Sm^{-1});
- ω è la frequenza (Hz);
- ϵ_0 (8.854 pFm^{-1}) è la permittività nel vuoto.

L'equazione (2.12) descrive i due processi che determinano le perdite di energia in materiali bagnati e porosi: rilassamento del

dipolo dell'acqua e perdite dovute alla conducibilità elettrica. Il primo é dovuto al tempo richiesto ad un dipolo per orientarsi rispetto al campo elettromagnetico con conseguente assorbimento di energia. Il secondo é dovuto alla conduzione, cioè a perdite di energia come conseguenza delle cariche elettriche ed elettroliti presenti nella fase liquida.

L'ipotesi su cui si basano le misure TDR é che la parte immaginaria della permittività sia trascurabile rispetto alla parte reale, vale a dire:

$$\epsilon \sim \epsilon_r \quad (2.13)$$

Tuttavia, poiché le perdite dielettriche sono sempre presenti, la permittività misurata dal TDR é stata chiamata *apparente* (ϵ_a) [1]. L'ipotesi di perdite trascurabili non é valida per suoli dove le superficie sono altamente conduttive (suoli argillosi) o dove vi sono alte concentrazioni di elettroliti nella soluzione del suolo (suoli salini). Per prendere in considerazione la parte immaginaria [3] e per separare il relativo effetto da quello misurato ϵ_a , la velocità della propagazione é descritta da:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\frac{\mu\epsilon_r}{2} [\sqrt{1 + (\frac{\epsilon_i}{\epsilon_r})^2} + 1]}} \quad (2.14)$$

con

$$\epsilon_i = \epsilon_{rel} + \frac{\sigma}{\epsilon_0\omega} \quad (2.15)$$

dove il primo termine da destra rappresenta le perdite per rilassamento ed il secondo termine rappresenta le perdite per conducibilità elettrica. Usando le eq. 2.4 e 2.14 é possibile scrivere:

$$\frac{2L}{tc} = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\epsilon_r}{2} [\sqrt{1 + (\frac{\epsilon_i}{\epsilon_r})^2} + 1]}} \quad (2.16)$$

Le perdite totali possono essere espresse come conducibilità equivalente, la quale é uguale alla conducibilità elettrica misurata σ del materiale e può essere scritto come:

$$\sigma = \omega\epsilon_i \quad (2.17)$$

Le equazioni 2.6, 2.15, 2.16 e 2.17 portano a:

$$\epsilon_r = \epsilon_a - \frac{\sigma^2}{4\epsilon_a\epsilon_0\omega^2} \quad (2.18)$$

La misura di TDR fornisce sia ϵ_a che σ , ϵ_0 è noto, ma ω è una incognita poiché il TDR non funziona ad una frequenza specifica, ma misura la velocità di propagazione di un impulso con frequenze che vanno da 20kHz a 1.5 GHz [4]

L'eq. 2.18 permette di separare la parte reale da quella immaginaria della permittività apparente.

Riassumendo l'equazione (2.8) stabilisce una relazione empirica tra la permittività globale del suolo e il contenuto volumetrico d'acqua, mentre l'equazioni (2.9) e (2.10) sono basate su considerazioni fisiche e geometriche. L'equazione (2.11) è una versione semplificata dell'equazione (2.9).

Limitazioni o svantaggi del metodo TDR includono il costo relativamente alto dell'equipaggiamento, l'applicabilità limitata in condizioni di alta salinità a causa dell'attenuazione del segnale ed inoltre calibrazioni specifiche possono essere richieste per suoli aventi grandi quantità d'acqua o elevati contenuti di materia organica.



Figura 2.5: Scavo per il posizionamento delle sonde TDR.

Dalla figura 2.5 fino alla figura 2.12 si mostra una carrellata iconografica delle varie operazioni di messa in opera di un sistema di monitoraggio TDR.

Precisamente nelle figura 2.5 si vede l'inizio dello scavo per la messa in opera delle sonde, mentre in figura 2.6 si vede lo scavo terminato e la campagna di misure delle posizioni delle sonde.

In figura 2.7 si vede un particolare delle posizioni delle sonde entro lo scavo, mentre in figura 2.8 è mostrata una sonda a tre aste.



Figura 2.6: Misurazioni per il posizionamento delle sonde TDR.

In figura 2.9 é mostrato l'interno di una centralina di controllo, mentre in figura 2.10 si vede come appare il campo di lavoro una volta ricoperto lo scavo e messe in funzione le centraline di controllo.

In figura 2.11 é mostrata una fotografia dello schermo del sistema di acquisizione e nella 2.12 un fascio di forme d'onda per sonde poste a varie profondit .



Figura 2.7: Posizioni delle sonde entro il terreno.



Figura 2.8: Esempio di sonda.

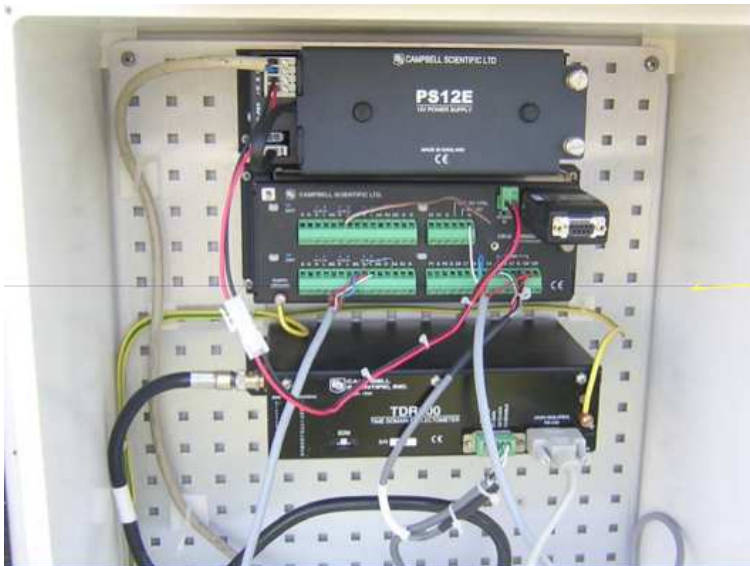


Figura 2.9: Elettronica di controllo.



Figura 2.10: Disposizioni nel campo delle centraline di controllo e raccolta dati delle sonde TDR.

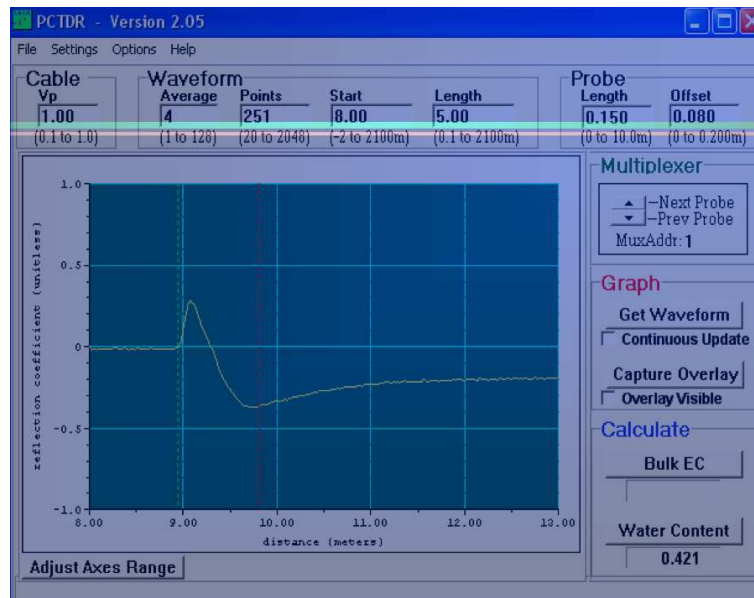


Figura 2.11: Schermata di un impulso dal sistema di controllo delle sonde TDR.

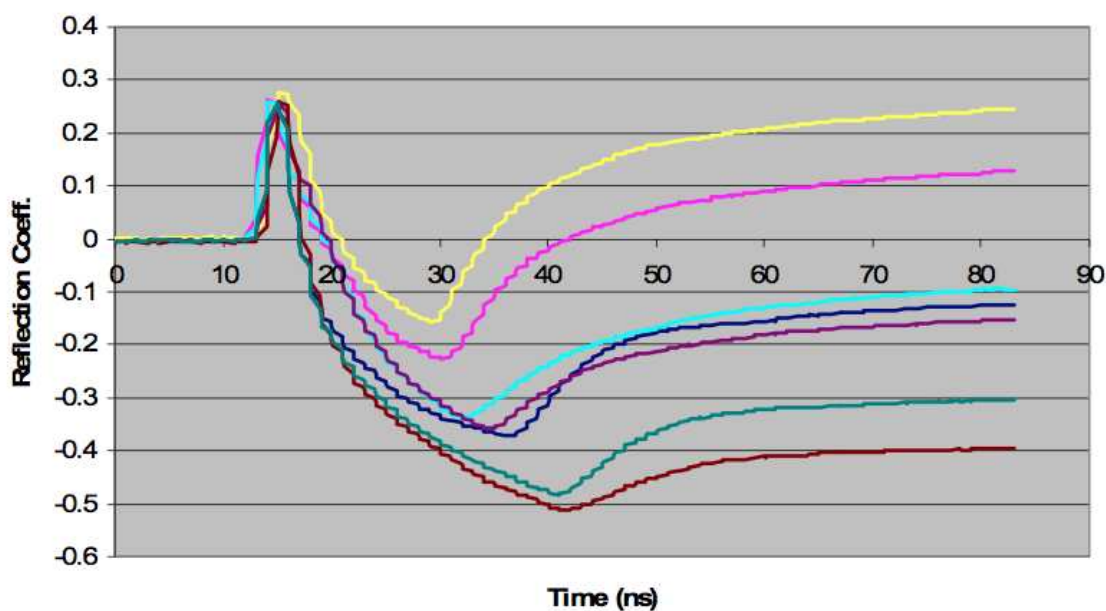


Figura 2.12: Varie forme d'onda a seconda della profondità delle sonde.

2.4 La stazione automatica

I dati trattati in questa tesi sono stati raccolti mediante il sistema automatizzato posto a Gugliasco [5], presso il campo sperimentale dell'Università di Torino a 297 m sul livello del mare ($45^{\circ} 03' 52''$ di latitudine, $7^{\circ} 35' 34''$ di longitudine). La posizione di Gugliasco è mostrata in figura 2.13.

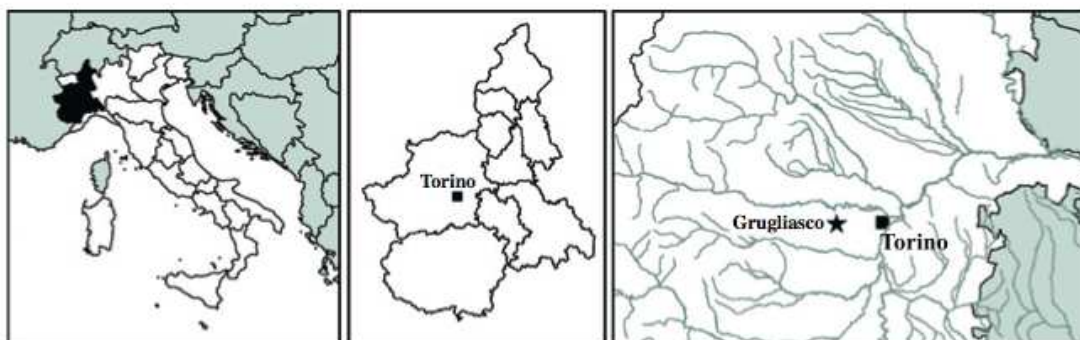


Figura 2.13: Posizione del sito sperimentale di Gugliasco. Da sinistra a destra, successivi ingrandimenti dell'area geografica.

La climatologia della pioggia in questa regione è caratterizzata

da due massimi, rispettivamente in primavera (Aprile-Maggio) e in autunno (Ottobre-Novembre). In estate, la pioggia proviene principalmente da precipitazioni di origine convettiva. In questa area la stagione di crescita vegetativa dura, in media, da Marzo inoltrato a metà Ottobre.

L'area in cui si trova la stazione ha una copertura erbacea mentre un'altra parte ospita piante di vite. La tessitura sabbiosa del suolo e la quasi totale assenza di scheletro hanno permesso di installare le sonde fino alla profondità di due metri senza creare vie di deflusso preferenziali.

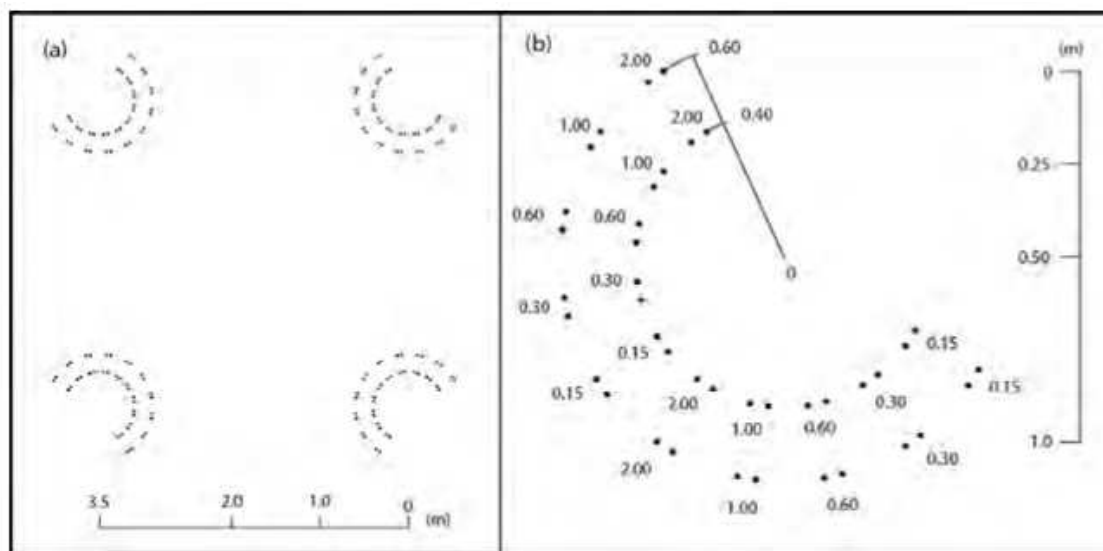


Figura 2.14: (a) Disposizione di quattro degli otto gruppi di sonde che compongono la stazione automatica; (b) organizzazione delle sonde di diversa lunghezza all'interno di uno dei gruppi.

La stazione é composta da 160 sonde, costituite da due aste in acciaio inossidabile di diametro $6 \cdot 10^{-3}$ m, distanziate di $6 \cdot 10^{-2}$ m inserite verticalmente nel suolo a diverse profondità rispettivamente di 0.15, 0.3, 0.6, 1.0, 2.0 m. Tali aste sono disposte in gruppi di 20 a diversa profondità lungo due semicirconferenze del diametro di 0.4 e 0.6 m (figura 2.14). Il programma WinTDR [6], residente in un personal computer, si interfaccia con un TDR Tektronix 1502c, quest'ultimo attraverso un sistema di multiplexer effettua le acquisizioni con cadenza oraria. I dati così raccolti, *dati raw*, vengono memorizzati su disco in un file di testo.

2.5 Elaborazione dei dati

I dati memorizzati sono le curve di riflessione (si vedano le figure 2.11, 2.12), o meglio queste curve discretizzate in 251 punti. I dati analizzati in questa tesi (si veda il capitolo 3) non sono i dati raw, ma quelli elaborati successivamente nella maniera seguente.

2.5.1 Gestione del database

Le curve ricavate dalle sonde sono molto diverse tra di loro a causa della lunghezza delle sonde e molto piú importante a causa della variabilitá nel contenuto idrico del suolo. Pertanto il primo step é quello di suddividere il campione in 5 gruppi in base alla lunghezza delle sonde, poi si seleziona per ogni gruppo un insieme di curve campione contenente delle curve facilmente interpretabili e delle curve patologiche.

2.5.2 Smoothing delle curve

Le curve immagazzinate contengono sempre del rumore di fondo. Il rumore di fondo porta alla presenza di numerosi micro picchi, che interferiscono nell'interpretazione della posizione dei punti di riflessione. Le curve pertanto vengono filtrate attraverso un algoritmo di smoothing che spiana tali micro picchi. A questo punto il programma software procede calcolando le derivate prime e seconde di ogni curva.

2.5.3 Filtraggio dei dati

In questa fase si individuano e si eliminano le curve catalogate come curve anomale. Curve anomale possono essere prodotte da errori strumentali, danni ai cavi coassiali, problemi ai multiplexer, alle teste delle sonde, etc. Le curve anomale vengono individuate attraverso una serie di parametri discriminanti.

2.5.4 Punti di riflessione

Il primo punto di riflessione, determinato dalla lunghezza del cavo che collega il TDR alla sonda e dalle caratteristiche costruttive di quest'ultima, é considerato una caratteristica della sonda. Si determina singolarmente, per ciascuna sonda, circuitando le aste a valle delle teste della sonda. I valori cosí ottenuti costituiscono delle costanti numeriche caratteristiche delle singole sonde. Il secondo punto di riflessione é individuato dall'intersezione di due tangenti

nei punti significativi delle curve seguendo il metodo descritto in [6], si veda anche la figura 2.15.

2.5.5 Permittività e contenuto idrico

Una volta individuati i due punti di riflessione delle curve il programma calcola la distanza tra di essi e da questa ϵ (equazione 2.7) e quindi calcola il contenuto idrico volumetrico del suolo θ attraverso la formula (2.10). I valori usati per i vari parametri sono: $\eta = 45\%$, $\beta = 0.46$, $\epsilon_w = 80.36$ (permittività) dell'acqua a 20°C , $\epsilon_s = 4.45$, $\epsilon_a = 1.00059$.

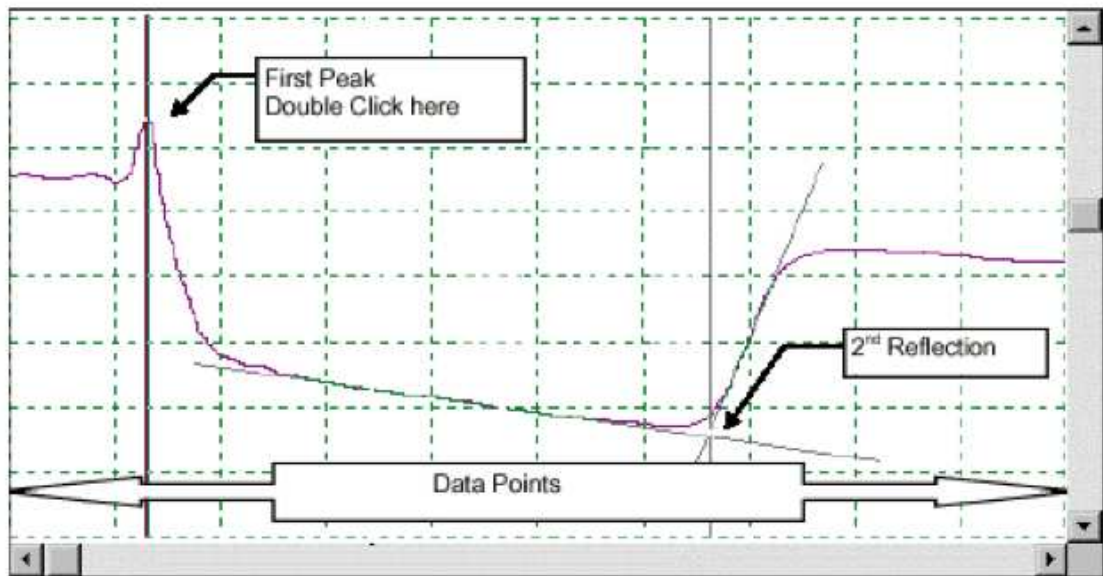


Figura 2.15: Il primo picco e la seconda riflessione.

Capitolo 3

L'analisi dei dati

3.1 Caratteristiche generali dei dati raccolti

Si sono prese in considerazione 16 sonde ad una profondità di 300 mm e altre 16 a 600 mm. I dati qui analizzati si riferiscono agli anni 2007 e 2008.

In figura 3.1 é mostrato un frammento del file formato excel contenente i dati di umidità raccolti da alcune sonde in un piccolo intervallo di tempo.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	sonda		Umidità ROTH	sonda		Umidità ROTH	sonda		Umidità ROTH
2	1107	1/1/07 0.47	0.153	1108	1/1/07 0.48	0.175	1117	1/1/07 0.50	0.158
3	1107	1/1/07 1.48	0.154	1108	1/1/07 1.49	0.175	1117	1/1/07 1.51	0.159
4	1107	1/1/07 2.49	0.153	1108	1/1/07 2.50	0.175	1117	1/1/07 2.52	0.159
5	1107	1/1/07 3.50	0.152	1108	1/1/07 3.51	0.174	1117	1/1/07 3.53	0.158
6	1107	1/1/07 4.51	0.151	1108	1/1/07 4.52	0.174	1117	1/1/07 4.54	0.158
7	1107	1/1/07 5.52	0.152	1108	1/1/07 5.53	0.173	1117	1/1/07 5.55	0.157
8	1107	1/1/07 6.53	0.151	1108	1/1/07 6.54	0.173	1117	1/1/07 6.56	0.157
9	1107	1/1/07 7.54	0.151	1108	1/1/07 7.55	0.174	1117	1/1/07 7.57	0.157
10	1107	1/1/07 8.55	0.151	1108	1/1/07 8.56	0.174	1117	1/1/07 8.58	0.157
11	1107	1/1/07 9.56	0.150	1108	1/1/07 9.57	0.174	1117	1/1/07 9.59	0.159
12	1107	1/1/07 10.57	0.154	1108	1/1/07 10.58	0.174	1117	1/1/07 11.00	0.159
13	1107	1/1/07 12.59	0.155	1108	1/1/07 13.00	0.174	1117	1/1/07 13.02	0.160
14	1107	1/1/07 14.00	0.155	1108	1/1/07 14.01	0.174	1117	1/1/07 14.03	0.159
15	1107	1/1/07 15.01	0.154	1108	1/1/07 15.02	0.175	1117	1/1/07 15.04	0.160
16	1107	1/1/07 16.02	0.153	1108	1/1/07 16.03	0.175	1117	1/1/07 16.05	0.159
17	1107	1/1/07 17.03	0.155	1108	1/1/07 17.04	0.174	1117	1/1/07 17.06	0.160
18	1107	1/1/07 18.04	0.155	1108	1/1/07 18.05	0.175	1117	1/1/07 18.07	0.159
19	1107	1/1/07 19.05	0.154	1108	1/1/07 19.06	0.174	1117	1/1/07 19.08	0.158

Figura 3.1: Frammento di file in formato excel contenente i dati di umidità raccolti dalle sonde TDR negli anni 2007 e 2008.

Nelle Tabelle 3.1 e 3.2 sono elencati rispettivamente e separatamente per i due anni e per i due gruppi di sonde: i nomi delle sonde, la statistica utilizzabile per la singola sonda, la media aritmetica valutata per singola sonda per anno di presa dati e la rispettiva deviazione standard.

Come si può subito notare, ci sono alcune sonde che non hanno mai funzionato durante i due anni di presa dati: la sonda 1315 per il gruppo a 300 mm e le sonde 1317 e 1318 per quello a 600 mm. Anche il numero di dati raccolti é diverso da sonda a sonda e al

variare dell'anno. Durante il 2007 il campionamento non é stato sempre regolare, ci sono stati periodi in cui i dati non sono stati acquisiti del tutto, periodi in cui un solo dato é stato raccolto per l'intero giorno, periodi in cui sono stati raccolti molti piú dati. Nel 2008 l'acquisizione é stata molto piú regolare, il numero di dati raccolti é quasi raddoppiata (spesso un dato all'ora).

Sonde a 300 mm			
Sonda	n. dati	media	deviazione standard
2007			
1105	4830	0.117	0.039
1106	4776	0.096	0.039
1115	4836	0.143	0.043
1116	4823	0.143	0.044
1205	4836	0.139	0.039
1206	4658	0.152	0.039
1215	4830	0.131	0.039
1216	4826	0.155	0.043
1305	4829	0.129	0.040
1306	3743	0.143	0.043
1315			
1316	915	0.121	0.029
1405	4803	0.143	0.041
1406	4313	0.137	0.039
1415	4792	0.120	0.037
1416	4830	0.124	0.037
2008			
1105	7256	0.121	0.053
1106	7010	0.100	0.052
1115	7258	0.146	0.055
1116	7260	0.146	0.056
1205	7257	0.140	0.049
1206	7169	0.157	0.049
1215	7214	0.130	0.052
1216	5129	0.148	0.059
1305	7030	0.135	0.051
1306	7210	0.151	0.054
1315			
1316	4824	0.131	0.051
1405	5721	0.141	0.057
1406	7234	0.140	0.050
1415	6719	0.121	0.048
1416	7257	0.127	0.046

Tabella 3.1: La tabella riporta nelle quattro colonne rispettivamente: il nome della sonda, il numero di dati utilizzabili, la media e la deviazione standard corrispondente. La prima metà della tabella riguarda l'anno 2007, la seconda il 2008. La tabella é relativa alle sonde poste ad una profondità di 300 mm.

Sonde a 600 mm			
Sonda	n. dati	media	deviazione standard
2007			
1107	4838	0.139	0.035
1108	4838	0.152	0.035
1117	4816	0.145	0.031
1118	4837	0.153	0.028
1207	4837	0.148	0.031
1208	4837	0.140	0.029
1217	1898	0.161	0.022
1218	1898	0.154	0.022
1307	4831	0.149	0.031
1308	4836	0.154	0.030
1317			
1318			
1407	4834	0.146	0.031
1408	3406	0.133	0.023
1417	2939	0.142	0.036
1418	4837	0.141	0.030
2008			
1107	7029	0.141	0.046
1108	7211	0.158	0.045
1117	7248	0.149	0.040
1118	7258	0.155	0.037
1207	6728	0.152	0.041
1208	7237	0.140	0.039
1217	7259	0.149	0.040
1218	7256	0.142	0.040
1307	7258	0.152	0.041
1308	7255	0.156	0.039
1317			
1318			
1407	6250	0.145	0.040
1408	3404	0.149	0.034
1417	7162	0.150	0.044
1418	7258	0.144	0.038

Tabella 3.2: La tabella riporta nelle quattro colonne rispettivamente: il nome della sonda, il numero di dati utilizzabili, la media e la deviazione standard corrispondente. La prima metà della tabella riguarda l'anno 2007, la seconda il 2008. La tabella é relativa alle sonde poste ad una profondità di 600 mm.

3.2 Distribuzione delle precipitazioni negli anni 2007 e 2008

Nel medesimo posto ove sono disposte le sonde TDR, vi é pure una stazione meteorologica che colleziona i dati ad ogni ora. La stazione é inoltre connessa al servizio agro-meteorologico regionale della regione Piemonte. Nelle figure 3.2 e 3.3 si mostrano le precipitazioni giornaliere espresse in mm al giorno per gli anni 2007 e 2008 rispettivamente. Il 2008 é stato un anno molto piú piovoso del 2007 con una precipitazione totale di 1202 mm rispetto ai 770 mm del 2007.

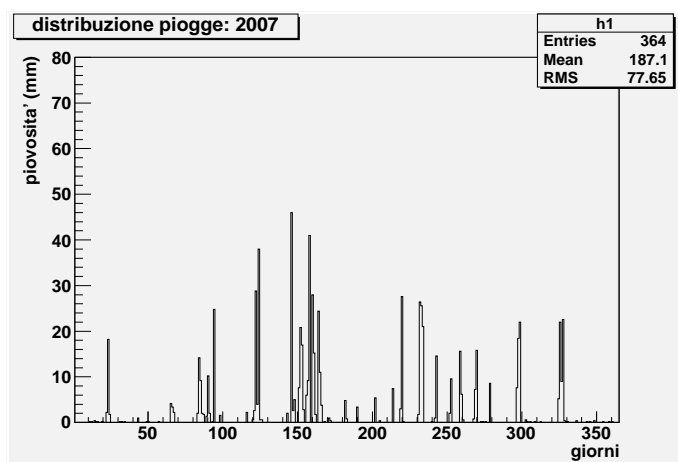


Figura 3.2: Distribuzione giornaliera della pioggia nell'anno 2007. La precipitazione é espressa in mm al giorno.

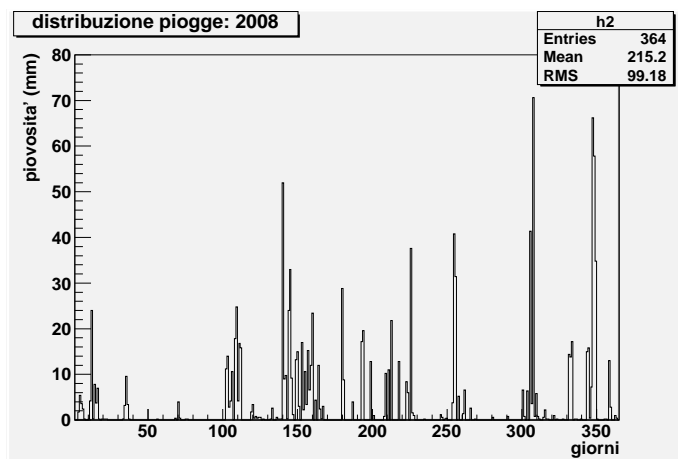


Figura 3.3: Distribuzione giornaliera della pioggia nell'anno 2008. La precipitazione é espressa in mm al giorno.

3.3 Distribuzioni in classi di frequenza

Dalla figura 3.4 alla figura 3.18 sono mostrati gli istogrammi delle distribuzioni dei valori di umidità raccolti dalle sonde poste a 300 mm, in nero i valori corrispondenti all'anno 2007 mentre in rosso quelli pertinenti all'anno 2008. Le figure dalla 3.19 alla 3.32 mostrano istogrammi simili per le sonde poste a 600 mm.

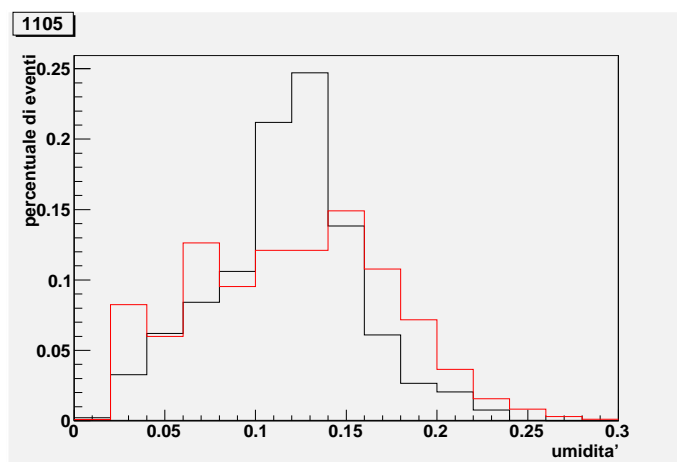


Figura 3.4: Distribuzione delle frequenze della sonda 1105. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

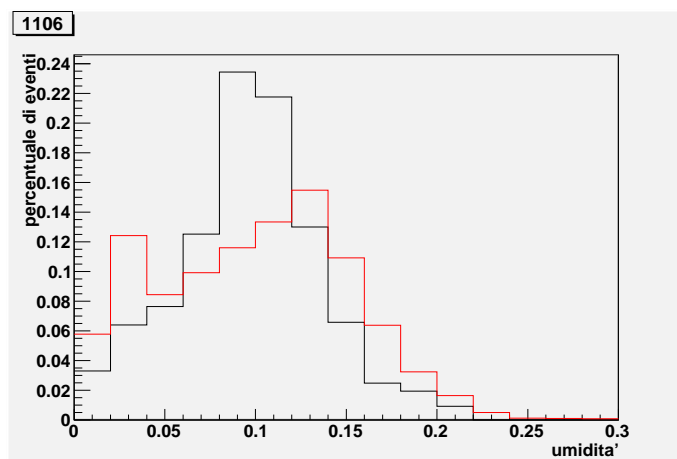


Figura 3.5: Distribuzione delle frequenze della sonda 1106. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

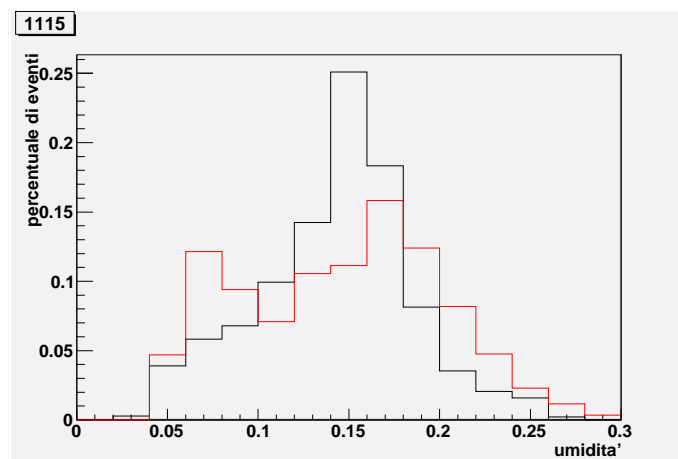


Figura 3.6: Distribuzione delle frequenze della sonda 1115. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

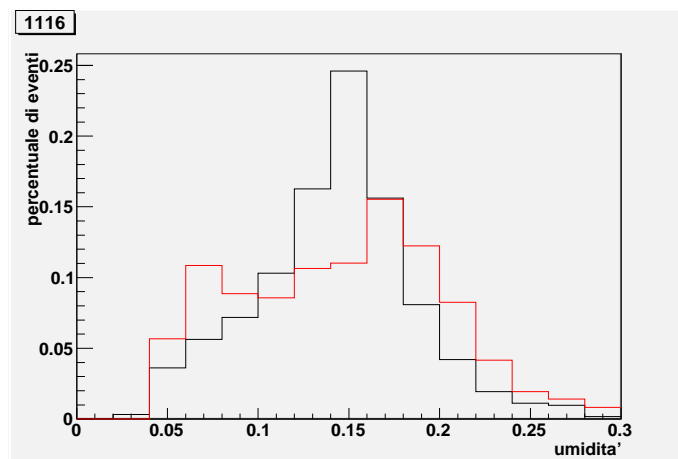


Figura 3.7: Distribuzione delle frequenze della sonda 1116. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

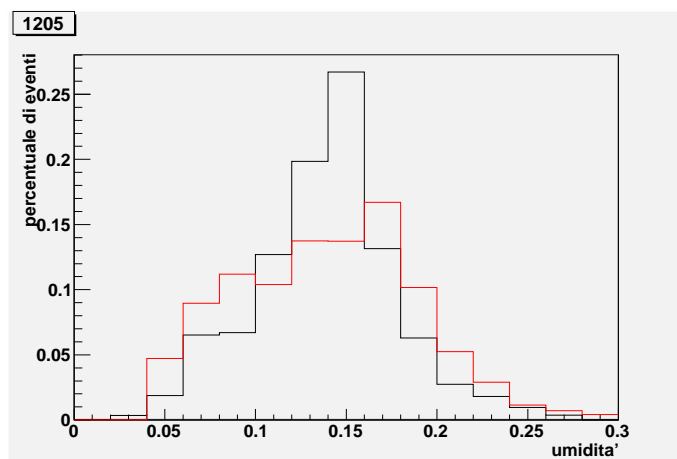


Figura 3.8: Distribuzione delle frequenze della sonda 1205. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

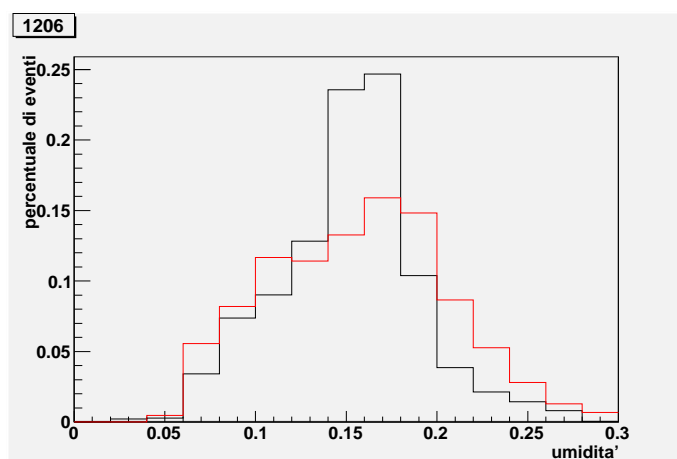


Figura 3.9: Distribuzione delle frequenze della sonda 1206. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

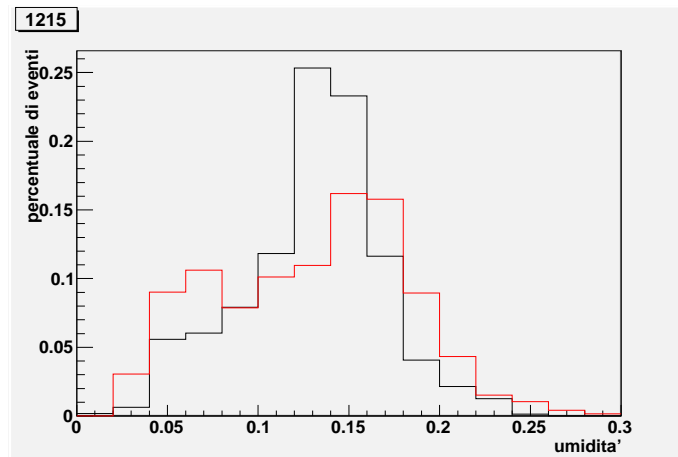


Figura 3.10: Distribuzione delle frequenze della sonda 1215. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

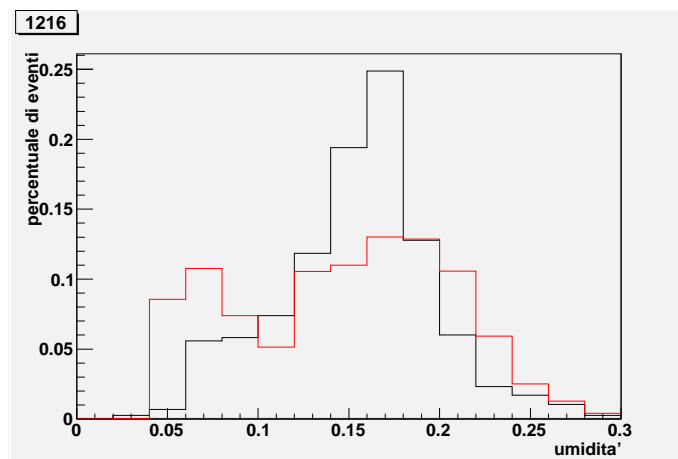


Figura 3.11: Distribuzione delle frequenze della sonda 1216. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

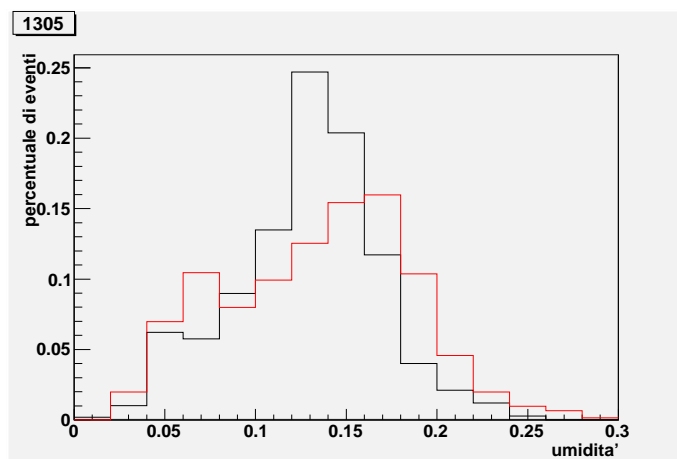


Figura 3.12: Distribuzione delle frequenze della sonda 1305. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

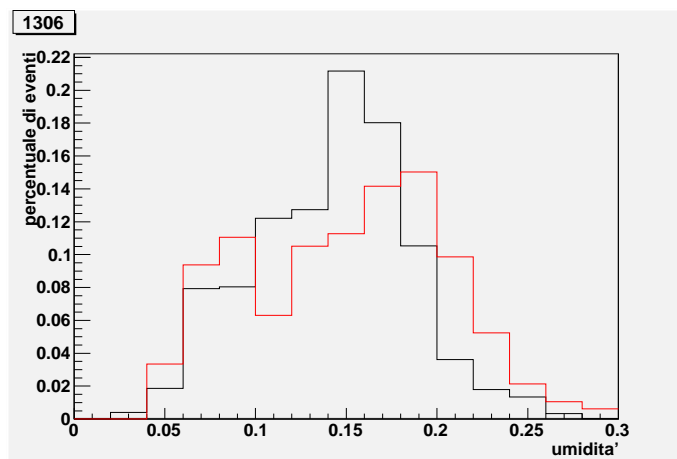


Figura 3.13: Distribuzione delle frequenze della sonda 1306. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

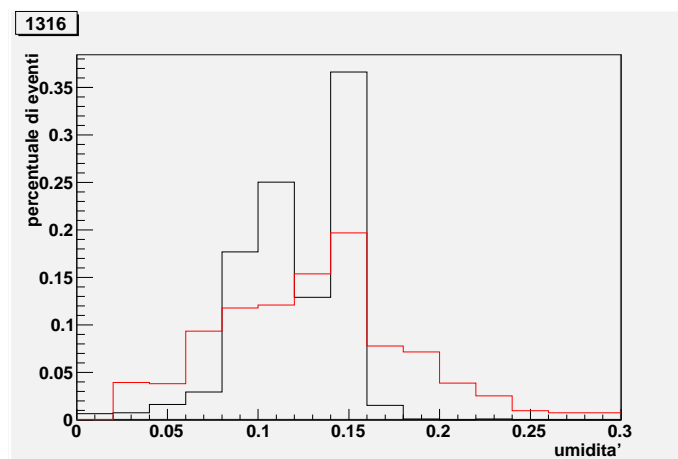


Figura 3.14: Distribuzione delle frequenze della sonda 1316. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

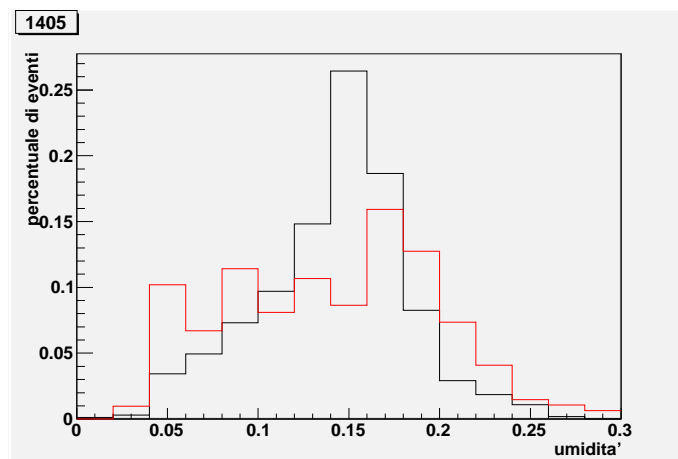


Figura 3.15: Distribuzione delle frequenze della sonda 1405. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

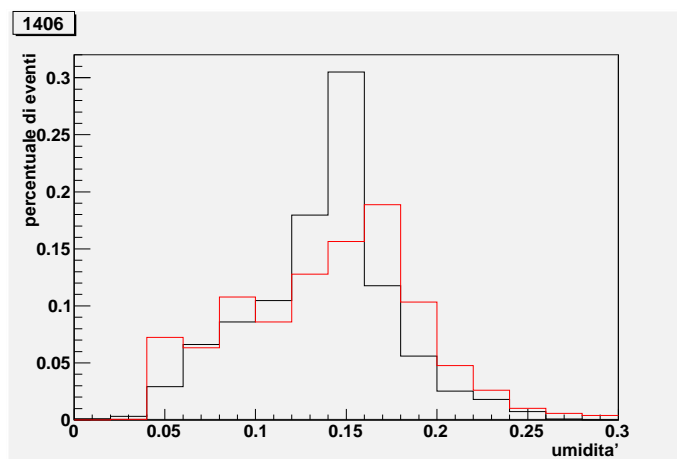


Figura 3.16: Distribuzione delle frequenze della sonda 1406. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

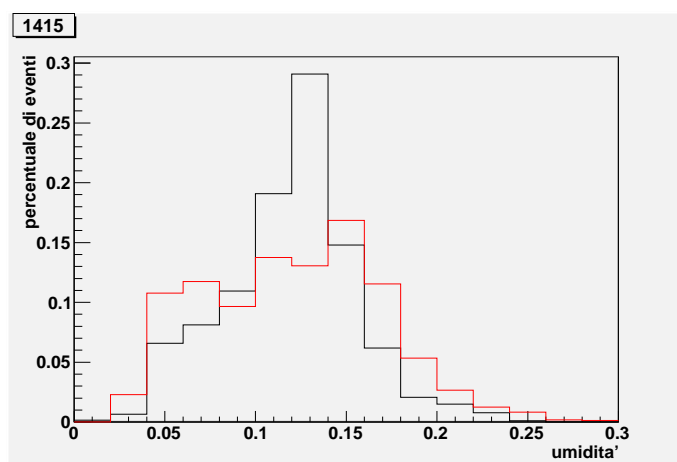


Figura 3.17: Distribuzione delle frequenze della sonda 1415. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

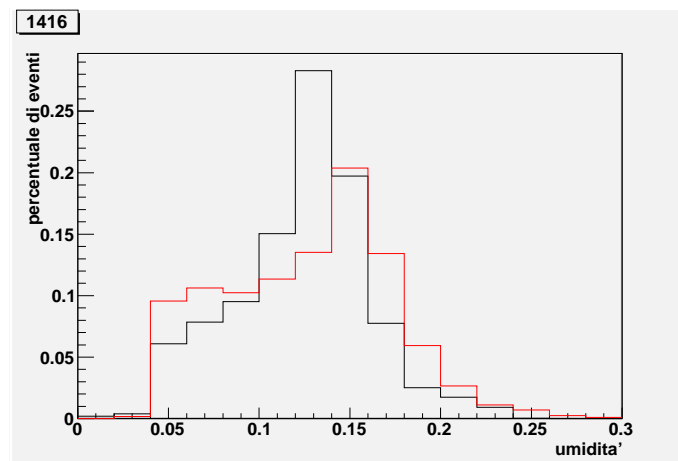


Figura 3.18: Distribuzione delle frequenze della sonda 1416. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

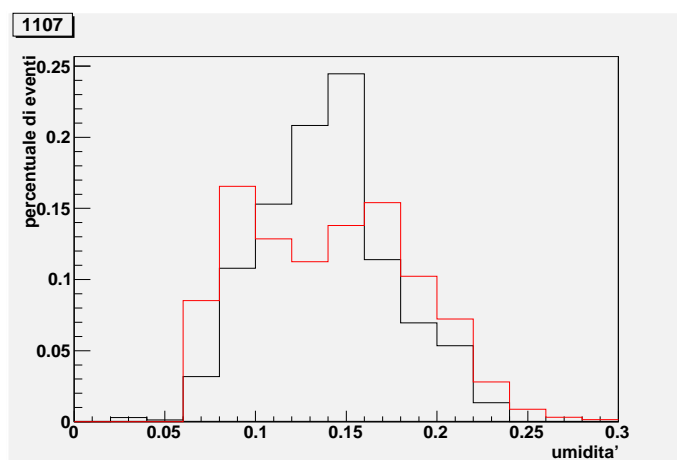


Figura 3.19: Distribuzione delle frequenze della sonda 1107. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

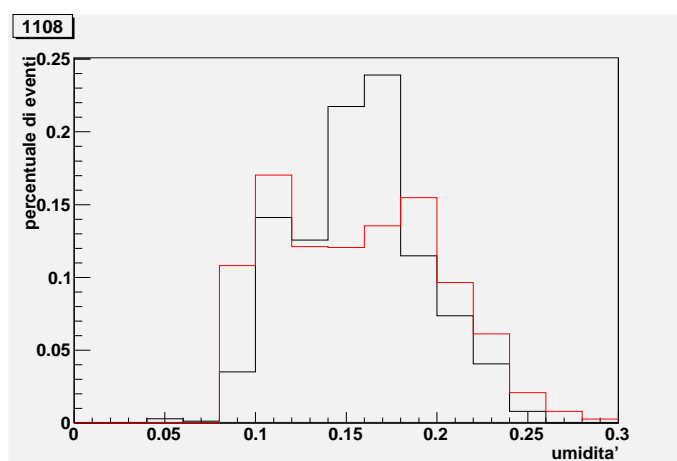


Figura 3.20: Distribuzione delle frequenze della sonda 1108. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

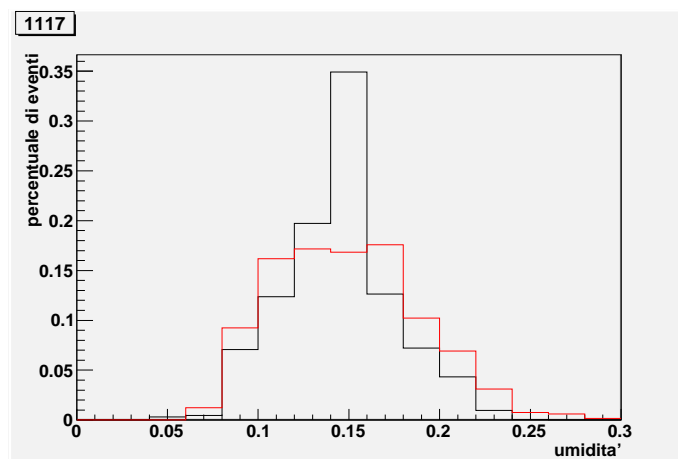


Figura 3.21: Distribuzione delle frequenze della sonda 1117. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

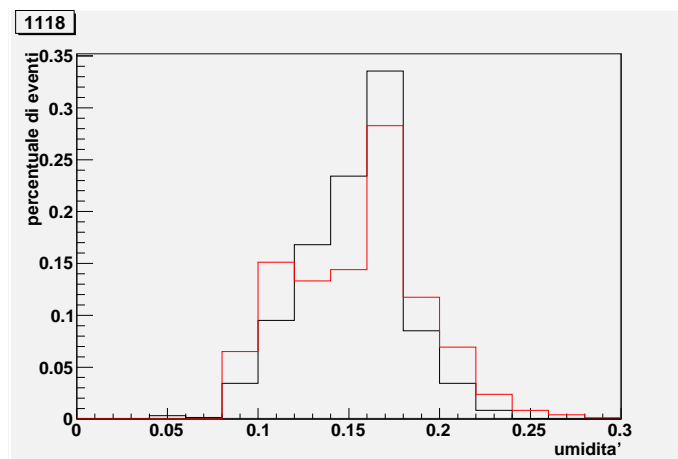


Figura 3.22: Distribuzione delle frequenze della sonda 1118. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

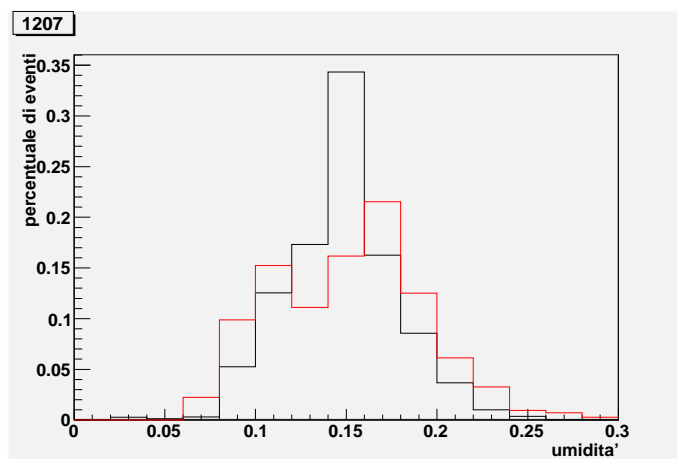


Figura 3.23: Distribuzione delle frequenze della sonda 1207. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

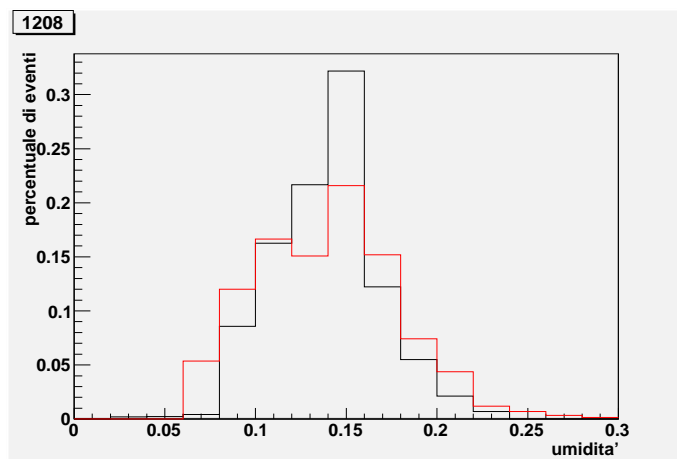


Figura 3.24: Distribuzione delle frequenze della sonda 1208. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

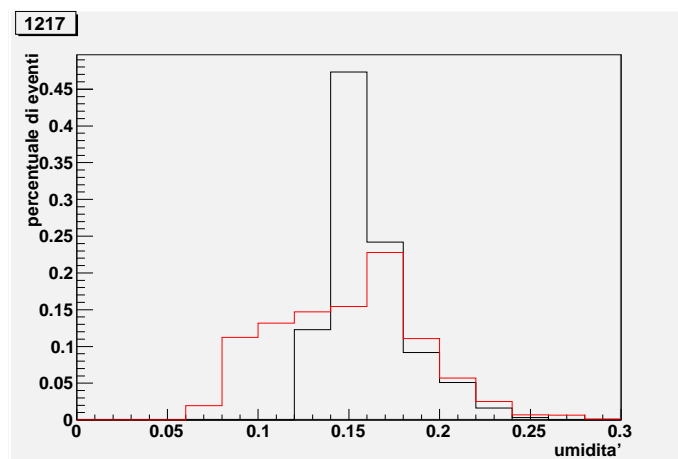


Figura 3.25: Distribuzione delle frequenze della sonda 1217. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

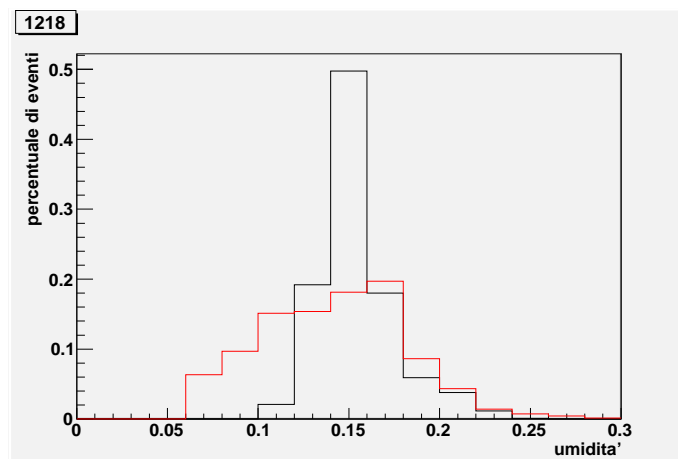


Figura 3.26: Distribuzione delle frequenze della sonda 1218. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

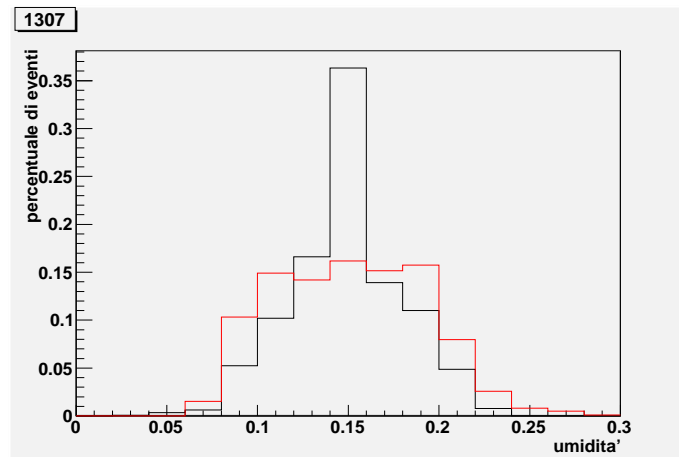


Figura 3.27: Distribuzione delle frequenze della sonda 1307. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

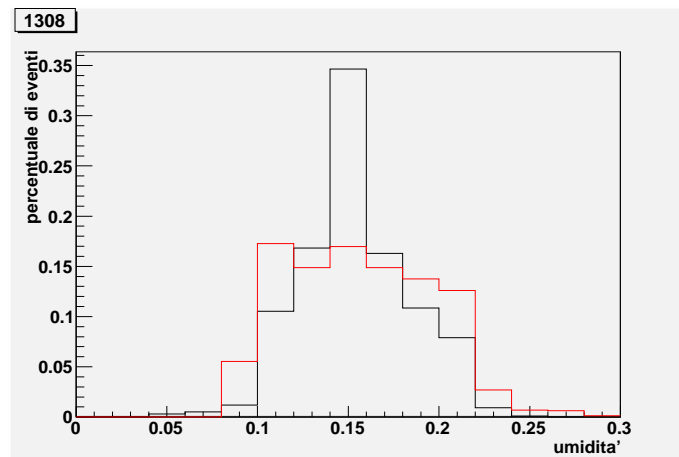


Figura 3.28: Distribuzione delle frequenze della sonda 1308. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

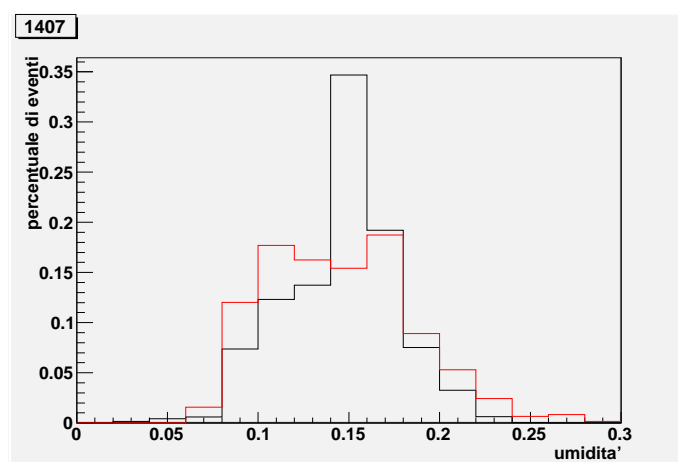


Figura 3.29: Distribuzione delle frequenze della sonda 1407. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

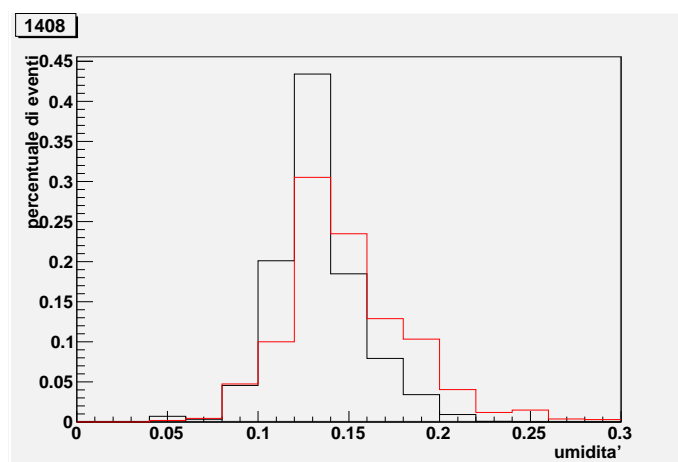


Figura 3.30: Distribuzione delle frequenze della sonda 1408. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

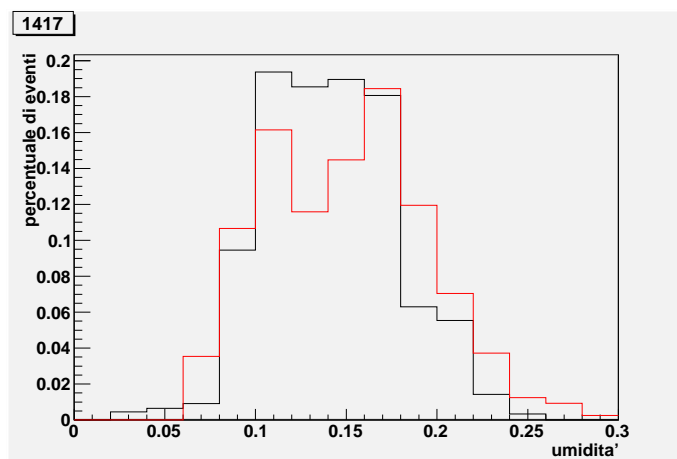


Figura 3.31: Distribuzione delle frequenze della sonda 1417. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

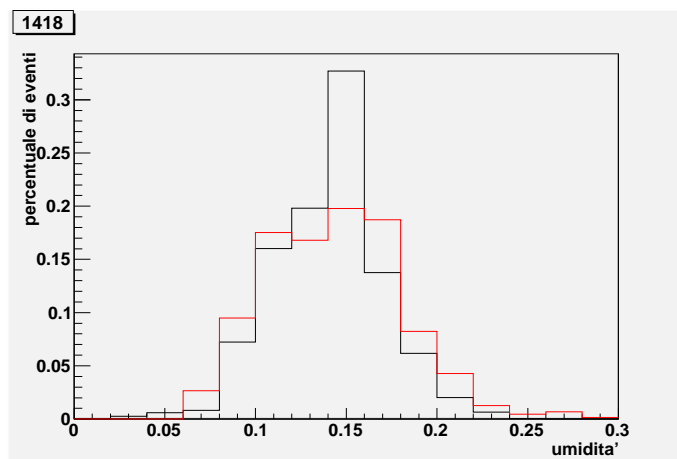


Figura 3.32: Distribuzione delle frequenze della sonda 1418. L'istogramma di colore nero corrisponde ai dati raccolti nel 2007, quello rosso ai dati del 2008.

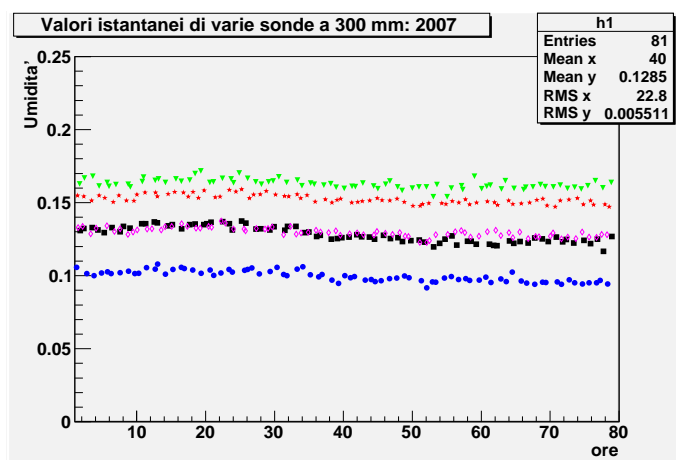


Figura 3.33: Valori istantanei raccolti da 5 sonde (ogni colore rappresenta una sonda) poste a 300 mm di profondità

3.3.1 Commenti

Osservando i dati delle medie delle tabelle 3.1 e 3.2, nonché le distribuzioni precedentemente mostrate si ricava la conclusione che l'umidità del terreno nell'anno 2008 è superiore al 2007. Questo è in accordo con i dati di piovosità che mostrano chiaramente che l'anno 2008 è stato molto più piovoso del 2007. L'osservazione delle distribuzioni di frequenza precedenti rileva che i risultati delle varie sonde non sono molto compatibili fra di loro. La ragione sta nel fatto che i risultati delle singole sonde sono affette da errori sistematici. Ciò si può meglio capire guardando la figura 3.33. In essa sono riportati i dati istantanei raccolti da varie sonde (ogni colore rappresenta una sonda diversa) lungo un periodo di 80 ore durante un periodo senza pioggia. In questo breve periodo l'umidità del terreno non può cambiare, le differenze da una misura all'altra dovrebbero essere determinate da effetti di rumore. I valori di tutte le sonde quindi dovrebbe essere più o meno gli stessi. La figura mostra invece che i dati delle sonde si dispongono su valori differenti mostrando che le sonde sono affette da errori sistematici.

La figura 3.34 mostra la distribuzione degli scarti dal valore medio di due sonde. I dati sono presi per un periodo lungo 160 ore privo di precipitazioni piovose. In questa maniera è stato eliminato il possibile errore sistematico evidenziato nel paragrafo precedente. Le distribuzioni degli scarti evidenziano che le sonde (a parte il problema dei differenti valori di offset) si comportano in maniera consistente.

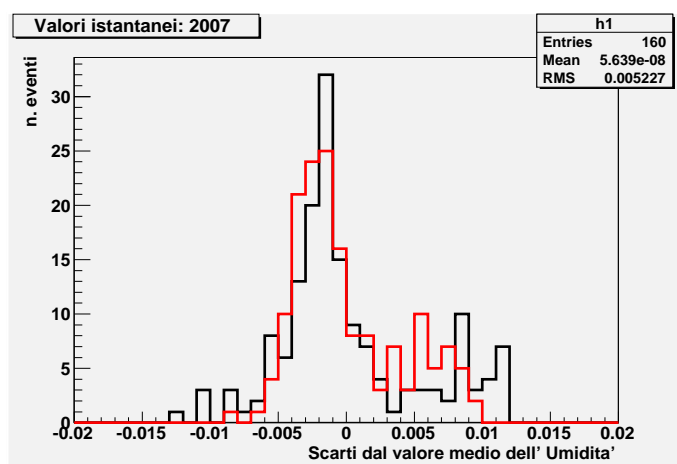


Figura 3.34: Distribuzione degli scarti dell'umidità dal valore medio per due differenti sonde (istogrammi in nero e in rosso).

3.4 Distribuzioni delle medie aritmetiche e delle deviazioni standard

Nella figura 3.35 é mostrato per la profonditá di 300 mm il rapporto tra la deviazione standard e la media aritmetica dei dati raccolti da tutte le sonde attive nello stesso istante ¹ verso la media stessa. I punti neri corrispondono all'anno 2007, quelli blu all'anno 2008. Sostanzialmente la distribuzione dei punti nei due anni é molto simile. Il rapporto tra deviazione standard (σ) il valore medio dell'umiditá ($\bar{\theta}$) varia in funzione dell'umiditá media secondo la seguente funzione fenomenologica:

$$\frac{\sigma}{\bar{\theta}} \sim \frac{0.015}{\bar{\theta}} \quad (3.1)$$

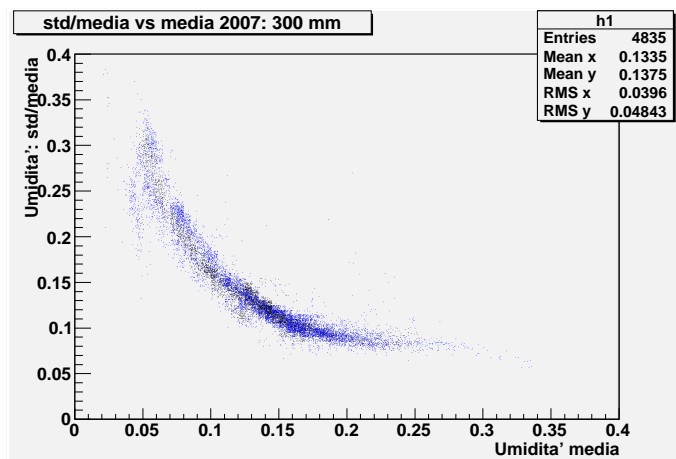


Figura 3.35: Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umiditá verso la media stessa per le sonde a 300 mm. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in nero si riferiscono all'anno 2007, quelli blu all'anno 2008.

La figura 3.36 si riferisce invece alle sonde poste a 600 mm. I punti rossi corrispondono all'anno 2007, quelli verdi all'anno 2008. In questo caso i punti sono disposti in maniera diversa rispetto alle sonde poste a 300 mm. Adesso i valori del rapporto hanno una dinamica molto limitata al variare del valore medio dell'umiditá.

Nelle figure 3.37 e 3.38 sono mostrati gli stessi dati ma illustrati per un singolo anno e per i due valori di profonditá. In questi grafici é ben evidente l'effetto della soppressione dell'umiditá quando si passa da 300 mm a 600 mm.

¹Si intendono dati presi nello stesso istante dati raccolti entro una finestra temporale di 20 minuti tra il dato della prima sonda e quello dell'ultima.

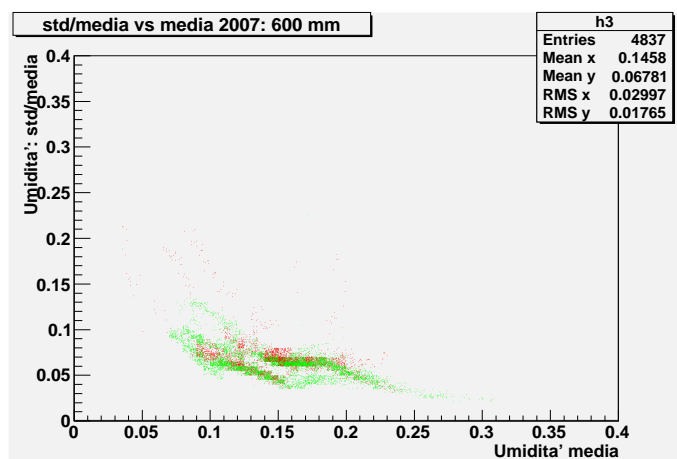


Figura 3.36: Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 600 mm. La media (e la deviazione standard) è calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in rosso si riferiscono all'anno 2007, quelli verdi all'anno 2008.

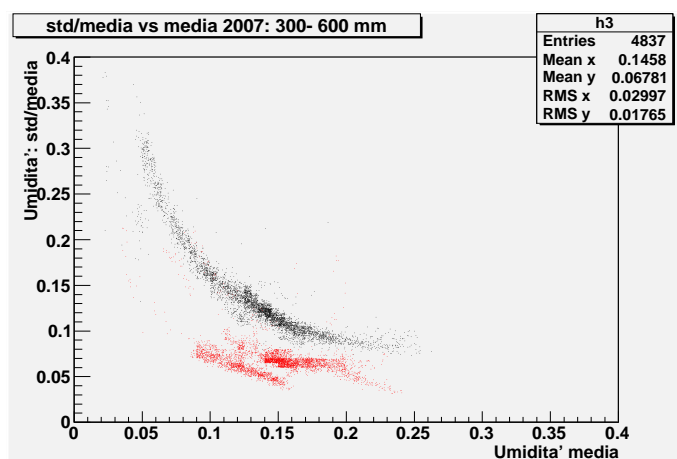


Figura 3.37: Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 300 e 600 mm e per l'anno 2007. La media (e la deviazione standard) è calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in nero si riferiscono alle sonde poste a 300 mm, quelli rossi a quelle poste a 600 mm.

3.4. DISTRIBUZIONI DELLE MEDIE ARITMETICHE E DELLE DEVIAZIONI STANDARD45

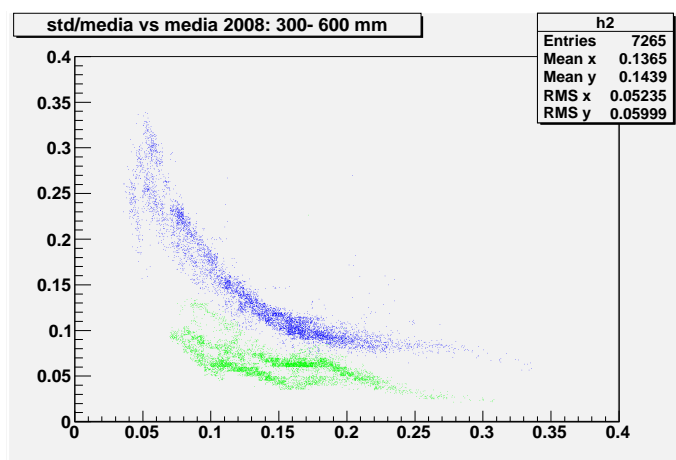


Figura 3.38: Distribuzione del rapporto tra deviazione media e la media dell'umidità verso la media stessa per le sonde a 300 e 600 mm e per l'anno 2008. La media (e la deviazione standard) é calcolata utilizzando i dati istantanei provenienti da tutte le sonde attive. I punti in blu si riferiscono alle sonde poste a 300 mm, quelli verdi a quelle poste a 600 mm.

Le figure da 3.39 a 3.42 mostrano i valori medi delle sonde (punti neri) al variare dei campionamenti, nonché le deviazioni standard (punti rossi).

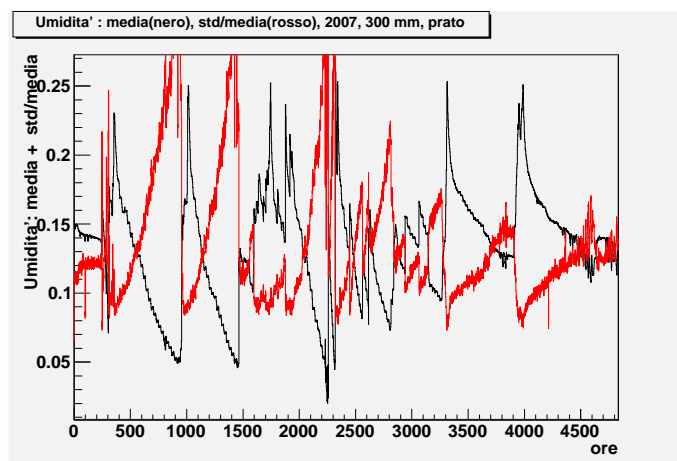


Figura 3.39: I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2007 e per la profondità di 300 mm.

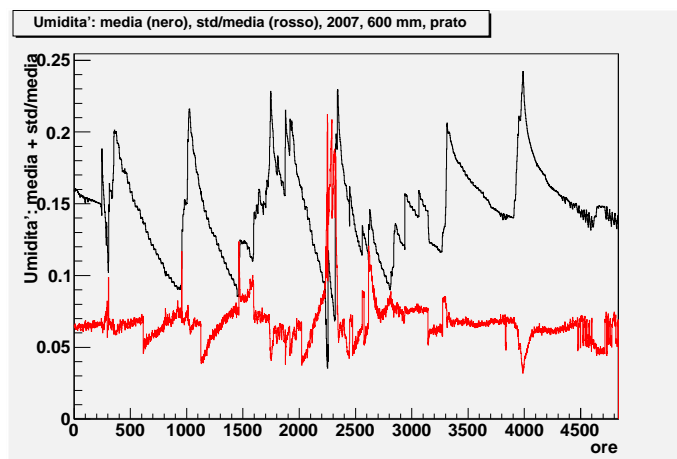


Figura 3.40: I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2007 e per la profondità di 600 mm.

3.4. DISTRIBUZIONI DELLE MEDIE ARITMETICHE E DELLE DEVIAZIONI STANDARD47

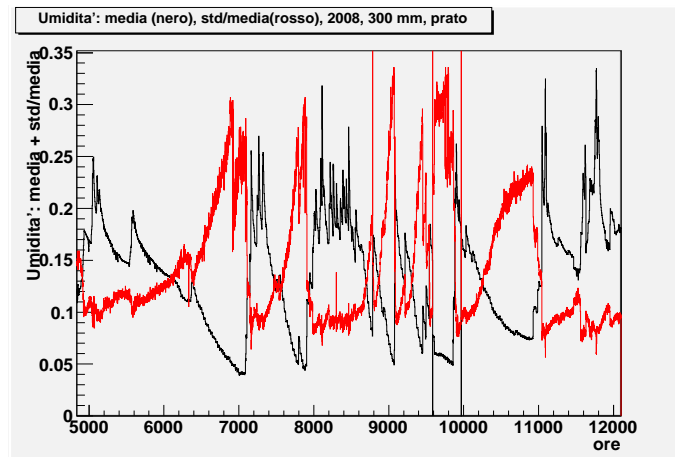


Figura 3.41: I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2008 e per la profondità di 300 mm.

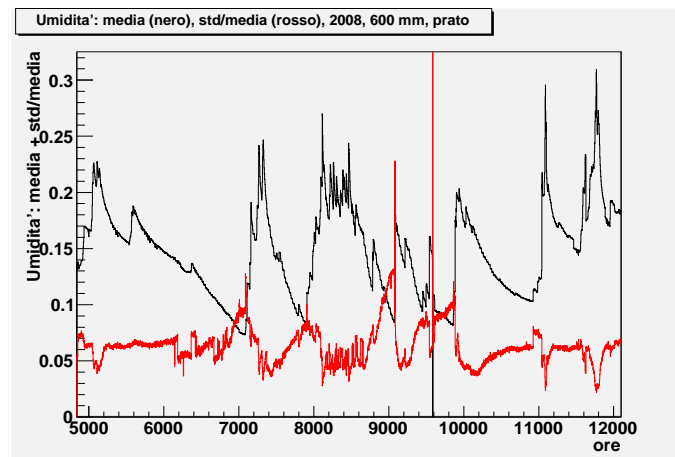


Figura 3.42: I punti neri rappresentano i valori medi di umidità al variare dei campionamenti, quelli rossi rappresentano invece i valori di deviazione standard. I dati sono per l'anno 2008 e per la profondità di 600 mm.

Capitolo 4

Modelli di evoluzione temporale dell'umidità

Nel corso degli anni sono stati proposti diversi modelli per trattare il contenuto d'acqua nel suolo. Essi variano dalla soluzione dell'equazione di Richards, una rappresentazione classica della dinamica all'interno di suoli non saturi, all'uso di modelli semplificati che descrivono il contenuto medio dell'acqua all'interno di uno strato di suolo. Nei paragrafi sottostanti di questo capitolo, dapprima introdurremo brevemente l'equazione di Richards [9] e poi discuteremo alcuni esempi di modelli semplificati. Per una trattazione degli argomenti descritti in questo capitolo si vedano le seguenti pubblicazioni [7], [8].

4.1 Equazione di Richards

La pioggia, una volta raggiunto il suolo, penetra, almeno in parte, nella sua struttura superficiale ed inizia un movimento dentro di esso. Se la matrice del terreno è satura tale processo viene chiamato *filtrazione*, nel caso di una matrice non satura si chiama invece *infiltrazione*.

La relazione base per la trattazione del moto idrico nel sottosuolo in un mezzo saturo è la *legge di Darcy*. Essa esprime un legame di proporzionalità diretta tra la velocità di filtrazione in un mezzo saturo e la perdita di energia subita dalla corrente liquida durante il moto all'interno di un tubo di flusso:

$$v_s = -K \frac{dH}{ds} = -K \frac{dh}{ds}. \quad (4.1)$$

v_s è la velocità media del flusso idrico all'interno del tubo di flusso, ds uno spostamento lungo il tubo di flusso, K è la conduttività

idraulica, H é l'energia totale del fluido per unità di peso nel punto considerato, mentre h é la quota piezometrica. L'uguaglianza tra H ed h nella seconda eguaglianza proviene dalla assunzione di un movimento lento (energia cinetica trascurabile).

Nel caso di terreno non saturo i processi di propagazione dell'acqua seguono una dinamica in parte diversa. Il bilancio energetico é dato da:

$$H = h + \psi \quad (4.2)$$

ove ψ é il potenziale di ritenzione capillare, equivalente all'altezza di colonna d'acqua necessaria per equilibrare la forza di aspirazione che si origina dalla ritenzione stessa. Sostituendo la formula esplicita di H nell'equazione di Darcy si ottiene:

$$v_z = -K \frac{\partial(h + \psi)}{\partial z} = -K \left(\frac{dh}{dz} + \frac{d\psi}{d\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} \right) \quad (4.3)$$

e quindi:

$$v_z = -K - K \frac{d\psi}{d\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} = - \left(K + D \frac{\partial\theta}{\partial z} \right) \quad (4.4)$$

ove $D = K d\psi/d\theta$ é chiamata diffusività dell'acqua nel suolo. Infine si può scrivere la seguente equazione:

$$\frac{d}{dt} \int_V \rho_w \theta dV + \int_A \rho_w v_z dA = 0 \quad (4.5)$$

che é l'equazione di bilancio di massa applicato al volume V delimitato dal tubo di flusso aventi come basi le superficie A . In (4.5) il primo termine esprime la variazione nel tempo della massa liquida immagazzinata nel volume di controllo, il secondo termine invece rappresenta il flusso netto di acqua attraverso la superficie del volume di controllo. Se si sviluppa l'equazione (4.5) per un volume V infinitesimo si ha:

$$\rho_w dx dy dz \frac{\partial\theta}{\partial t} + \rho_w dx dy dz \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (4.6)$$

dividendo per $\rho_w dx dy dz$ si ottiene:

$$\frac{\partial v_z}{\partial z} + \frac{\partial\theta}{\partial t} = 0 \quad (4.7)$$

Derivando rispetto a z l'equazione (4.4) e combinando il risultato con l'equazione (4.7) si ottiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K + D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (4.8)$$

che rappresenta la forma monodimensionale dell' *equazione di Richards*. Essa rappresenta l'equazione di evoluzione nel tempo e nello spazio dell'umidità in un mezzo poroso insaturo. L'integrazione di (4.8) necessita di un intenso calcolo computazionale, inoltre vi sono numerosi problemi operativi collegati alla necessità di specificare le condizioni iniziali di θ e le condizioni al contorno connesse al volume di acqua disponibile per infiltrazione e la conducibilità idraulica nella sezione delimitante il tubo di flusso nel sottosuolo. Alcuni autori per ovviare a tali problemi hanno introdotto delle semplificazioni all'equazione di Richards. Per esempio assumendo i termini K e D costanti e indipendenti dall'umidità del suolo θ , l'equazione (4.8) diventa:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (4.9)$$

risolvendola si ottiene il modello di Horton [10].

4.2 Modelli a scatola: box model

Questi modelli forniscono una rappresentazione approssimata e a grana grossa dell'umidità media del suolo e dei flussi idrici associati. Come esempi tipici si descriveranno brevemente i modelli di Milly [11], Kim *et al.* [12] e Laio *et al.* [13]. Tutti questi modelli sono basati sulla seguente espressione generale:

$$Z \frac{d\theta}{dt} = I(\theta, r) - E(\theta) - L(\theta) \quad (4.10)$$

ove θ , come al solito, è il contenuto in acqua nel suolo mediata lungo la zona delle radici ($0 \leq \theta \leq \eta$, ove η è la porosità del suolo), Z è la profondità dello strato di suolo, t il tempo espresso in giorni. r è la piovosità giornaliera, $I(\theta, r)$ è la velocità di infiltrazione piovosa, $E(\theta)$ rappresenta l'evapotraspirazione (cioè le perdite d'acqua dovute a evaporazione dal suolo e traspirazione delle piante), $L(\theta)$ rappresenta le perdite gravitazionali. L'equazione (4.10) rappresenta la dinamica dell'umidità media in uno strato di suolo su scala giornaliera, essa non risolve il ciclo diurno di evapotraspirazione. Nessuno dei tre modelli inoltre include variazioni delle condizioni meteorologiche con frequenza inferiore al giorno. In tutti i modelli la struttura verticale dello strato non è risolta (strato uniforme), la

diffusione orizzontale dell'acqua é trascurata. L'equazione non presume di spiegare variazioni spaziali dell'umidità, da cui il nome di *box model* dato a questo tipo di modelli.

4.2.1 Modello di Milly

In questo modello la velocità di infiltrazione, I , viene assunta eguale alla frequenza della pioggia. Il contenuto idrico del suolo non può superare il livello θ_{fc} , chiamato capacità di ritenzione idraulica *field capacity*. Nel momento in cui $\theta > \theta_{fc}$ non avviene più infiltrazione. L'eccesso d'acqua lascia il sistema. Il termine L non é esplicitamente rappresentato, sopra il valore θ_{fc} le perdite sono assunte istantanee e l'umidità é mantenuta pari a θ_{fc} . Il termine di evapotraspirazione annuale può assumere la seguente forma:

$$E(\theta) = \tilde{E}(\theta) \sin\left(\pi \frac{t}{T_N}\right) \quad (4.11)$$

che risulta in evapotraspirazione nulla il primo di gennaio e massima il 2 di luglio, $T_N = 365$ giorni (periodo della modulazione) e t é il tempo espresso in giorni. Nel modello di Milly $\tilde{E}(\theta) = \text{costante}$. Le perdite per evapotraspirazione ritenute costanti, cessano soltanto quando il suolo é completamente secco ($\theta = 0$).

4.2.2 Modello di Kim

Questo modello include una esplicita rappresentazione della traspirazione delle piante. La formulazione originale dell'infiltrazione é derivata dalla equazione di Richards adottando una soluzione approssimata. Tale formulazione include l'effetto di stagnazione dell'acqua sulla superficie quando la pioggia eccede la conduttività idraulica saturata. Tale fatto rallenta il fenomeno dell'infiltrazione. Per rappresentare la traspirazione delle piante, il modello di Kim include una dipendenza lineare della velocità di evapotraspirazione dalla umidità:

$$\tilde{E} = E_{max} \frac{\theta}{\eta} \quad (4.12)$$

ove E_{max} é il valore della evapotraspirazione alla saturazione. Il modello rappresenta le perdite L mediante una legge di potenza:

$$L = K \left(\frac{\theta}{\eta}\right)^{c+1} \quad (4.13)$$

ove K é la conduttività idraulica in saturazione, mentre c é legata all'indice m della distribuzione delle dimensioni dei pori: $c = 2(1 + m)/m$.

4.2.3 Modello di Laio

Nel modello introdotto da Laio *et al.*, la velocità di infiltrazione I é assunta uguale alla pioggia fino alla saturazione dello strato di terreno. Quando la saturazione é raggiunta, l'acqua in eccesso viene persa dal sistema. L'evapotraspirazione, \tilde{E} , si assume che vari con il contenuto d'acqua del suolo nella seguente maniera:

$$\tilde{E} = \begin{cases} 0 & \text{se } \theta \leq \theta_w \\ E_{max} \frac{\theta - \theta_w}{\theta^* - \theta_w} & \text{se } \theta_w < \theta \leq \theta^* \\ E_{max} & \text{se } \theta > \theta^* \end{cases} \quad (4.14)$$

Quando l'umidità é sufficientemente elevata ($\theta = \theta^*$) per le piante tanto da essere completamente attive (stomi totalmente aperti), si assume che la traspirazione sia massima e avvenga ad una velocità costante E_{max} . Quando invece l'umidità del suolo é inferiore al valore critico, θ^* , le piante iniziano a chiudere i loro stomi per ridurre la traspirazione. Quando l'umidità decresce al di sotto di un'altra soglia θ_w , denominato il punto di avvizzimento, le piante chiudono completamente i loro stomi e la traspirazione cessa. Consistentemente con questo comportamento, si assume che \tilde{E} decresca linearmente con θ da $\tilde{E}(\theta^*) = E_{max}$ a $\tilde{E}(\theta_w) = 0$ mm/d. In questo modello, le perdite d'acqua avvengono soltanto se il contenuto d'acqua va oltre la capacità di ritenzione del suolo, θ_{fc} . Quando $\theta > \theta_{fc}$, le perdite di infiltrazione crescono esponenzialmente da un valore nullo quando $\theta = \theta_{fc}$ fino ad un valore pari alla conduttività idraulica, K , in condizioni di saturazione ($\theta = \eta$):

$$L = K \frac{e^{\frac{\beta}{\eta}(\theta - \theta_{fc})} - 1}{e^{\frac{\beta}{\eta}(\eta - \theta_{fc})} - 1}, \quad (4.15)$$

ove β é un coefficiente per l'esponenziale.

4.3 Modello di Milly applicato ai dati di Grugliasco

É stato impiegato il modello di Milly per simulare lo sviluppo dell'umidità nel terreno del campo sperimentale di Grugliasco. I

risultati ottenuti sono stati confrontati con i dati sperimentali già descritti nel capitolo 3. La formula 4.10 é stata semplificata in:

$$Z \frac{d\theta}{dt} = r(t) - E_{max} \sin\left(\pi \frac{t}{T_N}\right) \quad (4.16)$$

con $r(t)$ precipitazione giornaliera (espressa in mm al giorno), $T_N = 365$ giorni, $E_{max} = 4.9$ evapotraspirazione massima.

L'equazione 4.16 é stata integrata:

$$\int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} d\theta = \frac{r}{Z} \int_{t_i}^{t_{i+1}} dt - \frac{E_{max}}{Z} \int_{t_i}^{t_{i+1}} \sin\left(\pi \frac{t}{T_N}\right) dt \quad (4.17)$$

e risulta:

$$\theta_{i+1} = \theta_i + \frac{r}{Z}(t_{i+1} - t_i) - \frac{E_{max}T_N}{Z\pi} \left(\cos\left(\pi \frac{t_{i+1}}{T_N}\right) - \cos\left(\pi \frac{t_i}{T_N}\right) \right) \quad (4.18)$$

Pertanto i valori di input sono lo svolgere del tempo (variabile t) e la precipitazione giornaliera r . In questa simulazione non ci sono parametri aggiustati, ma tutti quanti sono fissati fin dall'inizio. Se durante il calcolo l'umidità assume valori negativi, il valore dell'umidità viene ripristinato a zero, se invece il calcolo porta a valori superiori al valore massimo pari 0.45 (pari alla porosità del suolo), il valore dell'umidità é riportato a questo valore massimo.

I risultati così ottenuti per l'anno 2007 sono mostrati in figura 4.1.

Dati e simulazione differiscono pesantemente, nonostante ciò si possono trarre alcune interessanti osservazioni. La simulazione segue bene i dati reali nei primi 30 giorni, successivamente, la mancanza di precipitazione fa sí che il termine di evapotraspirazione abbia il sopravvento su quello dovuto alla precipitazione. Rapidamente la simulazione porta a "seccare" il terreno fino a valori prossimi allo zero per il valore di umidità. Nell'intervallo temporale tra il settantesimo e il centocinquantesimo giorno la simulazione riesce a seguire i picchi di umidità dovuti alle precipitazioni ma non a ripristinare il valore medio di umidità. Tra il centocinquantesimo e il duecentesimo giorno circa, si ha un periodo molto piovoso, in questo caso il primo termine dell'equazione relativo alla precipitazione ha il sopravvento sul termine di evapotraspirazione, si ottengono valori record pari al valore di porosità del suolo. L'umidità reale del suolo rimane invece su valori più contenuti. Dal duecentesimo giorno fino alla fine dell'anno si riscontra lo stesso tipo di comportamento.

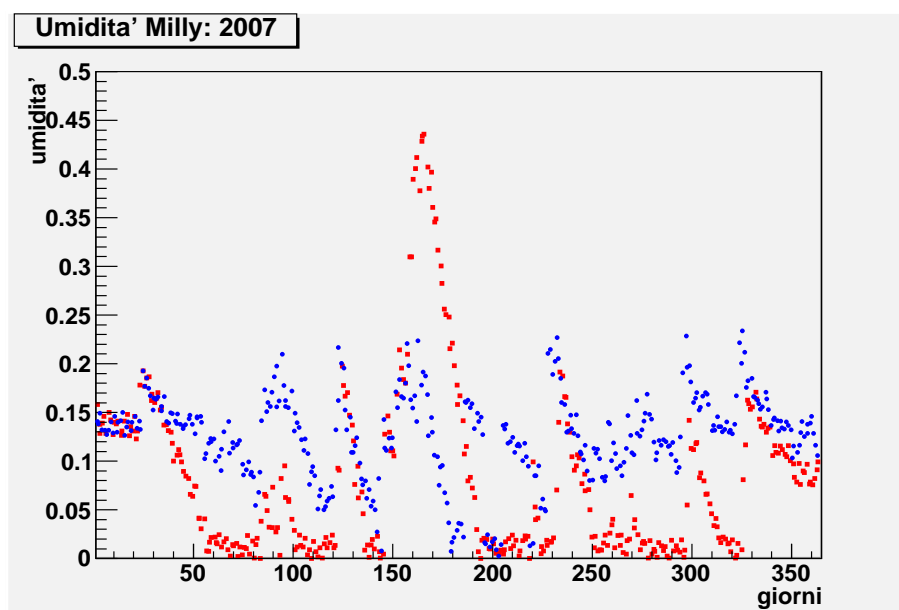


Figura 4.1: I punti blu sono i dati di umidità giornaliera raccolti nell'anno 2007; i punti rossi il risultato della simulazione.

Riassumendo, questa simulazione così semplificata (giocano un ruolo solo le precipitazioni e l'evapotraspirazione massima) riesce solo a descrivere parzialmente i picchi delle precipitazioni se ben spaziate nel tempo tra loro. Diversamente lunghi periodi senza piogge oppure periodi con precipitazioni frequenti non sono descritte bene, il modello porta o rapidamente ad avere nel primo caso un terreno secco ($\theta = 0$) oppure un terreno completamente imbibito ($\theta = \eta$). In altri termini al modello mancano dei termini che nella realtà ammortizzano il valore dell'umidità, mantenendo il terreno ancora umido a dispetto della mancanza di pioggia o meno umido in presenza di cospicue precipitazioni. Gli altri due modelli descritti in questo capitolo (quello di Kim e di Laio) danno una rappresentazione più realistica della dinamica dell'umidità del suolo perché tengono conto sia delle perdite di acqua dal terreno (termine L nell'equazione 4.10) che di una rappresentazione della evapotraspirazione non con una semplice costante (E_{max}) bensì come una funzione analiticamente più complessa.

Capitolo 5

Conclusioni

La tesi ha preso in esame il problema dell'evoluzione dell'umidità nel terreno. Dapprima nel capitolo 2 si sono descritti i vari metodi usati per misurare i valori di umidità nel suolo. Si é quindi descritto in un qualche dettaglio il metodo della riflettometria nel dominio del tempo, evidenziandone pregi e difetti. Successivamente si é descritto il campo sperimentale di Grugliasco in Piemonte ove un terreno a prato é stato attrezzato con sonde TDR. Si sono quindi presentate le varie tecniche di estrazione dei segnali dalle sonde. Nel capitolo 3 si sono analizzati i dati raccolti negli anni 2007 e 2008, producendo istogrammi di frequenza dell'umidità e grafici bidimensionali che riportano il rapporto della standard deviation con la media di contro alla media dell'umidità stessa. Infine nel capitolo 4 si sono illustrati i metodi con cui si cerca di predire l'evoluzione temporale e spaziale dell'umidità nel suolo. Sono stati descritti sia l'equazione di Richards che tre modelli cosiddetti a box (modello di Milly, Kim e Laio). In particolare si é utilizzato il modello di Milly e i risultati sono stati confrontati con i dati di umidità del 2007. Dal confronto si deduce che tale modello sembra descrivere bene le variazioni di umidità nel terreno a seguito di precipitazioni sparse, non riesce a descrivere l'umidità in periodi di siccità oppure in periodi di frequenti precipitazioni. Questo evidenzia chiaramente che nel terreno vi sono dei meccanismi di ammortizzamento dell'umidità che da una parte impediscono all'acqua di sparire dal terreno troppo velocemente e dall'altra impediscono al terreno di diventare troppo umido. Questi meccanismi vanno ricercati nel fenomeno del ruscellamento e in quello dell'evapotraspirazione delle piante.

Bibliografia

- [1] G.C. Topp, J.L. Annan and A.P. Davis, *Water Resources Research* **16**, 574-582 (1980).
- [2] K. Roth, *et al.*, *Water Resources Research* **26**, 2267-2273 (1990).
- [3] F. Salvato, *Studio delle proprietà idrologiche in suoli agrari*, Tesi di Dottorato di ricerca in Colture Erbacee, Università degli Studi di Bologna, 2006.
- [4] T.J. Heimovaara, *Water Resources Research* **30**, 189-199 (1994).
- [5] I. Bevilacqua, *et al.*, *Sistema di elaborazione delle curve Time Domain Reflectometry per stazioni automatiche di misura del contenuto idrico del suolo*, Convegno di Medio Termine dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria, Belgirate, 22-24 settembre 2011.
- [6] D. Or, *et al.*, *WinTDR Version 6.1 - Soil analysis software users guide*, (USU Soil Physics), Univeristy of Connecticut and Utah State University, 2004.
- [7] M. Baudena, *et al.*, *Journal of Hydrology* **414-415**, 329-340 (2012).
- [8] A. Montanari, *Appunti dalle lezioni del Corso di Modellistica Idrologica*, Facoltà di Ingegneria, Università di Bologna, 2012.
- [9] L.A. Richards, *Journal of Applied Physics* **1**, 318-333 (1931).
- [10] R.E. Horton, *Transaction American Geophysical Union* **14**, 446-460 (1933).
- [11] P.C.D. Milly, *Water Resources Research* **29**, 3755-3758 (1993).
- [12] C. Kim, J. Stricker and P. Torfs, *Water Resources Research* **32**, 3475-3484 (1996).

- [13] F. Laio, *et al.*, *Water Resources Research* **24**, 707-723 (2001).