



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PALERMO

**Dottorato di ricerca in “Idronomia Ambientale”
XXIV CICLO**

**Procedure semplificate per la calibrazione di sensori FDR per la
misura del contenuto idrico del suolo**

Dottorando

Sebastian Accardi

Tutor

Prof. Ing. Giuseppe Provenzano

Co-tutor

Dott. Giovanni Rallo

Coordinatore

Prof. Ing. Giuseppe Giordano

A.A 2012-2013

Indice

1. INTRODUZIONE	3
1.1. Relazioni idriche ed analisi del comportamento dinamico del sistema suolo.....	5
1.2. Sensori per la misura del contenuto idrico del suolo e problematiche connesse alla calibrazione	18
2. MATERIALI E METODI	30
2.1 Calibrazione sito-specifica mediante la procedura suggerita dal costruttore.....	31
2.2 Procedura di calibrazione mediante monoliti di suolo indisturbato.....	33
2.3 Valutazione dell'influenza della massa volumica apparente e della composizione granulometrica del suolo sulle misure effettuate con il sensore	37
2.4 Analisi statistica	39
3. RISULTATI E DISCUSSIONE	41
3.1. Caratterizzazione fisica del suolo	41
3.2. Relazione di calibrazione sito-specifica ottenuta utilizzando la procedura suggerita dal costruttore.....	43
3.3. Procedura semplificata di calibrazione del sensore mediante monoliti di suolo indisturbato.....	52
3.4. Valutazione dell'influenza della massa volumica apparente e stima dei parametri dell'equazione di calibrazione del sensore.	62
3.5. Validazione del modello proposto e dei parametri che in esso compaiono	74
CONCLUSIONI.....	88
BIBLIOGRAFIA	95

1. INTRODUZIONE

Il contenuto idrico del suolo è un importante regolatore della produttività delle piante e della sostenibilità degli ambienti naturali. Ad esso sono collegati tutta una serie di processi di retroazione con la bassa atmosfera che influenzano il ciclo idrologico globale, quello del carbonio e quello dei nutrienti. L'acqua contenuta nel terreno regola i regimi termici del suolo e condiziona i processi evapotraspirativi attraverso la ripartizione della radiazione netta in calore sensibile e latente.

Dall'umidità del suolo dipende il verificarsi di periodi di stress idrico della vegetazione, la cui durata ed intensità sono legati, oltre che al tipo pianta, ai regimi pluviometrici ed alla gestione degli interventi irrigui che caratterizzano un determinato agro ecosistema.

Lo stato idrico del suolo si può esprimere come percentuale di acqua per unità di massa o di volume di terreno oppure indirettamente, per mezzo del potenziale matriciale. Quest'ultimo dipende dalle forze con cui l'acqua è trattenuta nel terreno e rappresenta quindi il lavoro necessario per allontanarla dallo stesso. Lo strumento classico per la misura del potenziale matriciale del terreno è il tensiometro, costituito da una capsula porosa, solitamente di porcellana, connessa ad un tubo collegato idraulicamente ad un manometro a mercurio o metallico.

Comunemente, per la misurazione diretta del contenuto idrico del terreno viene utilizzato il metodo termo-gravimetrico che permette di calcolare la percentuale di acqua sul peso secco o sul peso umido del suolo. Nonostante la sua affidabilità, questo metodo oltre ad essere distruttivo e non permettere quindi il monitoraggio temporale, è alquanto laborioso a causa dei numerosi campioni da prelevare per ottenere dei valori rappresentativi del contenuto idrico del suolo. Numerose ricerche sono state pertanto indirizzate verso l'individuazione di nuove e affidabili tecniche di misura indirette, non distruttive che permettono determinazioni ripetute nel tempo del contenuto idrico del suolo. Molte di tali tecniche consentono di misurare le proprietà elettriche dell'ammasso poroso, che sono direttamente connesse alla presenza di molecole di acqua nel suolo. Già a partire dagli anni settanta, la sonda a neutroni ha rappresentato il sensore udometrico per eccellenza. Più recentemente sono state proposte tecniche alternative che sfruttano le proprietà dielettriche, termiche o elettromagnetiche del sistema trifase costituito dall'aria, dall'acqua e dalle particelle solide contenute in un certo volume di terreno. Tra le prime modalità di misura che sfruttano le proprietà dielettriche del

mezzo poroso possono includersi le tecniche della riflettometria nel dominio del tempo (Time Domain Reflectometry, TDR) e della riflettometria nel dominio delle frequenze (Frequency Domain Reflectometry, FDR) (Gardner et al., 1991; Topp et al., 1980). Tali tecniche, per risalire al contenuto idrico del suolo, utilizzano il legame esistente tra le caratteristiche dielettriche del mezzo poroso (sistema suolo) ed il suo contenuto idrico.

Più recentemente, in campo agro-ecologico, sono state proposte ed utilizzate tecniche optoelettroniche, quali quelle utilizzate da sistemi del tipo “Distributed Temperature Sensing”, TDP, che misurano il contenuto idrico del suolo sulla base di misure termiche monitorate, nel tempo e nello spazio, all’interno di una fibra ottica (Tyler et al., 2009).

Ai fini applicativi, il monitoraggio dello stato idrico di un singolo componente del sistema continuo suolo-pianta atmosfera (SPA), quale ad esempio il suolo, permette la programmazione degli interventi irrigui. A tal fine, negli ultimi anni l’elettronica applicata alla misura di tale variabile ha permesso di sviluppare una sensoristica molto sofisticata, anche se ad oggi nessun sensore si può considerare ideale; ognuno di essi infatti, nonostante i progressi tecnologici conseguiti, può dare luogo ad errori di valutazione derivanti sia dalla modalità d’uso del sensore e dalla metodologia di misura, che dalla variabilità spaziale delle caratteristiche idrologiche del suolo e del suo contenuto idrico.

Pertanto, le linee di ricerca sulla sensoristica udometrica, sono state fino ad ora finalizzate soprattutto i) ad approfondire l’influenza delle variabili fisiche-chimiche dei suoli (temperatura, conducibilità elettrica, mineralogia, sostanza organica, composizione granulometrica) sulle grandezze fisiche misurate dai sensori dalle quali, direttamente o indirettamente dipende lo stato idrico del suolo; ii) ad individuare di procedure di calibrazione sito-specifiche, valide per ciascuno specifico sensore; iii) a valutare la posizione o le posizioni più appropriate nelle quali inserire i sensori in campo, in modo da spiegare la variabilità spaziale della grandezza misurata all’interno del sistema suolo-pianta.

La ricerca condotta nel corso del periodo di dottorato ha permesso di approfondire alcuni aspetti della tematica connessa alla calibrazione sito-specifica di un sensore FDR (Diviner 2000, Sentek Inc.), finalizzato alla determinazione della relazione funzionale tra il contenuto idrico del suolo e la grandezza fisica misurata dal sensore.

L’indagine ha in particolare perseguito i seguenti obiettivi specifici:

- Determinare, per diversi siti di indagine della Sicilia occidentale, le equazioni di calibrazione sito-specifiche, sulla base della procedura classica di calibrazione in campo suggerita dalla casa costruttrice del sensore;

- Verificare l'utilizzabilità di un protocollo speditivo per la calibrazione del sensore in laboratorio, utilizzando monoliti di terreno indisturbato, caratterizzati da un volume di suolo superiore a quello investigato dal sensore, anche attraverso il confronto con la procedura classica di calibrazione in campo, suggerita dal costruttore;
- Valutare la dipendenza delle variabili che compaiono nell'equazione di calibrazione dalla massa volumica apparente del terreno identificando anche le modalità per tenere conto, nell'equazione di calibrazione, della curva di contrazione del terreno, che caratterizza i suoli argillosi rigonfiabili;
- Verificare la possibilità di stima indiretta dei parametri dell'equazione di calibrazione del sensore sulla base di variabili fisiche del terreno di facile determinazione (composizione granulometrica, massa volumica apparente, percentuale di sostanza organica).

1.1. Relazioni idriche ed analisi del comportamento dinamico del sistema suolo

Lo studio delle relazioni acqua-suolo necessita, in prima analisi, la conoscenza quantitativa dello stato idrico esprimibile sia in termini massici che energetici.

La quantificazione dello stato idrico del suolo assume notevole importanza nell'idrologia, in agronomia, in meteorologia e nella meccanica dei suoli. L'umidità del suolo condiziona tra l'altro la temperatura e la partizione della radiazione netta in calore sensibile e latente, condiziona i processi di evapotraspirazione ed il moto dei soluti e degli inquinanti a seguito delle piogge e degli interventi irrigui. Numerose proprietà idrauliche (ritenzione idrica e conducibilità idraulica) e meccaniche del suolo (consistenza, plasticità, penetrabilità) sono funzione del suo stato idrico. Nei suoli argillosi, i fenomeni di rigonfiamento e contrazione e conseguentemente le variazioni di massa volumica apparente sono associati rispettivamente ad incrementi o decrementi del contenuto idrico. La conoscenza delle relazioni tra potenziale matriciale ed il contenuto idrico del suolo è necessaria in numerose applicazioni, come ad esempio nella stesura di bilanci idrologici, nella definizione delle proprietà idrauliche del suolo, nella valutazione della quantità di acqua disponibile per la vegetazione, e del rischio di aggiunta o asportazione di composti chimici dal suolo.

Il contenuto d'acqua del suolo in situ o in un campione da analizzare in laboratorio, può essere espresso sia in termini gravimetrici sia volumetrici. In termini gravimetrici, il

contenuto d'acqua U [g/g] si esprime come rapporto adimensionale tra la massa d'acqua presente nel suolo e la massa di suolo secco. La condizione di “suolo secco” permette di garantire l'evaporazione dell'acqua in forma libera riscaldando il campione ad una temperatura compresa tra 100°C e 110°C in stufa per un tempo tale da non riscontrare apprezzabili variazioni di peso dei campioni essiccati. La scelta di questo campo di temperature, come osservato da Gardner (1965), risulta arbitrario e non deriva da considerazioni scientifiche sulle caratteristiche di essiccamento dei suoli, ma piuttosto è stato stabilito sia per garantire l'evaporazione dell'acqua “libera”, che per la facilità con cui è possibile realizzare praticamente tale condizione in laboratorio. Il contenuto d'acqua in termini gravimetrici è tuttavia utile quando i risultati della determinazione si riferiscono essenzialmente a campioni di suolo da sottoporre ad analisi chimiche (Santini, 1997).

In termini volumetrici, invece, il contenuto d'acqua θ [m³/m³] si esprime attraverso il rapporto adimensionale tra il volume occupato dall'acqua, V_w , nel campione di suolo ed il suo volume apparente, V .

Il contenuto d'acqua volumetrico θ ed il contenuto d'acqua gravimetrico U , possono essere correlati tra loro attraverso la densità apparente del suolo (ρ_b) e la densità dell'acqua (ρ_w) mediante la seguente relazione:

$$\theta = U \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (1.1)$$

Il contenuto d'acqua massimo nel suolo, definito dalla condizione in cui tutti i pori sono pieni d'acqua, viene indicato come contenuto d'acqua in condizioni di saturazione, θ_s ; in alcune applicazioni per la valutazione dell'acqua presente nel suolo si fa riferimento al grado di saturazione, s , definito dal rapporto fra il contenuto d'acqua nel suolo e quello alla saturazione completa. Il parametro adimensionale s viene di solito espresso in percentuale e varia da 0 a 100%. Tuttavia, la condizione di saturazione completa ($s = 100\%$) è molto difficile da raggiungere, sia in campo che in laboratorio, a causa della presenza sia di minuscole bolle d'aria che di pori ciechi; anche l'assenza assoluta di acqua nel suolo ($s = 0\%$) è una situazione estrema altrettanto difficile da conseguire. Talvolta, per la determinazione della disponibilità idrica delle piante, si preferisce, ad esempio, fare riferimento alla saturazione effettiva, S_e . Indicando con θ_r il contenuto d'acqua residuo nel suolo, risulta:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.2)$$

L'analisi delle principali forze motrici che intervengono nel moto dell'acqua nel terreno è eseguita quantificando il potenziale idrico totale del suolo, ψ_s . Questa variabile è spesso utilizzata per quantificare e confrontare livelli energetici di acqua nel continuo Suolo-Pianta-Atmosfera e può essere definita come l'energia libera dell'acqua per unità di volume [J m^{-3}]. Lo stato cui si fa riferimento per definire il potenziale idrico è quello concernente l'acqua pura alla temperatura ed alla pressione dell'ambiente. In accordo alla definizione di potenziale di riferimento, il potenziale idrico risulta proporzionale al lavoro richiesto per spostare una mole di acqua pura a pressione e temperatura ambientale a un altro stato alla stessa temperatura.

Analiticamente il potenziale dell'acqua nel suolo può essere suddiviso nelle seguenti componenti:

$$\psi_s = \psi_m + \psi_\pi + \psi_p + \psi_g \quad (1.3)$$

nella quale i termini ψ_m , ψ_π , ψ_p e ψ_g rappresentano rispettivamente gli effetti della matrice, dei soluti, della pressione e della gravità sull'energia libera dell'acqua (Kirkham, 2005). La componente matriciale del potenziale totale, ψ_m , è legata alle forze di adesione e di adsorbimento che si manifestano in maniera interattiva nella matrice solida del suolo. Come conseguenza di tali forze l'acqua viene trattenuta e il suo potenziale è negativo, cioè minore di quello dell'acqua "libera", che per definizione è assunto pari a zero.

Il potenziale di pressione, ψ_p , è generato dalla presenza di acqua libera che occupa tutti gli spazi vuoti del terreno. Questo potenziale può considerarsi nullo oppure positivo in quanto l'acqua presente nei macropori non è soggetta a tensione.

Il potenziale osmotico, ψ_π , è generato dalla tensione osmotica e dipende dalla presenza di soluti nell'acqua. L'acqua nel terreno non è mai allo stato puro, bensì sotto forma di una soluzione nella quale le molecole e gli ioni disciolti esercitano forze di attrazione elettrostatica sulle molecole d'acqua riducendone l'attività. La tensione osmotica è sempre negativa.

Il potenziale gravitazionale, ψ_g , è generato dalla posizione relativa dell'acqua nel campo gravitazionale.

La relazione empirica che lega i contenuti idrici del suolo al suo potenziale è rappresentabile graficamente attraverso la curva di ritenzione idrica. Ogni terreno è caratterizzato da una propria curva che può essere costruita su scala semi-logaritmica, utilizzando sulla scala delle ordinate il potenziale idrico matriciale, come mostrato in Fig. 1.1. La curva può determinarsi sperimentalmente misurando il potenziale matriciale corrispondente a diversi valori del contenuto idrico misurato. In genere, il contenuto idrico si

determina per essiccazione di un campione di terreno e il potenziale, nel campo dei valori prossimi alla saturazione, con metodi tensiometrici. Per i valori più bassi del contenuto idrico si utilizzano invece metodi pressiometrici. L'andamento della curva offre una visione d'insieme delle proprietà idrologiche, rappresentate dalla capacità idrica massima (CIM), dalla capacità di campo (CC o field capacity, FC) e dal coefficiente di appassimento (CA o wilting point, WP).

La capacità idrica massima è il valore di contenuto idrico corrispondente alla completa saturazione del terreno, θ_s , per il quale si assume convenzionalmente un potenziale matriciale nullo. Quando il terreno è alla capacità idrica massima, la tensione matriciale è nulla e le piante assorbono l'acqua contenuta nei macropori, soggetta esclusivamente alla forza di gravità. La capacità di campo viene qualitativamente assunta corrispondente ad un valore del contenuto idrico, θ_{fc} , per il quale si determina la piena saturazione dei micropori e all'assenza di acqua nei macropori.

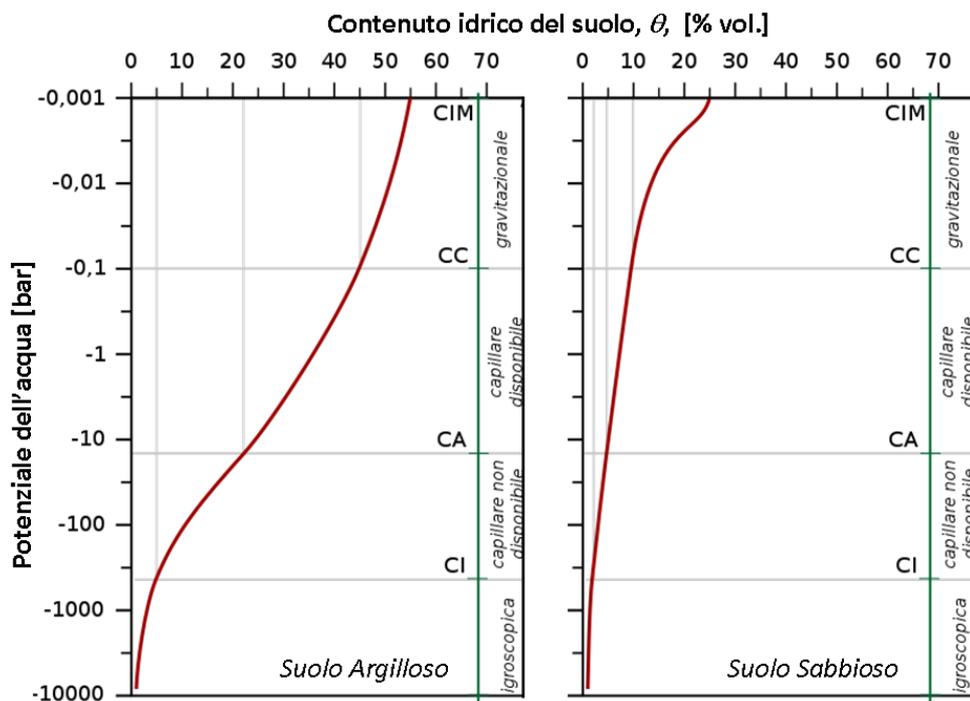


Figura 1.1 – Esempi di curva di ritenzione idrica per un suolo argilloso e per un suolo sabbioso

Sul valore del potenziale idrico associato alla capacità di campo, i diversi Autori non concordano universalmente. Alcune fonti propongono un valore del potenziale idrico di -10 kPa, altri valori differenti in dipendenza del tipo di terreno e variabili tra i -6 kPa, per i terreni sabbiosi ai -30 kPa per i terreni argillosi, altri ancora propongono di considerare un valore di potenziale pari a -33 kPa.

Il terreno con contenuto idrico pari alla capacità di campo è considerato generalmente in condizioni ottimali per lo sviluppo delle piante, in quanto tale valore rappresenta il punto di incontro fra le esigenze della vegetazione di disporre tanto di un volume idrico che aeriforme. I volumi di acqua presenti nel suolo quando il contenuto idrico è maggiore della capacità di campo, essendo soggetti a percolazione verso gli strati più profondi non si mantengono stabilmente nel terreno e, anzi, sottraggono volume all'aria, ugualmente indispensabile per la maggior parte delle piante.

Il coefficiente di appassimento permanente (o avvizzimento) rappresenta quel valore di contenuto idrico del suolo, θ_{pa} , in corrispondenza del quale, convenzionalmente, le piante non riescono più ad estrarre l'acqua contenuta nel terreno. In queste condizioni, in assenza di meccanismi di adattamento xerofitici, le piante entrano in una condizione di stress severo. Il coefficiente di avvizzimento è impropriamente definito come una costante del terreno, anche se in realtà il suo valore dipende, oltre che dal tipo di terreno, anche dalla specie vegetale. La maggior parte delle piante, tuttavia, manifesta sintomi di avvizzimento a valori di potenziale idrico compresi fra -1500 kPa e -2500 kPa (Giardini, 2003), anche se ci sono piante alofite o xerofite che possono assorbire l'acqua fino a potenziali di -17500 kPa (Larcher, 2003). Tuttavia, atteso che il potenziale idrico del suolo varia secondo una scala logaritmica e la differenza di contenuto idrico corrispondente a consistenti variazioni dei potenziali è modesta, soprattutto con riferimento ai valori più contenuti dell'umidità del terreno, si è soliti considerare il coefficiente di avvizzimento una costante propria del terreno. I volumi idrici presenti nel terreno per $\theta > \theta_{pa}$, sono considerati disponibili per la pianta, mentre invece, quelli corrispondenti a contenuti idrici inferiori a θ_{pa} rappresentano acqua capillare non disponibile, che può essere sottratta al terreno solo per evaporazione spontanea o per essiccamento in stufa.

Il coefficiente igroscopico (CI) è quel valore del contenuto idrico del suolo in equilibrio con quello dell'aria. L'umidità al punto igroscopico viene talvolta denominata contenuto idrico residuo, θ_r . Il potenziale idrico, corrispondente al coefficiente igroscopico, oscilla fra i -10.000 kPa ed i -100.000 kPa in funzione dell'umidità relativa dell'aria. Questa costante idrologica non ha alcuna importanza sotto l'aspetto agronomico, poiché definisce una condizione ambientale proibitiva per la quasi totalità delle piante coltivate. Quando il terreno si trova al coefficiente igroscopico, significa che è stata persa tutta l'acqua capillare; resta solo uno strato adsorbito sui colloidi e trattenuto con tensioni talmente alte (in valore assoluto), che neppure i processi evaporativi riescono ad allontanare. In particolare, solo un abbassamento dell'umidità relativa dell'aria o un aumento della temperatura dell'ambiente può

sottrarre ulteriori quantitativi d'acqua. I volumi d'acqua presenti nel terreno quando il contenuto idrico è inferiore al coefficiente igroscopico si può, infatti, allontanare essiccando il terreno in stufa ad oltre 100 °C per 1-2 giorni; tuttavia i volumi idrici persi dal suolo vengono riacquistati per igroscopicità, quando il campione è riportato alle condizioni ambientali ordinarie.

Le costanti idrologiche del terreno definiscono i limiti fra intervalli di umidità che procedendo da potenziali alti a potenziali bassi, sono denominati rispettivamente acqua gravitazionale, capillare disponibile, capillare non disponibile ed igroscopica (fig. 1.1).

L'acqua gravitazionale è quella frazione di volume idrico per unità di volume di suolo, compresa fra la capacità di campo e la capacità idrica massima. L'acqua gravitazionale ha un potenziale alto (da -10÷-30 kPa a 0 kPa) e può pertanto essere sottratta per effetto della forza di gravità (percolazione), dell'assorbimento radicale e dei fenomeni di evaporazione diretta.

L'acqua capillare disponibile è quella frazione di volume idrico per unità di volume di suolo compresa fra il coefficiente di avvizzimento e la capacità di campo. Il potenziale idrico è relativamente alto (da -1500÷-2500 kPa a -10÷-30 kPa) e l'acqua è trattenuta dal suolo per effetto dei fenomeni di adesione e adsorbimento superficiale. L'acqua capillare può essere allontanata solo con l'assorbimento radicale e con l'evaporazione diretta. Si tratta della frazione di maggiore interesse agronomico, in quanto trattenuta stabilmente dal terreno e resa disponibile alle piante. I tempi di esaurimento dell'acqua capillare dipendono, ovviamente, dall'intensità dei processi evapotraspirativi.

Un aspetto importante da tenere in considerazione è quello che, nel corso di un processo di essiccamento del terreno, l'acqua disponibile residua è trattenuta con tensioni sempre più alte, che fanno scendere il potenziale idrico da -10÷-30 kPa a -1500÷-2500 kPa. Poiché in prossimità del coefficiente di avvizzimento le piante manifestano già uno stato di sofferenza, i diversi Autori distinguono spesso due frazioni dell'acqua disponibile: una trattenuta a potenziali alti (acqua o riserva idrica facilmente utilizzabile) e l'altra trattenuta a potenziali più bassi. Il limite critico che separa queste due frazioni non è ben definito e varia in funzione della specie vegetale, della fasi fenologiche, nonché delle esigenze fisiologiche specifiche della pianta. In generale, per le colture più esigenti, si considera facilmente utilizzabile l'aliquota superiore al 70-80% dell'acqua disponibile, per le colture mediamente esigenti l'aliquota che supera il 60-70%, mentre per quelle più resistenti quella che supera il 40-50% della riserva idrica disponibile (Giardini, 2003).

L'acqua capillare non disponibile è invece quella frazione di volume idrico immagazzinato nel suolo e compresa fra il coefficiente di avvizzimento e il coefficiente igroscopico, trattenuta quindi con potenziali che vanno da un massimo di -1500÷-2500 kPa ad un minimo corrispondente a -10000÷-100000 kPa. Questa frazione non ha interesse agronomico poiché solo alcune piante a forte adattamento xerofitico riescono ad utilizzarla, anche se solo parzialmente. Al di fuori di questi casi particolari, l'acqua non disponibile è allontanata dal terreno solo per evaporazione. Infine, l'acqua igroscopica rappresenta quella frazione del volume idrico che permane nel terreno quando raggiunge il coefficiente igroscopico, trattenuta a potenziali molto bassi in virtù dell'igroscopicità del terreno. Condizioni di questo genere si raggiungono solo in caso di marcata aridità, in genere negli strati più superficiali del suolo e in ogni modo rappresentano contesti che esulano dagli ambiti agronomici.

Particolare importanza, in ambito eco-fisiologico, riveste la quantità di acqua presente nel suolo e disponibile per il processo traspirativo della pianta (Lascape et al., 1998). La quantità di acqua totale disponibile per la traspirazione (*TTSW*) rappresenta la riserva idrica del suolo compresa tra un valore minimo (θ_{min}) e massimo (θ_{fc}) del contenuto idrico tra la superficie del suolo e la profondità effettiva delle radici (ERD). In termini analitici, l'acqua totale disponibile per la traspirazione è data:

$$TTSW = \int_0^{ERD} (\theta_{fc} - \theta_{min}) dz \quad (1.4)$$

Come constatato da Ritchie (1981), i limiti di contenuto idrico che definiscono *TTSW* dipendono non solo dalle caratteristiche fisiche del suolo, ma anche dalla pianta. Tuttavia, il limite superiore della *TTSW* può essere riferito al contenuto idrico del suolo corrispondente alla capacità di campo (Pellegrino et al., 2004), mentre più articolata risulta la determinazione del limite inferiore, θ_{min} . In particolare, a differenza del valore corrispondente al punto di appassimento, il termine θ_{min} tiene conto dell'abilità della pianta ad estrarre acqua dal suolo (Ratcliff et al., 1983), la quale può essere limitata, oltre che da una risposta fisiologica, anche da una bassa densità radicale (Lascape et al., 1998). Tale valore di solito risulta più alto del punto di appassimento dato che, al di sotto di una certa profondità, la densità delle radici diviene il fattore limitante per l'estrazione dell'acqua dal suolo (Pellegrino et al., 2004). Al contrario, in certi casi, tale valore può risultare inferiore al punto di appassimento, soprattutto negli strati superficiali come conseguenza della perdita di acqua per evaporazione (Pellegrino et al., 2004). Per la determinazione in campo dei due valori estremi di contenuto idrico del

suolo, necessari per la definizione dell'acqua totale disponibile per la traspirazione, si possono prendere in considerazione il massimo ed il minimo contenuto idrico del suolo misurato ad ogni profondità durante un periodo umido, per quanto riguarda θ_{fc} , mentre, per quanto concerne θ_{min} , il valore minimo riscontrato durante la stagione di crescita colturale (Pellegrino et al., 2006). La frazione di acqua disponibile per il processo traspirativo in un determinato istante (i), viene invece definito come il rapporto adimensionale tra l'acqua effettivamente disponibile, ASW_i , e quella totale disponibile, $TTSW$:

$$FTSW_i = \frac{ASW_i}{TTSW} = \frac{\int_0^{ERD} (\theta_i - \theta_{min}) dz}{\int_0^{ERD} (\theta_{fc} - \theta_{min}) dz} \quad (1.5)$$

nella quale θ_i ($\theta_{min} \leq \theta_i \leq \theta_{fc}$) rappresenta il contenuto idrico del terreno al generico istante i , che è ovviamente funzione della profondità z .

Dal punto di vista idrodinamico, il flusso idrico all'interno del suolo si determina a causa del gradiente di potenziale che si instaura tra i punti del terreno. L'entità di tale flusso è regolato dall'equazione di Darcy generalizzata, che può essere scritta come:

$$q = -K(\psi_s) \nabla H \quad (1.6)$$

nella quale q [$L T^{-1}$] è il flusso idrico per unità di superficie, K [$L T^{-1}$] è la conducibilità idrica, ψ [L] è il potenziale matriciale e ∇H [-] è il gradiente di potenziale totale.

Considerando il bilancio idrico in un volume infinitesimo di suolo, l'equazione di continuità per l'acqua circolante nel suolo assume la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (1.7)$$

nella quale θ [$L^3 L^{-3}$] è il contenuto idrico volumetrico e t [T] è il tempo. La combinazione delle equazioni (1.6) e (1.7) porta alla nota equazione di Richards (1931), valida nel campo di moto tridimensionale:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [K(\psi_s) \nabla H] \quad (1.8)$$

Nel caso di moto unidirezionale verticale, in terreno omogeneo ed indeformabile la (1.8), in termini di potenziale, si può scrivere:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \frac{\partial \left[K(\psi_s) \left(\frac{\partial \psi_s}{\partial z} + 1 \right) \right]}{\partial z} \quad (1.9)$$

nella quale $C [L^{-1}]$ è la capacità idrica differenziale. In questa forma, l'equazione di Richards trova applicazione nello studio del campo di moto dell'acqua nei mezzi sia saturi che insaturi.

Quando sono note le condizioni iniziali (esprese da ψ_s o θ), nell'ipotesi di validità delle condizioni al contorno di Dirichlet (Brezis, 1983) per la pressione relativa e di quelle di Neumann (Cheng e Cheng, 2005) per il flusso, è possibile conoscere l'andamento nel tempo dei contenuti idrici all'interno del suolo. Il dominio di applicabilità dell'equazione (1.9) è di tipo monodimensionale e compreso tra 0 (estremo superiore ovvero origine della coordinata spaziale z) ed L (estremo inferiore). Pertanto, l'equazione di Richards è risolvibile attraverso i metodi di analisi numerica, purché siano specificate le condizioni al contorno e siano note le relazioni tra le proprietà idrauliche del suolo. Tali relazioni sono rappresentate dalle funzioni idrauliche del suolo (funzioni di ritenzione e di conducibilità idraulica), che vengono in genere descritte analiticamente.

La prima funzione, come già precedentemente accennato, descrive la relazione tra il potenziale matriciale dell'acqua nel suolo (ψ_s) e il corrispondente contenuto idrico (θ) che, in assenza di fenomeni di isteresi, si può considerare biunivoca. La funzione di conducibilità invece, descrive la relazione tra la conducibilità ed il potenziale idrico.

Tra i modelli analitici che descrivono la funzione di ritenzione dell'acqua nel suolo, viene frequentemente utilizzata l'equazione di van Genuchten (1980):

$$\psi = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\left(\frac{1}{m} \right)} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (1.10)$$

in cui θ_s e $\theta_r [cm^3 cm^{-3}]$ sono, rispettivamente, il contenuto idrico a saturazione e quello residuo; il parametro α risulta approssimativamente uguale all'inverso del valore del potenziale nel punto di flesso caratteristico della curva, mentre i parametri n ed m definiscono la forma della relazione; in particolare n definisce la pendenza della curva ossia la rapidità con cui essa si avvicina all'asse delle ordinate, al diminuire del potenziale.

La funzione di conducibilità idraulica può essere derivata dalla funzione di ritenzione del suolo (Mualem, 1976):

$$K = K_{sat} S_e^{\lambda_M} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (1.11)$$

in cui si indica con K_{sat} la conducibilità idrica satura [cm d^{-1}], con λ_M un parametro che determina la forma della curva e, con S_e è il grado di saturazione, definito dall'eq. 2.2.

Per quanto detto, la determinazione del contenuto idrico volumetrico θ , noto che sia corrispondente gravimetrico U , impone la conoscenza della massa volumica apparente del suolo (eq. 1.1), per la cui determinazione, si possono utilizzare campioni di terreno indisturbato di volume noto, prelevati direttamente in campo.

Nel caso dei terreni argillosi, soggetti a fenomeni di rigonfiamento e di contrazione al variare del contenuto idrico, la massa volumica apparente non rappresenta una costante fisica del suolo, ma assume un significato dinamico e dipendente degli effettivi valori del contenuto idrico (Haines, 1923). Lo studio di tali processi assume particolare rilevanza nei terreni che presentano un elevato contenuto di argille espandibili. Le particelle più fini del terreno, quelle colloidali, di norma non si disperdono spontaneamente in maniera illimitata se poste a contatto con l'acqua, ma in virtù della loro carica negativa (per questo detti macroanioni) sono soggetti a diverse forze di attrazione. La maggiore coesione può essere eliminata rimescolando energicamente o, in genere, vincendone la resistenza con intervento meccanico; questo fenomeno, detto tixotropia o della capacità viscosizzante, è in generale prevalente sulle forze repulsive quando il contenuto idrico è elevato e se sul terreno non vi sono sovraccarichi.

Altre forze leganti sono costituite dai legami rigidi determinati dalla presenza di cementi inorganici (carbonato di calcio, sesquiossidi idrati di Fe e Al) e quelli non rigidi, ma in talune condizioni più stabili, conseguenti alla presenza di sostanze organiche (acidi umici, acidi fulvici, polisaccaridi e, anche di origine artificiale, i cosiddetti condizionatori del terreno) che agiscono sia mediante legami diretti di varia natura (complessi organo-minerali), che attraverso ponti di ioni polivalenti.

Il peso delle particelle stesse (al netto della spinta di Archimede o di parte di questa) del terreno sovrastante e di eventuali altri carichi (per esempio alberi, manufatti, macchine ecc.), cioè le forze dirette verso il basso, si oppongono al rigonfiamento del terreno verso l'alto. Altri ostacoli che si oppongono alla libera espansione del terreno sono rappresentati dagli strati sovrastanti o, dopo che ne siano chiuse le eventuali crepacciate, dai volumi di suolo posti lateralmente alla porzione in esame.

Nel complesso il terreno in un determinato stato chimico, al variare della disponibilità di acqua in quantità diverse e secondo i vincoli esterni cui è eventualmente sottoposto, può rigonfiarsi o contrarsi reversibilmente. In pratica, soprattutto nel corso delle osservazioni di campo, queste variazioni possono sovrapporsi a processi irreversibili (come assestamenti di suoli lavorati, spontaneamente non reversibili a meno di interventi straordinari, lavorazioni ecc.) e possono in varia misura mascherare i primi o alterarne le manifestazioni.

La modalità più adeguata per descrivere la cosiddetta curva caratteristica di contrazione di un terreno rigonfiabile è quella di rappresentare il rapporto dei vuoti, e [-], in funzione del rapporto di umidità u [-], ovvero la massa volumica apparente del terreno ρ_b [g cm^{-3}] (o il suo inverso rappresentato dal volume specifico apparente ν [$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$]), in funzione contenuto idrico gravimetrico, U [g g^{-1}]. In certi casi può risultare utile riferire le variazioni di volume a una sola dimensione lineare del campione (per esempio il suo diametro, la larghezza delle fessure del suolo o, ancora, l'altezza di un cilindro di suolo, come nel caso delle prove edometriche).

Se si segue la rappresentazione di $\rho_b(U)$, a partire dalla condizione di terreno asciutto ($U=0$), se questo non è rigonfiabile, si ha un segmento orizzontale che termina contro l'iperbole che esprime la condizione di un corrispondente terreno saturo.

Nel caso di terreni rigonfiabili invece, dopo un primo tratto orizzontale, inizia un arco discendente che incontra in un certo punto l'iperbole rappresentativa delle condizioni di saturazione, la quale intercetta l'asse delle ordinate a in corrispondenza della massa volumica effettiva delle particelle solide, ρ_s , e che ha per asintoti l'asse delle ascisse da una parte e una retta parallela all'asse delle ordinate, distante dall'origine di una quantità pari a $-\rho_l/\rho_s$, dall'altra. L'equazione di tale iperbole è la seguente:

$$\rho_b = \frac{\rho_s \rho_l}{\rho_s + \rho_l} \quad (1.12)$$

che esprime in ogni suo punto la condizione per la quale $U = U_{\text{sat}}$

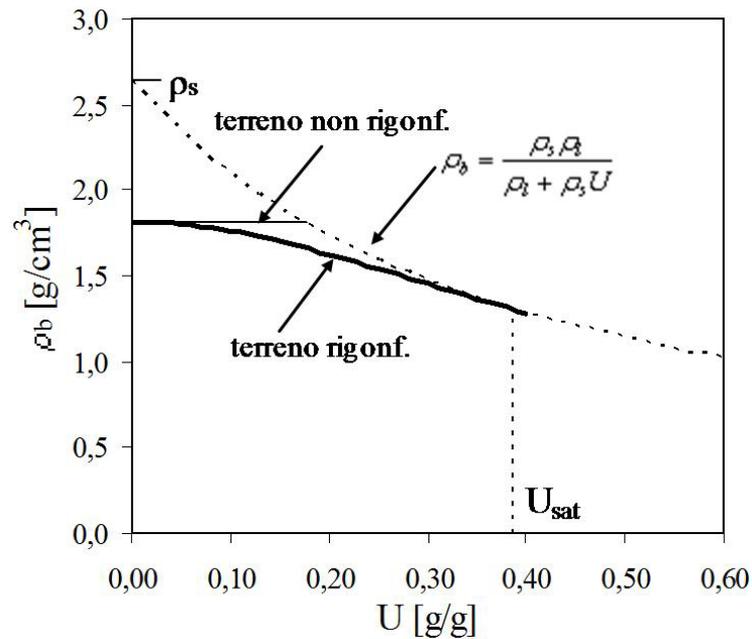


Figura 1.2 - Rappresentazione della massa volumica apparente (ρ_b) in funzione del contenuto idrico gravimetrico (U). Estratto da Cavazza et al., 2005

La curva caratteristica di contrazione, espressa in termini di funzione $v(U)$ tra il volume massico apparente ed il contenuto idrico gravimetrico è rappresentata in Fig. 1.3. Anche utilizzando questa modalità di rappresentazione della curva, il terreno non rigonfiabile è raffigurato da un segmento orizzontale che, raggiunta la saturazione, termina sulla semiretta cui si raccorderebbe un terreno libero di rigonfiare, la cui equazione è la seguente:

$$v = \rho_s^{-1} + \frac{U}{\rho_l} \quad (1.13)$$

Tale semiretta intercetta l'asse delle ordinate nel punto con valore $y = 1/\rho_s$ ed ha inclinazione pari ad $1/\rho_l$.

Nel caso di terreno rigonfiabile, invece, dopo un primo tratto orizzontale, la curva rivolge concavità verso l'alto per poi raccordarsi con la detta semiretta inclinata.

Questo tipo di rappresentazione è frequente nei lavori di fisica del terreno. Per il tratto orizzontale il volume massico apparente dei solidi risulta costante, mentre invece per il tratto lungo la retta inclinata, al crescere di U aumenta il volume massico apparente, rispettando comunque sempre la condizione per cui $U = U_{sat}$.

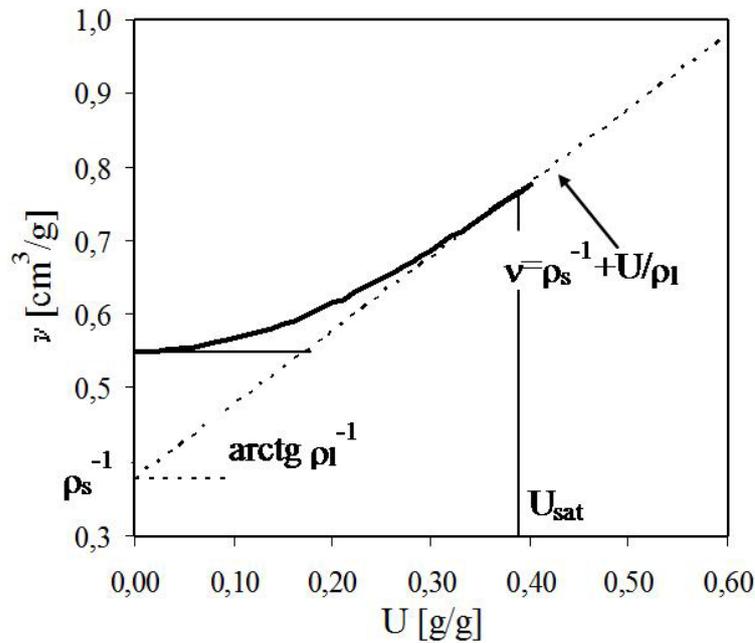


Figura 1.3 – Rappresentazione del volume specifico (v) in funzione del contenuto idrico gravimetrico (U). Rielaborato da Cavazza et al., (2005)

Nel caso dei terreni strutturati e in particolare nelle reali condizioni di pieno campo ai processi di rigonfiamento e di contrazione, si sovrappongono cambiamenti di struttura (per esempio costipamenti, micro e macro fessurazioni), con possibilità di espansione del materiale che rigonfia entro i pori di maggiori dimensioni, in modo che ne può risultare in varia misura mascherata o invertita l'attesa variazione di volume. Nell'andamento caratteristico di una curva di contrazione per un suolo agrario, si possono individuare quattro fasi distinte (Bronswijk, 1991; Tariq, Durnford, 1993) come quelle indicate nella Fig. 1.4, di seguito descritte.

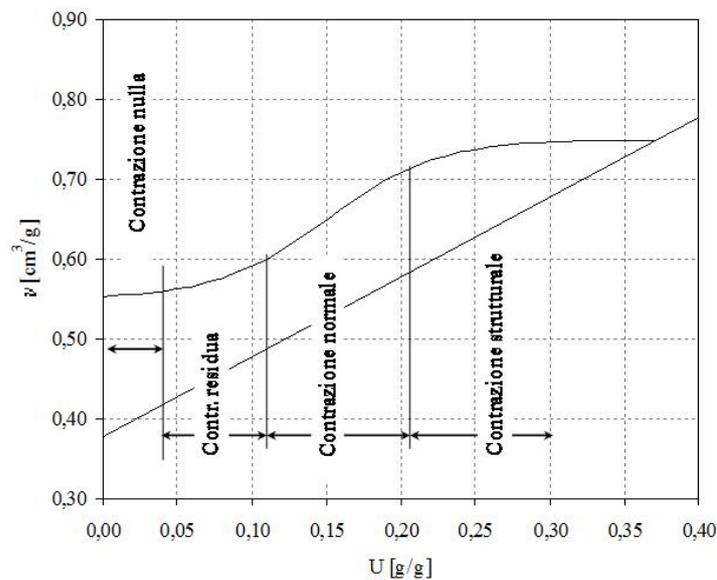


Figura 1.4 – Fasi rappresentative della caratteristica di contrazione del terreno

Seguendo un processo di essiccamento del campione a partire dalla saturazione, come si può notare dalla fig. 1.4, si distingue una fase di contrazione strutturale (*structural shrinkage*) durante la quale si verifica lo svuotamento dei pori del terreno di maggiori dimensioni, senza che a riduzioni del contenuto idrico corrispondano considerevoli variazioni nel volume del terreno. Segue la fase di contrazione normale (*normal o basic shrinkage*), durante la quale inizia il processo di essiccamento degli aggregati con variazioni di volume uguali o prossimi alle corrispondenti variazioni di contenuto idrico e successivamente la fase di contrazione residua, *residual shrinkage*, durante la quale continua il processo di essiccamento degli aggregati, ma con sempre minori variazioni del volume apparente del terreno, che risultano comunque inferiori alle variazioni di contenuto idrico. L'ultima fase è quella di contrazione nulla (*zero shrinkage*), caratterizzata da una variazione trascurabile o addirittura nulla del volume degli aggregati che hanno già assunto la configurazione più compatta possibile (massima bulk density); in tale fase ogni diminuzione del contenuto idrico del terreno non è accompagnata da ulteriore riduzione del volume degli aggregati, ma soltanto dall'aumento del volume d'aria all'interno dei pori.

1.2. Sensori per la misura del contenuto idrico del suolo e problematiche connesse alla calibrazione

I sensori di umidità del suolo sono già da diversi anni presenti in commercio; ne esistono di varie tipologie e costo, basati su principi di funzionamento diversi. I sensori di ultima generazione sono elettronici, ovvero trasformano una grandezza elettrica misurata nel terreno in un segnale analogico o digitale, che direttamente o indirettamente viene poi correlato con la quantità di acqua presente nel suolo. Nell'appendice A sono confrontati alcune tipologie di sensori udometrici più diffusi in ambito sia applicativo che scientifico.

La sonda a neutroni (Greacen, 1981) è tra i metodi più conosciuti. Il metodo si basa sulla capacità dell'idrogeno di rallentare i neutroni veloci, consentendo così di valutare l'umidità dalla misura della densità di neutroni lenti presenti nel volume di suolo prossimo ad una sorgente radioattiva. La sonda a neutroni, risulta composta da una sorgente di neutroni veloci che viene posta sulla superficie del terreno o in profondità del punto di misura, attraverso un apposito tubo guida entro il quale si inserisce la sonda. Dopo l'emissione dei neutroni che parte dalla sorgente, il ricevitore procede alla misurazione del numero di neutroni lenti riflessi. La quantità dei neutroni lenti è proporzionale alla densità degli atomi di idrogeno presenti nel

terreno. Le dispersioni radioattive di neutroni si verificano su una zona sferica attorno allo strumento e risulta molto influenzata dal contenuto di umidità del suolo. Questo volume di suolo interessato dalla misura è definito “sfera di influenza” e il suo raggio, nel caso di suolo in condizioni di umidità prossime alla saturazione è di circa 20 cm, mentre per un suolo secco è circa 10 cm. La sfera di influenza relativamente grande rende le osservazioni di superficie piuttosto inclini all’errore, dato che la porzione d’aria confinante viene a far parte della misura.

Di ultima generazione in campo agro-ecologico è l’ausilio delle tecniche optoelettroniche come il sistema DTS (Distributed Temperature Sensing) che permette di monitorare la temperatura, l’umidità ed il flusso di calore del suolo ad alta risoluzione sia spaziale (da 1 m a decine di chilometri) che temporale (Fig. 1.5). La misura del contenuto idrico del suolo viene eseguita sulla base di misure termiche monitorate all’interno di una fibra ottica. La temperatura viene misurata indirettamente all’interno di cavi di fibra ottica sfruttando il principio fisico noto come “backscattered Raman Stokes and anti-Stokes photons” che spiega la sensibilità termica dell’intensità di un impulso di luce (fotoni) emesso da una sorgente e monitorato nelle sue proprietà, sia nel tempo che nello spazio (Tyler et al., 2009).

La temperatura, e quindi il contenuto idrico del suolo, viene misurata come un profilo continuo attraverso l’ausilio di una fibra ottica installata meccanicamente nel suolo ad una profondità che dipende dalla configurazione del sistema. Infatti, se il sistema DTS è di tipo attivo, cioè quando la fibra ottica viene eccitata termicamente attraverso l’ausilio di rivestimenti resistivi, la profondità di posa non ha limiti. Quando invece il sistema è di tipo passivo e quindi l’eccitazione termica dipende dall’andamento giornaliero della radiazione netta, la profondità di indagine è limitata a pochi centimetri.



Figura 1.5 - Schema sintetico del sistema DTS a), particolare della fibra ottica utilizzata nei sistemi attivi b) e installazione del sistema in campo c) e d)

Con la tecnica TDR un segnale elettromagnetico viene inviato da un generatore di impulsi elettrici ad una sonda interrata costituita, nella configurazione più usuale, da due o più conduttori metallici paralleli, come mostrato in Fig. 1.6 (Topp e Ferré, 2002).

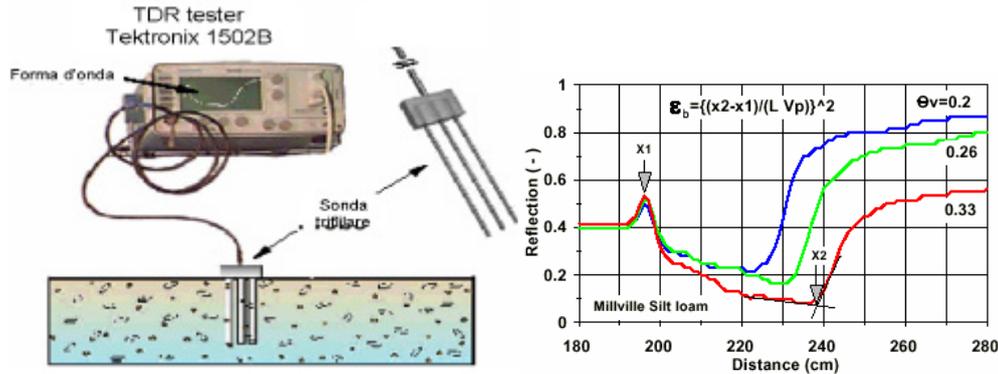


Figura 1.6 - Sistema TDR per la misura del contenuto idrico del suolo ed Esempio di forme d'onda misurate a diversi contenuti idrici usando un Tektronix 1502B e una sonda trifilare di 10 cm di lunghezza

La velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica, v , è legata alle proprietà dielettriche del suolo secondo la relazione:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (1.14)$$

nella quale c [m s^{-1}] è la velocità di propagazione della luce nel vuoto ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e ϵ_r [-] è la permittività dielettrica relativa, cioè il rapporto tra la permittività, ϵ , del mezzo considerato e quella nel vuoto, ϵ_0 ($\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0^{-1}$ con $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$). Considerato il suolo come un sistema in cui coesistono una fase solida (particelle di suolo), una liquida ed una gassosa, le sue proprietà dielettriche dipendono dalla combinazione delle proprietà delle singole fasi costituenti. Tuttavia, a causa della natura dipolare delle sue molecole, l'acqua presenta valori della permittività dielettrica notevolmente maggiori ($\epsilon_l \approx 80$ a 20° C) di quelli dell'aria ($\epsilon_{air} = 1$) e della fase solida del suolo ($\epsilon_s = 3 \div 7$). Il valore misurato della permittività dielettrica del sistema trifasico, che include anche gli effetti delle attenuazioni energetiche, prende il nome di permittività dielettrica apparente, ϵ_b [-], e consente di determinare indirettamente il contenuto idrico del suolo in termini volumetrici.

L'impulso di tensione inviato dal generatore TDR, una volta entrato nella sonda interrata nel suolo, subisce ripetute riflessioni ed attenuazioni, per cui la forma d'onda, restituita su un display, assume l'andamento caratteristico mostrato in fig. 3.

Le caratteristiche della forma d'onda sono rappresentate da due riflessioni che corrispondono alle variazioni di impedenza che si verificano all'ingresso del segnale nel suolo (x_1) e alla fine della sonda (x_2). Nota la lunghezza, L [m], della sonda, la velocità di propagazione del segnale, v , è data da:

$$v = \frac{2L}{\Delta t} \quad (1.15)$$

dove Δt è la differenza tra i tempi che il segnale emesso dallo strumento impiega per percorrere, in andata e ritorno, la linea dall'estremità iniziale (x_1) a quella terminale (x_2) della sonda. Sostituendo l'Eq. 4 nella Eq. 3 si ricava la seguente relazione per la determinazione della permittività dielettrica apparente:

$$\varepsilon_b = \left(\frac{c\Delta t}{2L} \right)^2 \quad (1.16)$$

Amato e Ritchie (1995), basandosi sulle distanze assolute dei due punti di riflessione, hanno proposto la seguente forma:

$$\varepsilon_b = \left(\frac{x_2 - x_1}{Lv_p} \right)^2 \quad (1.17)$$

nella quale x_1 e x_2 , rappresentano rispettivamente il primo e il secondo punto di riflessione del segnale, L è la lunghezza della sonda infissa nel suolo e v_p è una frazione della velocità di propagazione, che risulta pari a 0.66 qualora si utilizzi come generatore di impulsi un Tektronix 1502 modello B o C, e 1 per il TDR 100 della Campbell.

Conoscendo ε_b è possibile risalire al contenuto idrico mediante approcci puramente empirici o attraverso modelli concettuali (Roth et al., 1990) che tengono conto della permittività dielettrica delle singole fasi.

Una espressione empirica molto conosciuta in ambito idrologico è quella proposta da Topp et al. (1980) che, utilizzando suoli di differente tessitura (da franco-sabbiosa ad argillosa), ha individuato una equazione di calibrazione, definita "universale", che lega la permittività dielettrica apparente al contenuto idrico volumetrico del suolo:

$$\theta = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_b - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_b^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_b^3 \quad (1.18)$$

Nello stesso studio è inoltre stata verificata l'indipendenza di ε_b dalla temperatura, nel range, 10-36 °C, per valori di massa volumica apparente, compresi tra 1.14 a 1.44 g cm⁻³.

La buona performance dell'equazione universale di Topp è stata ampiamente confermata da indagini condotte su suoli di differente tessitura (Roth et al., 1990; Nadler et al., 1991; Topp et al., 1980). Altre ricerche hanno però evidenziato che la suddetta relazione tende a sovrastimare il contenuto idrico nei suoli organici (Roth et al., 1990) e a sottostimarli in quelli con un elevato contenuto d'argilla. Come dimostrato da recenti lavori scientifici (Davood et al., 2011), l'equazione di Topp è valida solo per suoli aventi bassa superficie specifica, ovvero in quei suoli dove l'effetto relativo all'acqua adsorbita è limitato. In suoli con alto contenuto di argilla, (alta superficie specifica), infatti l'equazione universale non fornisce risultati soddisfacenti nella stima del contenuto idrico. Non inferiore è l'errore commesso quando si ipotizza il suolo rigido, ovvero si considera che la distribuzione dei pori non vari al variare dello stato idrico del suolo. Un modello di tipo empirico che tiene conto dell'effetto dinamico della bulk density del suolo è quello di Malicki et al., (1996):

$$\theta = \frac{\sqrt{\varepsilon_b} - 0.819 - 0.168\rho_b - 0.168\rho_b^2}{7.17 + 1.18\rho_b} \quad (1.19)$$

Altri modelli che tengono conto dell'influenza della bulk density sono i cosiddetti “mixing model” in cui la permittività dielettrica del sistema suolo è considerata nelle sue forme costituenti. Tra questi il più utilizzato è il modello di Roth (1990):

$$\theta = \frac{\varepsilon_b - \left[(1-\phi)\varepsilon_b^\alpha + \phi\varepsilon_g^\alpha \right]}{\varepsilon_l^\alpha - \varepsilon_g^\alpha} \quad (1.20)$$

dove ϕ è la porosità del suolo, α un parametro, mentre ε_s , ε_g e ε_l sono rispettivamente le permittività dielettrica della fase solida, gassosa e liquida.

Uno degli svantaggi nell'uso della tecnica TDR rispetto ad altre tecniche che utilizzano sempre la riflettometria è principalmente il costo oltre che la complessità computazionale del segnale. Infatti, la tecnica, per restituire un valore di permittività dielettrica e quindi di contenuto idrico del suolo, richiede la generazione di elevati impulsi elettrici temporizzati e la digitalizzazione dei voltaggi di ritorno dalla linea ad intervalli intorno ai 100 picosecondi. Inoltre, l'alta sofisticazione di questi strumenti è una conseguenza del fatto che occorre

interpretare un segnale, che viaggia alla velocità della luce, su sonde di lunghezza limitata (da pochi a 30 centimetri).

L'altra tecnica che utilizza le proprietà dielettriche del sistema trifase è l'FDR (Frequency Domain Reflectometry) che considera il suolo come parte di un condensatore, in cui i dipoli nel mezzo dielettrico sono allineati in un campo elettrico e diventano polarizzati. La tecnica FDR o della capacitanza, determina la permittività dielettrica di un suolo attraverso la misura del tempo di ricarica di un condensatore (capacitore) che usa il mezzo suolo come dielettrico. Applicando una differenza di potenziale V_f , il tempo necessario per portare la carica del condensatore che si trova inizialmente ad una differenza di potenziale V_i , alla condizione V viene calcolato come:

$$\frac{V - V_f}{V_i - V_f} = e^{-\frac{t}{RC}} \quad (1.21)$$

dove R è una resistenza in serie e C la capacità del condensatore. Graficamente la funzione è presentata in Fig. 1.7b.

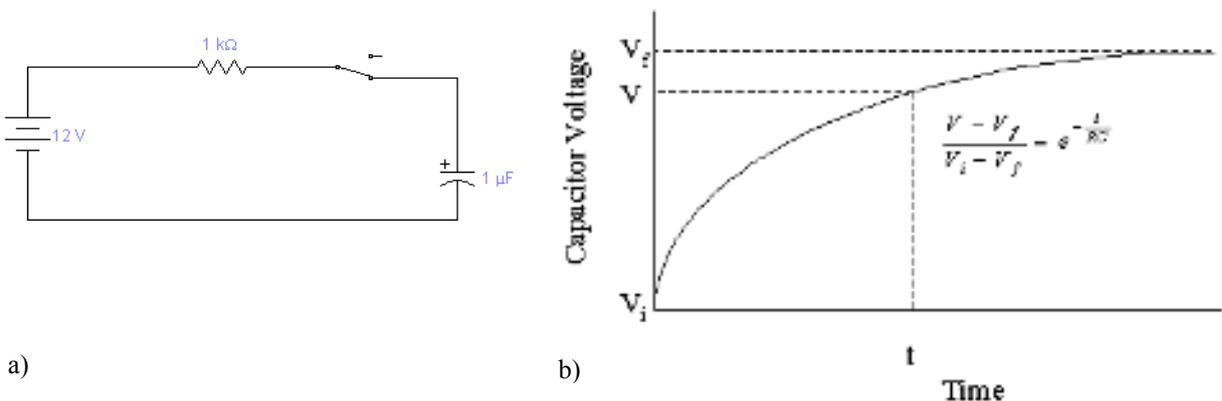


Figura 1.7 – a) Schematizzazione del circuito elettrico (tipo RC) implementato nella tecnica FDR e b) andamento della funzione di ricarica del condensatore quando l'interruttore è chiuso

Note le caratteristiche dei componenti che definiscono il circuito RC, il tempo di ricarica del condensatore, t , è:

$$t = RC \ln \left(\frac{V - V_f}{V_i - V_f} \right) \quad (1.22)$$

Considerando una certa configurazione geometrica degli elettrodi del condensatore (dimensione, forma, e distanza tra gli elettrodi) e inglobando le relative caratteristiche

all'interno di una costane g , la capacità dello stesso è una funzione della permittività dielettrica, ε_b , del mezzo circostante i due elettrodi:

$$C = g \varepsilon_b \quad (1.23)$$

Dato che g è un valore fisso, il tempo di carica, t , del condensatore è una semplice funzione lineare della permittività dielettrica del suolo:

$$t = \varepsilon_b R g \ln \left(\frac{V - V_f}{V_i - V_f} \right) \quad (1.24)$$

Nei sensori udometrici più diffusi che utilizzano la tecnica FDR, la variabile elettrica misurata non è il tempo ma la frequenza, F , di oscillazione di un segnale elettrico. In questo caso, per fissato valore dell'induttanza L del circuito, l'espressione dipende soltanto dalla capacità del condensatore formato dal sistema elettrodi-suolo:

$$F = \left(2\pi \sqrt{LC} \right)^{-1} \quad (1.25)$$

Misurando F è possibile ricavare θ nota che sia la specifica relazione di calibrazione, valida per ciascun tipo di suolo:

$$F = f(\theta_v) \quad (1.26)$$

La funzione f , come descritto per la tecnica TDR, può essere di natura empirica oppure basarsi su un approccio di tipo teorico.

Nel caso dei sensori prodotti dalla casa costruttrice Sentek, la frequenza, F , viene registrata nel data logger, come *count*. I *counts* vengono poi processati mediante un'equazione di normalizzazione che mette in relazione le frequenze lette nel suolo con quelle lette in aria e in acqua ottenendo così la frequenza scalata (SF):

$$SF = \frac{(Fa - Fs)}{(Fa - Fw)} \quad (1.27)$$

dove Fa è la frequenza misurata dal sensore in aria, Fs è quella misurata al suolo e Fw la frequenza misurata in acqua. La normalizzazione è importante perché ogni sensore risponde in modo diverso. Inoltre, questa operazione permette di eliminare la variabilità costruttiva tra i vari sensori.

In base al disegno della sonda, si può operare a frequenze che variano da 38 a 150 Mhz. Gardner et al. (1991) hanno concluso che l'interferenza da parte di acidità o salinità nell'acqua del suolo è ridotta operando a frequenze più alte di almeno 30 MHz, come anche gli effetti della conduttività del suolo sono inversamente proporzionali alla frequenza. Gli Autori hanno mostrato che lavorando a frequenze comprese tra 100 e 150 MHz, tali fenomeni determinano effetti trascurabili sulla misura, e pertanto non risulta necessario ricorrere a frequenze ancora più alte, che renderebbero la tecnologia del circuito molto più complessa.

Paltineanu e Starr (1997) hanno sperimentalmente ricavato in laboratorio una specifica equazione di calibrazione della sonda capacitiva a sensori multipli "Sentek Enviroscan". Dalle prove effettuate, gli Autori hanno dedotto che la precisione della calibrazione è in primo luogo limitata agli errori associati al prelevamento dei campioni per le misure, segnalando quindi la necessità di procedere con accuratezza nel prelievo dei campioni in prossimità della zona di influenza del sensore.

Per quanto riguarda la sensibilità alle variazioni di temperatura delle sonde capacitive Diviner 2000 ed Enviroscan rispetto alla sonda a neutroni ed al TDR, prove sperimentali condotte hanno evidenziato che variazioni di temperatura non superiori a 10 °C, non influenzano significativamente i contenuti idrici del suolo come invece succede per i valori misurati con la sonda a neutroni e con il TDR.

Baumhardt et al., (2000) hanno condotto una ricerca che ha messo in evidenza gli effetti della salinità sulle misure delle sonde capacitive, rispetto a quelle effettuate con sonde TDR. Lo studio ha evidenziato che la sonda capacitiva è sensibile alla salinità e che né la curva di calibrazione della casa costruttrice, né quella specifica riducono tale sensibilità. Inoltre, l'incremento del contenuto idrico in seguito all'aggiunta di acqua con elevato contenuto di sali è stato messo in relazione agli effetti che la salinità ha sulla permittività dielettrica del suolo.

Dalle ricerche finora condotte si può evidenziare che l'accuratezza delle misure varia in funzione di diversi fattori, quali il tipo di suolo, e, in misura minore, la temperatura del suolo e la sua salinità.

L'uso della sonda capacitiva comporta alcuni problemi ancora non risolti, quali le condizioni climatiche non controllate all'interno del tubo di accesso della sonda, l'influenza del posizionamento all'interno del tubo di accesso e, inoltre, i vuoti d'aria tra la sonda che possono modificare la densità apparente del suolo, ρ_b , lungo il profilo investigato. La tecnica capacitiva, inoltre, presenta, rispetto le tradizionali tecniche utilizzate dalle sonde a neutroni e

TDR, il vantaggio di utilizzare un sensore più leggero, di consentire letture rapide e nessun rischio di radioattività.

Tra i sensori che utilizzano la tecnica FDR per la stima dei contenuti idrici del suolo, il Diviner 2000, mostrato in Fig. 1.8, ha rappresentato il pioniere tra i sistemi portatili. Esso consiste di un'unità display e di una sonda portatile. L'unità display rappresenta l'interfaccia della sonda e permette anche l'acquisizione e la memorizzazione dei dati misurati. La sonda consiste di un'asta metallica, di lunghezza variabile tra 1 e 2m, che all'estremità inferiore contiene un singolo sensore ad anello cilindrico che si collega alla porta di connessione dell'unità display. La scala graduata sull'asta (riportata in centimetri e in pollici) mostra la profondità della sonda al di sotto del piano di campagna.

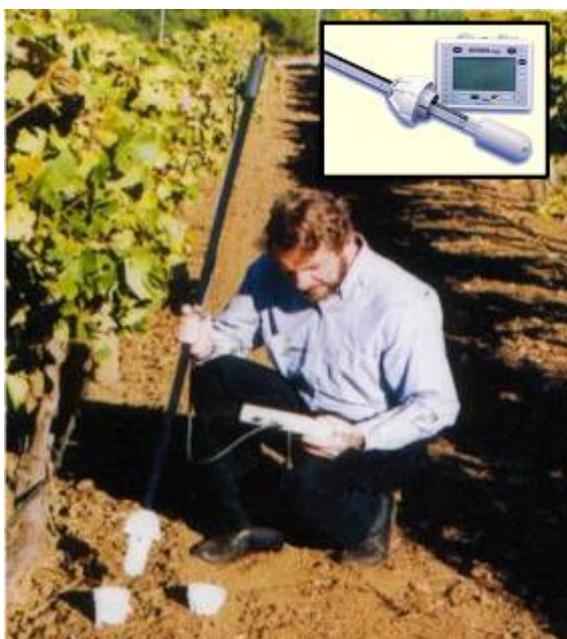


Figura 1.8 – Sensore Diviner 2000, Sentek Inc.

Il sensore è costituito da un anello metallico separato da anelli di plastica non conduttori, racchiuso all'interno di un supporto in plastica. Tale configurazione permette di misurare il contenuto idrico del suolo in situ e a diverse profondità. La zona di influenza del sensore ad anello cilindrico si distingue nelle due componenti assiale e radiale. La componente assiale si estende verticalmente per circa 10 cm dal baricentro di due anelli di misura mentre la componente radiale, perpendicolare all'asse del tubo, si estende per circa 5-10 cm dalla parete esterna del tubo di accesso.

Le sonde ad anelli metallici richiedono la preliminare installazione di tubi di accesso in PVC, infissi nel suolo e la cui accurata posa nel terreno è fondamentale per garantire l'attendibilità delle misure. L'operazione richiede molta attenzione e cura a causa della sensibilità che gli elettrodi mostrano nei confronti delle sacche d'aria che possono formarsi in fase di installazione intorno ai tubi d'accesso. Infatti, la presenza d'aria può alterare il valore della permittività dielettrica apparente, essendo quella dell'aria circa due ordini di grandezza inferiore a quella dell'acqua. Altri problemi sono da imputare all'eventuale alterazione della struttura e della densità del suolo che può comportare la modificazione dei processi di moto dell'acqua nel terreno.

Con riferimenti alla calibrazione, la casa costruttrice (Sentek Enviromental Technologies) fornisce un'equazione di calibrazione standard del tipo potenza che permette di ricavare il valore di contenuto idrico del suolo, θ , a partire dai valori di frequenza di oscillazione misurata dal sensore. L'equazione standard fornita dalla casa costruttrice è la seguente:

$$SF = m\theta^n + p \quad (1.28)$$

ovvero, esplicitando rispetto a θ e ponendo $p=0$,

$$\theta = \left(\frac{SF}{m} \right)^{\frac{1}{n}} = aSF^b \quad (1.29)$$

in cui SF [-] è la frequenza scalata (Eq. 17), θ il contenuto idrico volumetrico del terreno [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], a e b sono i coefficienti dell'equazione generale proposta dal costruttore, pari rispettivamente a 0,494 e 3,017, avendo assunto θ in cm^3/cm^3 . Questa equazione deriva da dati rilevati in Australia, su diversi campioni di suolo sabbioso, franco sabbioso e substrati organici ed è caratterizzata da un valore di R^2 pari a 0.9985. La casa costruttrice, ed alcune ricerche (Groves e Rose, 2004, Paraskevas et al., 2012) lo hanno confermato, consiglia la determinazione di un'equazione di calibrazione specifica per il tipo di suolo considerato, in modo da ottenere valori di umidità più attendibili, visto che l'equazione standard non riesce sempre a rappresentare la grande eterogeneità di suoli presenti in natura. Talvolta la relazione di calibrazione viene presentata nella forma espressa dall'eq. 1.29, nella quale compare un coefficiente additivo c che esprime il valore della frequenza scalata, SF , per $\theta=0$. La fig. 6 riassume le curve calibrazione dei sensori capacitivo Sentek, ottenuti in campo e su suoli di diverse caratteristiche granulometriche.

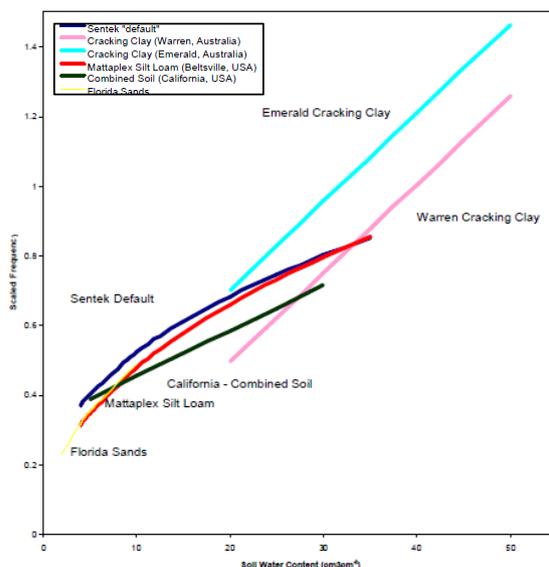


Figura 1.9 – Funzioni di calibrazione ottenute in campo su diversi suoli (da Sentek Environmental Technologies, 2001)

Per effettuare la calibrazione del sensore Diviner può essere seguita la procedura descritta da Paltineanu e Starr (1997), che fa riferimento al contenuto idrico ottenuto con il metodo termo-gravimetrico utilizzando campioni rimaneggiati di suolo prelevati in prossimità dei pozzetti di misura, ma senza alterare la zona d'influenza del sensore. Gli autori consigliano di effettuare la calibrazione in laboratorio, poiché l'operazione eseguita in campo è più laboriosa e richiede tempi maggiori. Le misure di contenuto idrico volumetrico eseguite con la sonda vengono quindi confrontate con quelle ottenute utilizzando il metodo termo gravimetrico. La relazione tra il contenuto volumetrico e la frequenza scalata, ottenuta con la normalizzazione è descritta da un'equazione matematica che corrisponde all'equazione di calibrazione valida per il suolo considerato.

Tabella 1.1 – Parametri funzione di calibrazione ottenute in diversi siti sperimentali (da Sentek Environmental Technologies, 2001)

Nome	Tessitura del suolo	Parametri di Calibrazione			R ²	Statistiche	Luogo	Autori
		a	b	c				
Sentek Default (EnviroSCAN®)	Sab.-Franco Arg.-Franco	0.196	0.404	0.02852	0.97	CV<0.01	Adelaide SA, CSIRO, Australia	CSIRO, Department of Primary Industries, Sentek
Heavy Cracking Clay, Warren (EnviroSCAN®)	Tessitura uniforme, suoli rigonfiabili	0.025	1	-0.125 (10cm) -0.020 (20cm) -0.074 (30cm) -0.030 (40cm) -0.004 (50cm) 0.031 (60cm) 0.011 (70cm) 0.029 (80cm) 0.041 (100cm)	0.58	SE: 5.1	Warren NSW, Australia	Report available upon request from Sentek Pty Ltd.
Heavy Cracking Clay, Trangie (EnviroSCAN®)	Tessitura uniforme, argille brune rigonfiabili, orizzonte C a 90 cm	0.025	1	-0.105 (10cm) 0.00 (20cm) -0.054 (30cm) -0.010 (40cm) 0.016 (50cm) 0.051 (60cm) 0.031 (70cm) 0.049 (80cm) 0.061 (100cm)	0.58	SE: 5.1	Trangie NSW, Australia	Report available upon request from Sentek Pty Ltd.
Heavy Cracking Clay, Emerald (EnviroSCAN®)	Tessitura uniforme, argille nere rigonfiabili, orizzonte C a 65 cm	0.025	1	0.085 (10cm) 0.190 (20cm) 0.136 (30cm) 0.180 (40cm) 0.206 (50cm) 0.241 (60cm) 0.221 (70cm) 0.239 (80cm) 0.251 (100cm)	0.58	SE: 5.1	Emerald QLD, Australia	Report available upon request from Sentek Pty Ltd.
Heavy Cracking Clay, Narrabri (EnviroSCAN®)	Tessitura uniforme, argille grigie rigonfiabili, orizzonte C a >100 cm	0.025	1	-0.275 (10cm) -0.170 (20cm) -0.224 (30cm) -0.180 (40cm) -0.154 (50cm) -0.119 (60cm) -0.139 (70cm) -0.121 (80cm) -0.109 (100cm)	0.58	SE: 5.1	Narrabri NSW, Australia	Report available upon request from Sentek Pty Ltd.

continua tab.1.1

Sandy Loam (ρ_b :1.3 g cm ⁻³) (EnviroSCAN®)	Sab.-Franco. (59% sab., 22% lim., 19% arg.)	0.013	1	0.326	-	-	USDA, Water Management Research Laboratory, Fresno, USA	Mead, R.M., Ayars, J.E. and Liu, J. 1995
Sandy Loam (ρ_b :1.5 g cm ⁻³) (EnviroSCAN®)	Sab.-Franco. (59% sab., 22% lim., 19% arg.)	0.013	1	0.372	-	-	Come Sopra	*As above
Combined soils (EnviroSCAN®)	Sabbioso, Sab.- Lim., Argilloso	0.014	1	0.326	-	-	Come Sopra	*As above
Mattaplex Silt Loam Ap horizon (ρ_b :1.24-1.58 g cm ⁻³) (EnviroSCAN®)	Lim.-Franco (35% Sabbia, 56 % Limo, 9% Argilla)	0.551	0.2582	-0.5272	0.992	RMSE: 0.0009	Beltsville Agricultural Research Centre, USA	Paltineanu, I.C. & Starr, J.L. 1997.
Florida Sands	Sabbia Fine	0.166	0.4715	0	0.83	RMSE: 0.0085	Florida, USA	Morgan, K.T., Parsons, L.R., Wheaton, T.A., Pitts, D.J. and Obreza, T.A. “ 1999.
UK_1 (ρ_b :1.58 ± 0.1 g cm ⁻³)	Sabbioso	0.216	0.4149	0	0.97	P<0.001	Deptment for Enviroment, Food and Rural Affairs (UK)	Groves S. J. & S. C. Rose, 2004
UK_2 (ρ_b :1.44 ± 0.1g cm ⁻³)	Sab.-Franco	0.253	0.3628	0	0.97	P<0.001	Come Sopra	Come Sopra
UK_3 (ρ_b :1.39 ± 0.08g cm ⁻³)	Lim.-Arg.- Franco	0.353	0.2621	0	0.96	P<0.001	Come Sopra	Come Sopra
UK_4 (ρ_b :1.09 ± 0.07g cm ⁻³)	Argilloso	0.311	0.2966	0	0.93	P<0.001	Come Sopra	Come Sopra
UK_5 (ρ_b :1.02 ± 0.08g cm ⁻³)	Organico Sabb.-Arg.- Franco	0.176	0.4434	0	0.97	P<0.001	Come Sopra	Come Sopra
UK_6 (ρ_b :0.83 ± 0.14g cm ⁻³)	Suolo minerale Orgnanico	0.216	0.3785	0	0.97	P<0.001	Come Sopra	Come Sopra
Red-Brown Earths soil from Victoria, Australia	Argilloso Rigonfiabile	0.440	1.549	-0.04	0.93	RMSE: 0.029	South Australian Research and Development Institute, South Australia.	A. Fares, P. Buss, M. Dalton, A. I. El- Kadi, and L. R. Parsons. 2004

2. MATERIALI E METODI

I suoli utilizzati per l'indagine sono stati prelevati in compresori irrigui della Sicilia occidentale, caratterizzati da elevate potenzialità agricole. In relazione alle finalità della ricerca, i siti di campionamento sono stati selezionati in modo da esplorare suoli con diversa composizione granulometrica e con bassi valori di conducibilità elettrica ($EC < 2 \text{ dS m}^{-1}$).

La localizzazione geografica dei siti di indagine è indicata sull'immagine satellitare di Fig. 2.1; nello specifico, l'indagine ha interessato lo strato superficiale (0-30 cm) di suoli ricadenti in aree agricole della Sicilia occidentale, nei comuni di Partinico (PAR), Castelvetro (CAS), Marsala (MAR), Salemi (SAL), Villabate (VAB) e dell'azienda sperimentale Pietranera (PIN), nel territorio di Santo Sefano di Quisquina. Nel sito di Castelvetro, dove sono in corso altre attività sperimentali, si è scelto di investigare su due distinti profili di suolo caratterizzati da differenti classi tessiturali (CAS_A e CAS_B), oltre che a due diverse profondità, pari rispettivamente a 0-30 cm (CAS_B) e 60-90 cm (CAS_C).

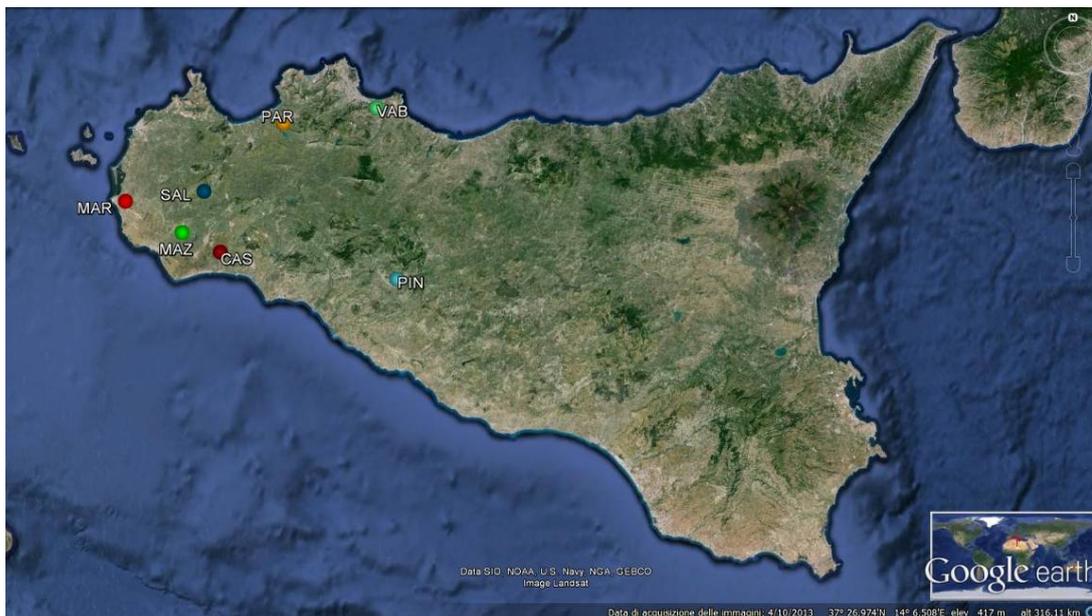


Figura 2.1 – Identificazione dei siti di campionamento su immagine Google Earth

La composizione granulometrica dei terreni, è stata effettuata utilizzando il metodo dell'idrometro di Bouyoucos (ASTM 152H) e, per l'attribuzione della classe tessiturale, è stata seguita la classificazione USDA.

La quantità in scheletro, espressa in g kg^{-1} , per ciascun campione di suolo indisturbato, è stata determinata rapportando il peso [g] del materiale trattenuto da uno staccio con fori

corrispondenti ad un diametro di 5 mm, al peso secco [kg] del campione iniziale dal quale è stato estratto. Il peso del materiale trattenuto è stato determinato dopo avere setacciato il terreno, sciacquato con soluzione Calgon e dopo essiccamento in stufa a 105 °C per 48 ore.

La conducibilità elettrica è stata invece determinata, con procedura standard, sul filtrato ottenuto sull'estratto 1:5 (suolo/acqua), attraverso l'ausilio di un conduttivimetro da banco CRISON, microCM 2200.

2.1 Calibrazione sito-specifica mediante la procedura suggerita dal costruttore

L'individuazione delle equazioni di calibrazione sito-specifiche mediante la procedura classica di calibrazione in campo suggerita dalla costruttore del sensore, ha riguardato i siti indicati con i codici PAR, CAS_A, MAR, CAS_B, PIN, CAS_C e SAL.

La procedura classica di calibrazione in campo prevede l'installazione di sei pozzetti di misura, della lunghezza di 35 cm, collocati secondo lo schema di fig. 2.2, in modo da esplorare lo strato di terreno 0-30 cm. L'introduzione del sensore Diviner 2000 all'interno di tali pozzetti ha permesso, nei diversi periodi dell'anno, di effettuare le misure di frequenza scalata ogni 5 cm di profondità, sia in andata che in ritorno. Ovviamente, la misura all'interno del tubo di accesso ha richiesto la preliminare taratura del sensore in aria ed in acqua. I corrispondenti valori del contenuto idrico gravimetrico e della massa volumica apparente, sono state eseguite in laboratorio su campioni di suolo indisturbato, aventi diametro di 8,0 cm e lunghezza pari a 5,0 cm, prelevati alle diverse profondità nell'intorno di ciascuna coppia di pozzetti, come suggerito nel protocollo di misura previsto dal costruttore.

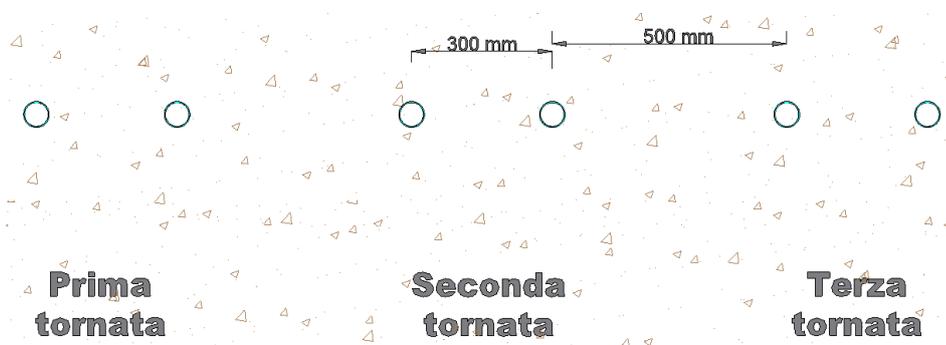


Figura 2.2 – Procedura classica di calibrazione in campo. Disposizione dei pozzetti di misura installati in campo

La fase operativa della calibrazione è stata articolata in tre tornate di misura, eseguite in diversi periodi dell'anno, caratterizzate da valori differenti del contenuto idrico del suolo. Così come suggerito dal costruttore, una tornata di misure deve essere effettuata immediatamente dopo un evento piovoso o quando il suolo si trova a valori di contenuto idrico prossimo alla capacità di campo (contenuti idrici volumetrici in genere maggiori del 25%). Una seconda tornata di misure deve essere effettuata quando il contenuto idrico del suolo è compreso tra il 15 ed il 25%, mentre l'ultima tornata, deve essere eseguita alla fine della stagione secca, quando il contenuto idrico del suolo risulta inferiore al 10%.

In dettaglio, per ciascun tubo installato in campo, sono state eseguite dodici misure di frequenza scalata ogni 5,0 cm di profondità, dal piano di campagna e fino a 30 cm. Per minimizzare l'errore di misura l'acquisizione dei dati è stata effettuata sia durante la fase di inserimento del sensore nel tubo di accesso, che durante quella di risalita. Al termine della fase di misura in campo, nell'intorno di ciascun pozzetto, sono stati prelevati dodici campioni indisturbati di terreno, a quattro distinte profondità (0-5 cm, 5-10 cm, 15-20 cm e 25-30 cm).

Le figg. 2.3 e 2.4 mostrano lo schema di campionamento ed il posizionamento dei campionatori durante la fase di prelievo in campo.

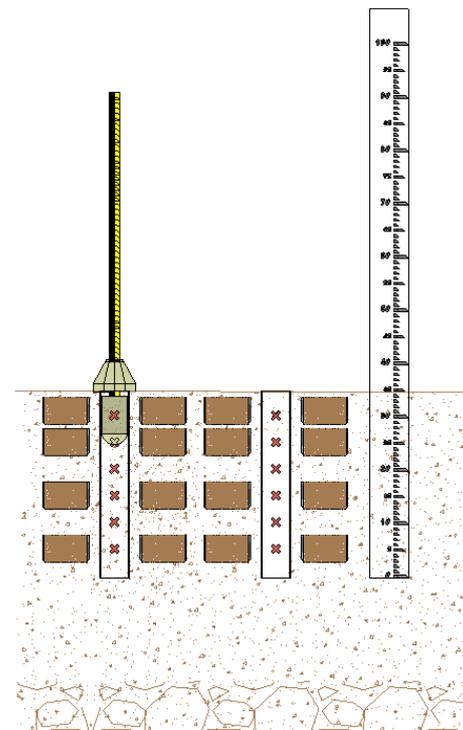


Fig. 2.3)

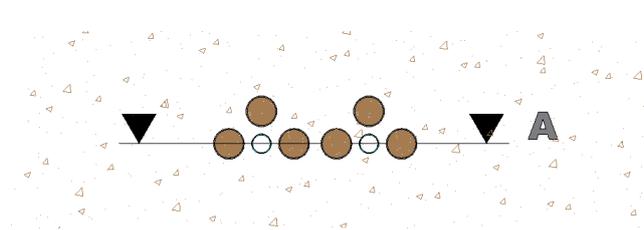


Fig. 2.4)

Figure 2.3 e 2.4 – Schema di campionamento secondo la procedura di calibrazione proposta dal costruttore del sensore e localizzazione dei campionatori 8,0 x5,0 cm per la misura dei contenuti idrici gravimetrici e della massa volumica apparente alle diverse profondità

Una volta trasportati in laboratorio, i campioni di terreno sono stati ripuliti e livellati e quindi pesati con una bilancia avente una precisione di 0.01 gr, prima e dopo essiccamento in stufa a 105 °C per 48 ore, in modo da determinare, per ciascuno di essi, il contenuto idrico gravimetrico, la massa volumica apparente del terreno e valutare, infine, il contenuto idrico volumetrico.

2.2 Procedura di calibrazione mediante monoliti di suolo indisturbato

Allo scopo di superare alcune delle limitazioni connesse con le procedure di calibrazione in situ, in prossimità dell'area dove è stata eseguita la procedura di calibrazione classica suggerita dal costruttore, sono stati prelevati dei monoliti di suolo indisturbato, opportunamente dimensionati, sui quali è possibile misurare sia i valori di frequenza scalata (SF) che i corrispondenti contenuti idrici volumetrici (θ) del terreno. Questi ultimi sono determinati nel corso di un processo di essiccamento all'aria del terreno, mediante la misura contemporanea del contenuto idrico gravimetrico e della corrispondente massa volumica apparente.

I mini-lisimetri utilizzati per il prelievo dei monoliti di suolo sono costituiti da un cilindro in PVC del diametro e dell'altezza pari a circa 25 cm; tali dimensioni sono state scelte sulla base dei risultati di studi sperimentali finalizzati a determinare il contributo dei diversi spessore di suolo nell'intorno compiuti da Paltineanu e Starr, (1997) e successivamente da Scobie (2006), che hanno infatti dimostrato come la risposta del sensore è influenzata da un volume di suolo avente la forma di un anello circolare, nell'intorno del pozzetto di misura dello spessore di circa 8,0 cm. Pertanto, le dimensioni scelte per i mini-lisimetri hanno permesso di disporre di un volume di suolo di poco superiore a quello investigato dal sensore, in modo che circa il 99% della risposta generata ricada all'interno del monolito.

Per ciascun sito di indagine, il prelievo dei mini-lisimetri è stato in generale eseguito dopo un evento piovoso, quando il terreno si trovava ad un valore del contenuto idrico prossimo alla capacità di campo. Così facendo, è stato possibile disporre di monoliti di suolo che presentavano contenuti idrici elevati durante il prelievo, evitando così di dover umettare artificialmente il terreno e semplificando le operazioni di prelievo.

La sequenza fotografica di fig. 2.5a,v mostra le diverse fasi del campionamento, che ha previsto in particolare l'iniziale livellamento della superficie del suolo (Fig. 2.5a) e successivamente, seguendo le linee guide suggerite dalla Sentek, l'inserimento del tubo di accesso del sensore, caratterizzato da una lunghezza pari a circa 30 cm (Fig. 2.5b-d). L'ausilio di una guida in legno all'uopo predisposta, ha permesso di rispettare la verticalità dell'asse del tubo di accesso della sonda durante l'inserimento nel terreno (fig. 2.5b-h).

E' stato quindi posizionato il cilindro campionatore (Fig. 2.5l-p) facendo in modo che il tubo di accesso della sonda si ponesse in posizione assiale rispetto al cilindro stesso ed inserito nel terreno con l'ausilio di un martinetto idraulico. Il mini-lisimetro è stato quindi prelevato scavando attorno fino a raggiungere la base dello stesso (Fig. 2.5q-s), inserito all'interno di un sacchetto di plastica, sigillato ed infine trasportato in laboratorio.



Figura 2.5 a,v – Fasi del prelievo dei mini-lisimetri indisturbati

Dopo essere stato preparato in laboratorio con ripulitura del fondo e livellamento delle superfici, il mini-lisimetro è stato posto ad essiccare all'aria.

Il protocollo di misura utilizzato, per ciascun contenuto idrico del terreno, è stato così articolato:

- a) Determinazione del peso del campione (cilindro e tara) con bilancia avente una precisione di 0.1 g.
- b) Preliminare taratura dello strumento in aria ed in acqua distillata, in modo da misurare i corrispondenti valori di frequenza F_a ed F_w . Per quest'ultima misura, il baricentro del sensore, collocato tra i due anelli metallici del condensatore, si è fatto coincidere, per quanto possibile, con il baricentro del volume di liquido. Tali determinazioni, unitamente alla misura relativa alla frequenza nel suolo (F_s), ottenuta inserendo il sensore all'interno del tubo di accesso posto nel mini-lisimetro, hanno permesso la determinazione della frequenza scalata. Anche per la misura della frequenza nel suolo, il baricentro del sensore è stato posto in corrispondenza del baricentro del monolito, come illustrato nella Fig. 2.6.
- c) Misura della temperatura dell'aria e di quella del suolo. La misura della temperatura e dell'umidità dell'aria è stata eseguita utilizzando un termo-igrometro portatile, mentre un termometro a infrarossi ha permesso la misura della temperatura del suolo, in corrispondenza della superficie.
- d) Determinazione della contrazione verticale del monolito di terreno.

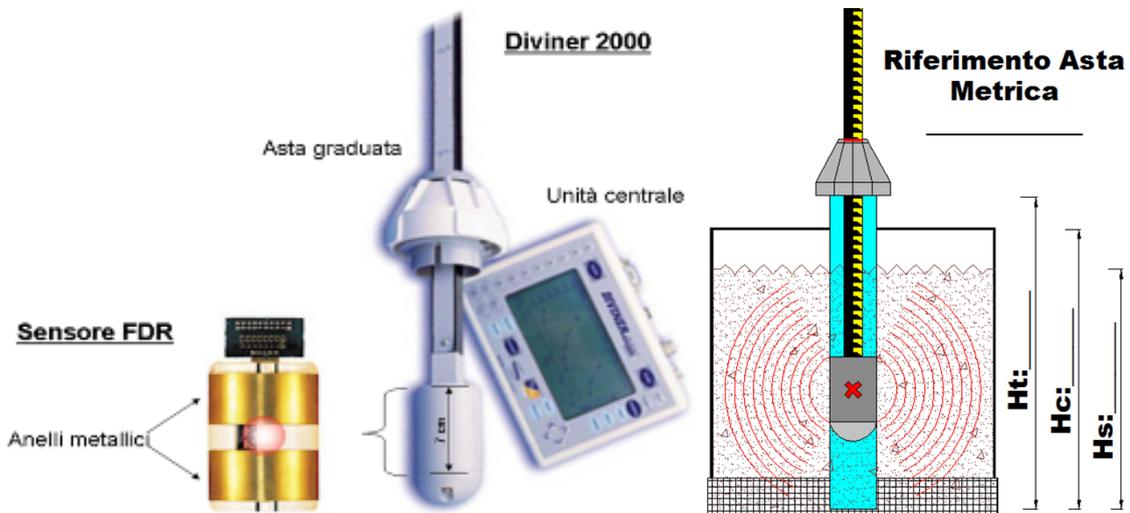


Figura 2.6 – Particolare del Diviner 2000 con indicazione del baricentro del sensore e del suo posizionamento all'interno del monolito di terreno

La determinazione sperimentale della contrazione del monolito di suolo è stata condotta attraverso la misura del cedimento verticale e della contrazione laterale durante il processo di essiccamento all'aria del campione.

La valutazione della contrazione verticale è stata effettuata utilizzando un calibro di precisione regolato da vite micrometrica, installato nell'apparecchiatura mostrata in Fig. 2.7; in questo modo è stato possibile misurare l'altezza del campione di terreno durante l'intero processo di essiccazione all'aria.

Le misure sono state in particolare effettuate su otto punti preventivamente scelti sulla superficie del campione, su due direzioni ortogonali, come rappresentato in Fig. 2.8.



Figura 2.7 – Installazione sperimentale utilizzata per misurare la contrazione verticale nel corso di un processo di essiccazione all'aria del campione di terreno

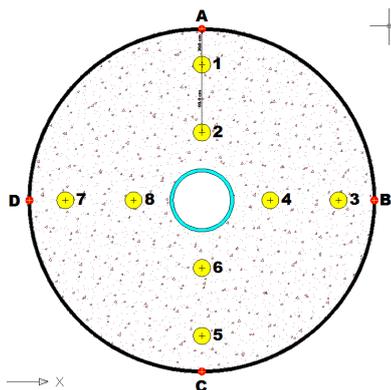


Figura 2.8 – Disposizione dei punti di misura della contrazione verticale

Il contatto tra la punta della vite micrometrica ed il terreno è indicato dal passaggio di corrente elettrica rilevato da un microamperometro, posto all'interno del circuito nel quale sono inseriti, in serie, il calibro ed il campione di terreno. Le letture sono eseguite alla scala graduata del calibro che garantisce la precisione dell'ordine del decimo di millimetro. Per ciascun valore di contenuto idrico, l'altezza del campione di suolo è stata quindi ottenuta come media aritmetica delle otto misure effettuate. Dopo la fase di

essiccazione in stufa, il diametro del monolito di suolo è stato misurato lungo due direzioni ortogonali e in corrispondenza di tre distinte sezioni, in modo da determinare

sperimentalmente il volume finale del campione ed il fattore geometrico r_s , che caratterizza l'intero processo di contrazione.

La conoscenza del fattore geometrico ha permesso quindi la determinazione indiretta della contrazione orizzontale sulla base dei valori misurati del cedimento verticale, nell'ipotesi che il valore di tale parametro possa considerarsi valido per l'intero processo di contrazione.

L'insieme delle misure (cedimento verticale e contrazione laterale) hanno quindi consentito di determinare, nel corso del processo di essiccamento, il volume del terreno in corrispondenza a ciascun valore del contenuto idrico e conseguentemente la massa volumica apparente del terreno.

2.3 Valutazione dell'influenza della massa volumica apparente e della composizione granulometrica del suolo sulle misure effettuate con il sensore

Lo studio della dipendenza dei parametri dell'equazione di calibrazione dalla composizione granulometrica e dalla massa volumica apparente del terreno è stato eseguito in laboratorio utilizzando suolo rimaneggiato prelevato nei diversi siti oggetto di indagine (PAR, CAS_A, MAR, CAS_B, SAL, VAB, MAZ). In particolare, sono state condotte prove di calibrazione su mini-lisimetri aventi caratteristiche geometriche uguali a quelli in precedenza descritti, ma riempiti con terreno setacciato a 5 mm e compattato a due diversi valori della massa volumica apparente. Sono stati a tal fine realizzati due valori di ρ_b , corrispondenti rispettivamente al minimo e massimo che ciascun tipo di suolo può raggiungere.

In particolare, il raggiungimento di un certo valore di massa volumica apparente ha reso necessario eseguire uno studio preliminare sulle proprietà di compattazione del suolo attraverso l'ausilio di un "Proctor hammer" tipo standard, seguendo il protocollo ASTM D698 (2005). La procedura seguita ha permesso di identificare l'entità del contenuto idrico che deve avere il suolo per far sì che possa raggiungere, all'interno del mini-lisimetro, un prefissato valore della massa volumica apparente.

La Fig. 2.9 mostra la strumentazione utilizzata per la prova preliminare di compattazione del suolo e le diverse fasi che hanno permesso di determinare il contenuto idrico del terreno necessario per ottenere, per ciascun tipo di suolo, il valore massimo di ρ_b realizzabile, mentre invece, la fig. 2.10 illustra, a titolo di esempio, la curva di compattazione del suolo ottenuta in

laboratorio per il suolo PAR, per valori diversi del contenuto idrico iniziale, compresi tra il 4% ed il 22% circa, che permettono di ottenere valori della massa volumica apparente variabili tra 1,4 ed 1,7 g/cm³ circa. Sulla base quindi di tali determinazioni, è stato possibile identificare, per ciascun tipo di suolo, il contenuto idrico al quale portare il terreno rimaneggiato, al fine di ottenere valori prefissati della massa volumica apparente.



Designation: D 698 – 07¹

Standard Test Methods for
Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using
Standard Effort (12 400 ft-lbf/ft³ (600 kN-m/m³))¹



Figura 2.9 – Procedura di laboratorio per l'identificazione del contenuto idrico del terreno necessario al raggiungimento del valore massimo della massa volumica apparente

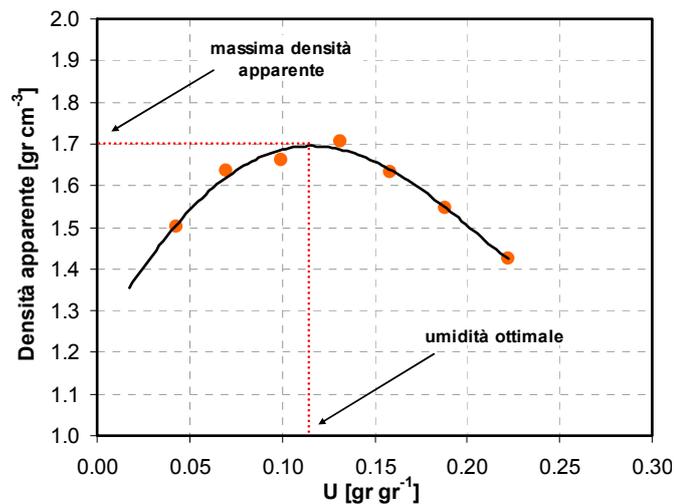


Figura 2.10 – Esempio della curva di compattazione di un suolo ottenuta per il sito PAR

La sequenza fotografica riportata in fig. 2.11 mostra le diverse fasi di realizzazione dei mini-lisimetri contenenti suolo setacciato; per ciascuno dei suoli investigati sono stati realizzati due distinti valori massima massa volumica apparente. Il massimo valore di ρ_b è stato ottenuto umettando artificialmente il terreno, setacciato a 5 mm, fino a raggiungere il prefissato contenuto idrico, rilevato dalla curva di compattazione del suolo. Una volta umettato il terreno è stato posto all'interno del mini-lisimetro e, con l'ausilio di una incastellatura di rinforzo, compattato in tre riprese (tre strati), utilizzando il Proctor standard e applicando un numero di colpi proporzionali alla dimensione del cilindro.



Figura 2.11 – Procedura di laboratorio per la realizzazione del mini-lisimetro di suolo rimaneggiato a valori prefissati della massa volumica apparente

Non appena completata la procedura di riempimento, i mini-lisimetri sono stati saturati dal basso e quindi, analogamente a quanto già descritto con riferimento alle misure effettuate sui monoliti indisturbati, seguendo un processo di essiccamento all'aria dei campioni di suolo si è proceduto alla determinazione dei valori della frequenza scalata e dei corrispondenti contenuti idrici volumetrici ottenuti anche in questo caso utilizzando il metodo termo-gravimetrico e sulla base dei valori effettivamente misurati del volume apparente del campione di terreno.

2.4 Analisi statistica

Il confronto tra i valori delle grandezze fisiche esaminate, stimate nei distinti casi considerati, rispetto ai corrispondenti misurati, è stato effettuato da una parte attraverso l'esame dei residui e dall'altra mediante la determinazione della radice quadrata dell'errore quadratico medio, RMSE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - M_i)^2} \quad (2.1)$$

nella quale P_i e M_i rappresentano rispettivamente i valori stimati e misurati della grandezza fisica considerata ed n il numero complessivo di misure effettuato. Il parametro $RMSE$ permette di quantificare l'errore commesso nell'usare l'equazione di calibrazione standard piuttosto che in quella sperimentale. Tale parametro, che fondamentalemente rappresenta la deviazione standard delle differenze tra i valori predetti ed osservati (residui), ha permesso quindi di quantificare gli errori della stima di una data variabile, connessi ai differenti modelli esaminati.

3. RISULTATI E DISCUSSIONE

Nel presente capitolo sono inizialmente presentati i risultati dell'analisi fisica dei suoli investigati, con riferimento alla determinazione della composizione granulometrica, del contenuto in sostanza organica, della frazione in scheletro e della conducibilità elettrica (EC).

Nei paragrafi seguenti vengono descritte e discusse le misure eseguite per la determinazione delle equazioni di calibrazione sito-specifiche ottenute seguendo la procedura di calibrazione in campo proposta dal costruttore, nonché le valutazioni effettuate sui minilisimetri che, da una parte, hanno permesso di superare alcune delle limitazioni insite nella procedura di calibrazione proposta dal costruttore e dall'altra di investigare sulla dipendenza dei parametri dell'equazione di calibrazione dalla composizione granulometrica e dalla massa volumica apparente del terreno.

Viene infine presentata e discussa la possibilità di stima indiretta dei parametri dell'equazione di calibrazione in funzione di variabili fisiche del terreno di facile determinazione.

3.1. *Caratterizzazione fisica del suolo*

La tab. 3.1 riporta, per i diversi suoli esaminati, la profondità di prelievo, le percentuali di argilla (A), limo (L) e sabbia (S) secondo la classificazione USDA, nonché il contenuto di scheletro, la conducibilità elettrica (EC) determinata sull'estratto 1:5 e la percentuale di sostanza organica (S.O.).

Tabella 3.1 – Profondità di prelievo e proprietà fisiche dei suoli investigati

SITO	ID	Prof. [cm]	A [%]	L [%]	S [%]	Classe	Scheletro [g kg ⁻¹]	EC (1:5) [dS m ⁻¹]	S.O. [%]
1 Partinico	PAR	15	9,1	5,1	85,8	S-F	20 (scarso)	0,11	n.d.
2 Castelvetro	CAS_A	15	20,0	16,3	63,7	F-S-A	17 (scarso)	0,31	2,0
3 Marsala	MAR	15	24,6	26,9	48,5	F-S-A	32 (scarso)	0,22	2,6
4 Castelvetro	CAS_B	15	38,7	13,4	42,4	F-A	4 (assente)	0,18	1,9
5 Pietranera	PIN	15	37,4	33,8	28,8	F-A	32 (scarso)	0,35	2,0
6 Castelvetro	CAS_C	75	36,7	17,9	45,3	S-A	2 (assente)	0,18	2,0
7 Salemi	SAL	15	45,1	37,6	17,3	A	72 (comune)	0,23	2,0
8 Villabate	VAB	15	23,1	13,9	63,1	F-S-A	(assente)	0,13	2,4
9 Mazara	MAZ	15	39,0	27,1	33,9	FA	14 (scarso)	0,36	1,3

La fig. 3.1, che mostra le curve granulometriche dei diversi suoli, evidenzia le notevoli differenze tra le frazioni di sabbia, limo e argilla che caratterizzano i terreni esaminati.

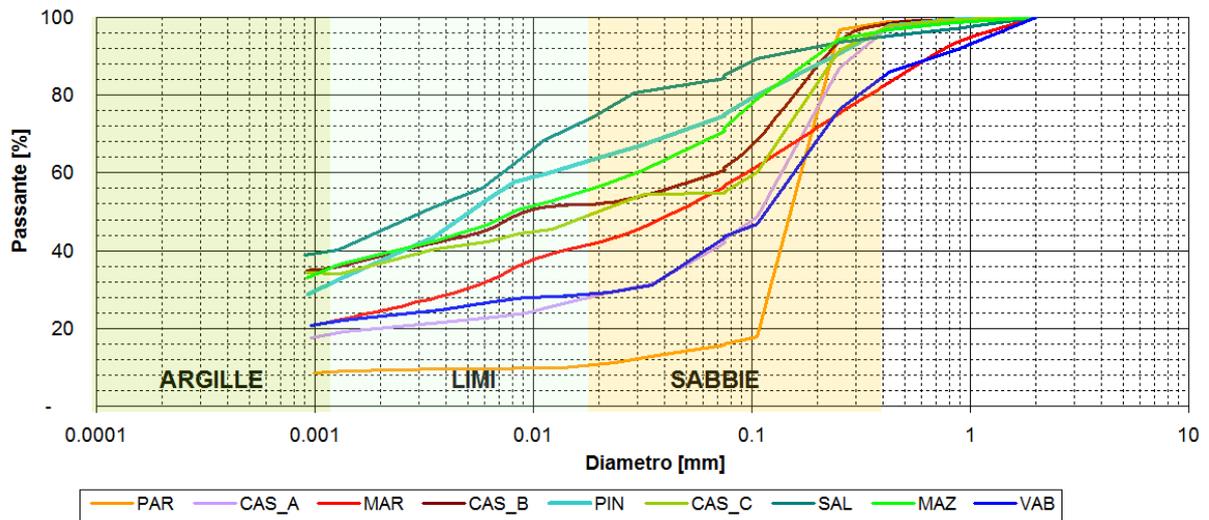


Figura 3.1 – Distribuzione granulometrica per i diversi suoli investigati

In particolare il contenuto di argilla risulta variabile tra il 9% ed il 45% circa, mentre il contenuto in sabbia è compreso tra il 17% e l'86%. D'altra parte, il contenuto in scheletro varia tra 2 e 72 g kg⁻¹ e pertanto, secondo la classificazione agronomica, risulta da scarso a comune. Con riferimento alle classi di tessitura USDA, mostrate in fig. 3.2, i diversi suoli ricadono all'interno di classi tessiturali variabili tra la franco-sabbiosa e l'argillosa.

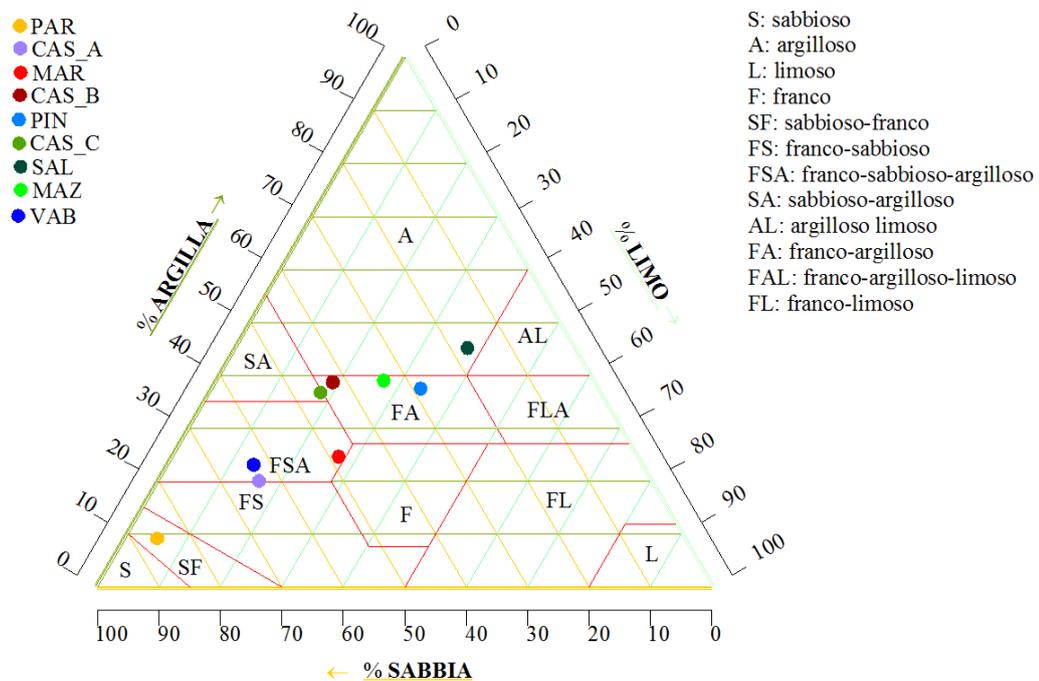


Figura 3.2 – Triangolo delle tessiture USDA con indicazione dei suoli esaminati

Per quanto concerne invece la conducibilità elettrica (EC), valutata sull'estratto acquoso 1:5, sono stati osservati valori modesti che hanno permesso di classificare i suoli investigati come non salini (Rhoades et al., 1999).

3.2. Relazione di calibrazione sito-specifica ottenuta utilizzando la procedura suggerita dal costruttore

La calibrazione sito-specifica del sensore Diviner 2000 ha inizialmente seguito la procedura classica di calibrazione in campo suggerita dal costruttore. I suoli per i quali è stata utilizzata tale procedura sono stati quelli di tab. 3.1, numerati da 1 a 7.

Le misure sperimentali hanno interessato un dominio di stato idrico del suolo approssimativamente variabile tra la capacità di campo e quello corrispondenti al minimo stagionale, come riscontrato a fine estate, nel periodo antecedente l'inizio delle precipitazioni autunnali.

Per i diversi siti investigati, la Fig. 3.3 a,g riporta i valori medi del contenuto idrico volumetrico del terreno (ottenuti utilizzando il metodo termo-gravimetrico e le corrispondenti misure di massa volumica apparente del terreno), in funzione dei valori di frequenza scalata (SF) misurati in campo, la relazione $SF(\theta)$ suggerita dal costruttore, nonché le rispettive equazioni interpolari, espresse nella forma dell'eq.1.29, ipotizzando un valore del coefficiente $c=0$. Tale ipotesi, in linea con quanto assunto da altri AA. (Morgan et al., 1999; Geesing et al., 2004; Groves e Rose, 2004; Gabriel et al., 2010) è supportata dalla considerazione che per i valori di θ più contenuti, le corrispondenti misure di SF tendono rapidamente a ridursi, determinando errori di stima del tutto trascurabili. La figura mostra altresì, tanto con riferimento ai valori di θ che ai corrispondenti SF , le deviazioni standard ottenute, con riferimento a θ , sulla base dei sei valori misurati per ciascuna profondità mentre invece, per quanto riguarda SF utilizzando le quattro misure rilevate inserendo il sensore, in andata ed in ritorno, all'interno dei due tubi di accesso utilizzati in ciascuna tornata di misure.

L'esame della figura evidenzia che per i suoli più sabbiosi (PAR, CAS_A e MAR), la procedura di calibrazione in campo consente di determinare relazioni $SF(\theta)$ molto simili a quella proposta dal costruttore. Più difficile è risultata invece la determinazione della relazione di calibrazione relativa ai suoli contenenti argille rigonfiabili. Infatti, con riferimento al sito denominato PIN (fig. 3.3e), già alla seconda tornata di misura, si è

osservata in campo l'apertura di crepacciature che, come mostrato dalla foto di fig. 3.4, hanno determinato il distacco del pozzetto di inserimento del sensore dal terreno circostante, con conseguente perdita di continuità del sistema suolo-pozzetto, circostanza questa che ha inficiato la bontà della determinazione.

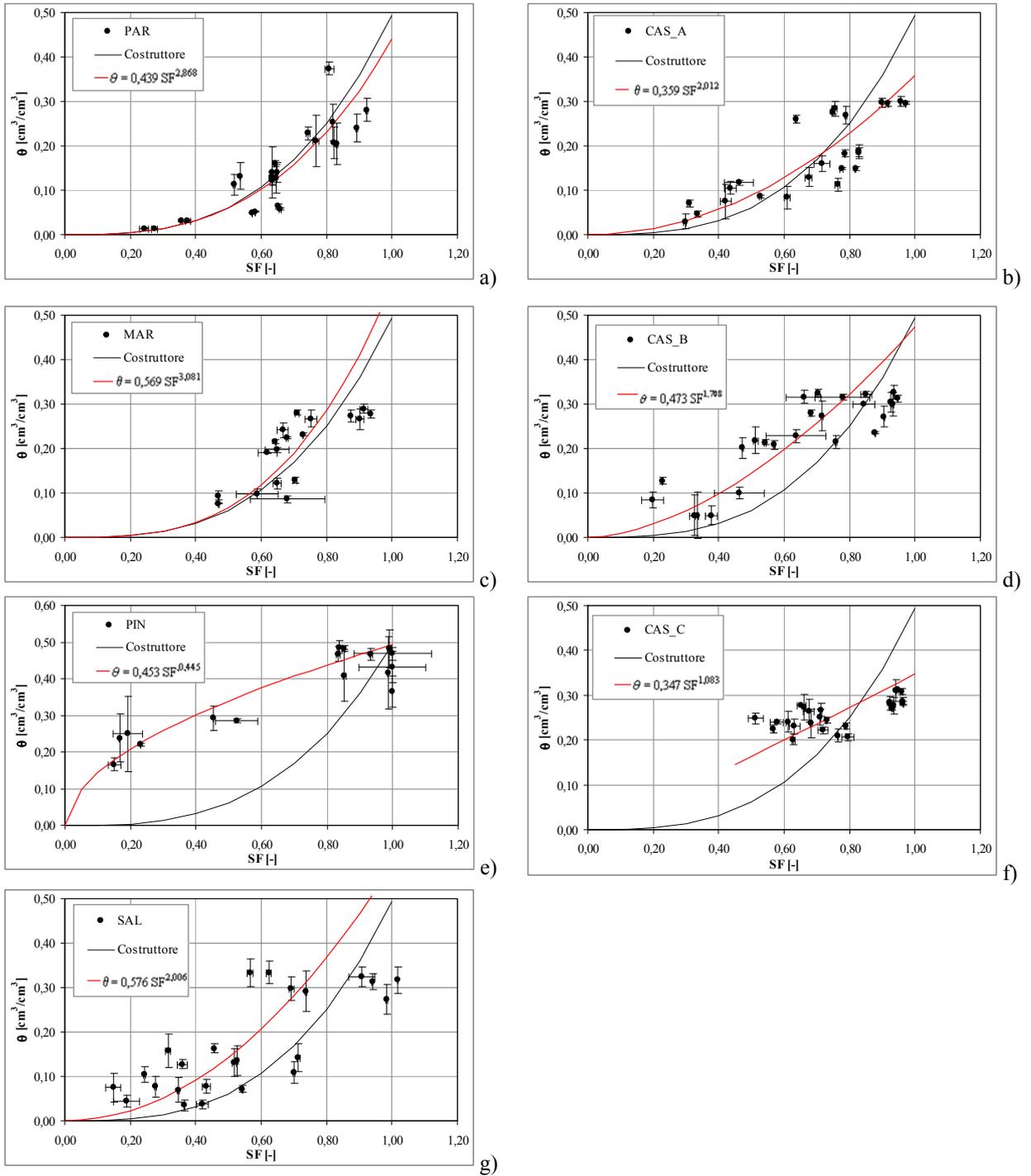


Figura 3.3a-g - Coppie di valori θ , SF misurate in campo, per i diversi suoli esaminati, nelle diverse tornate di misura, relazioni interpolari ed equazione di calibrazione proposta dal costruttore. Le barre di errore indicano le deviazioni standard dei valori misurati di θ ed SF .



Figura 3.4 – Crepacciature nell'intorno dei tubi di accesso della sonda Diviner 2000 presenti nel corso della seconda tornata di misure per il suolo PIN

Per quanto invece concerne il suolo denominato CAS_C, proponendosi di investigare lo strato di terreno a profondità di 60-85 cm, nelle tre tornate di misura non è stato mai possibile ottenere valori di θ inferiori al 20% circa, rendendo quindi impossibile la determinazione di una relazione di calibrazione per un ampio intervallo di variazione dei contenuti idrici volumetrici del terreno (fig. 3.3,f). In ogni caso, per tutti i suoli esaminati, è da rilevare la generalmente elevata variabilità dei contenuti idrici volumetrici del terreno dovuta, da una parte alla variabilità spazio-temporale dei contenuti idrici gravimetrici e dall'altra dei valori della massa volumica apparente del terreno.

In ogni caso, eccetto che per i tre suoli più sabbiosi, la relazione proposta dal costruttore tende in genere a sottostimare i contenuti idrici volumetrici. Tale risultato è in linea con quanto ottenuto da Geesing et al. (2004) su un suolo franco-limoso e da Polyakov et al., (2005) su suoli franco-limosi-argillosi e argillo-limosi. Anche Paltineanu e Starr (1997) hanno verificato che differenze nella composizione mineralogica del suolo, soprattutto con riferimento alle argille in esso presenti, possono condizionare la relazione di calibrazione; in particolare, la maggiore superficie specifica delle particelle di argilla influenza il volume di acqua presente e, conseguentemente, la corrispondente costante dielettrica del mezzo poroso rilevata dal sensore (Bridge et al., 1996; Wraith ed Or, 1999).

Nonostante le cennate limitazioni che hanno interessato le misure di campo eseguite sui suoli PIN e CAS_C, la fig. 3.5 mostra, per i diversi suoli esaminati, la distribuzione di frequenza degli errori $\theta_{stim}-\theta_{mis}$ commessi quando si utilizza la relazione di calibrazione proposta dal costruttore piuttosto che quella ottenuta sperimentalmente.

L'osservazione della figura evidenzia che, in generale, le differenze tra i valori del contenuto idrico volumetrico stimato mediante la relazione di calibrazione del costruttore (eq. 1.29) e misurato risultano, come detto, generalmente più elevate per i suoli più argillosi rispetto a quelli contenenti percentuali inferiori di argilla.

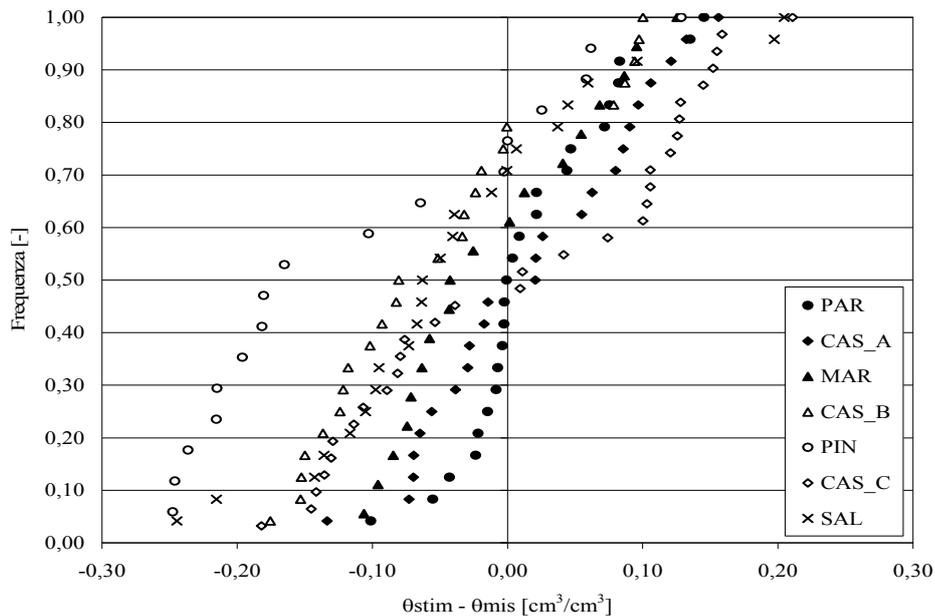


Figura 3.5. Distribuzione di frequenza degli errori connessi all'uso della relazione di calibrazione proposta dal costruttore per i diversi suoli esaminati.

La tab. 3.2 riporta l'errore medio delle differenze tra i contenuti idrici volumetrici stimati utilizzando la relazione di calibrazione proposta dal costruttore ed i corrispondenti valori misurati in campo, nonché le percentuali delle misure caratterizzate da errori minori del 5%, compresi tra il 5% ed il 10% e maggiori del 10%. Inoltre, i valori di RMSE associati al modello empirico $\theta(SF)$ e a quello suggerito dal costruttore vengono altresì riportati.

L'esame della tabella evidenzia che ai suoli caratterizzati dalla percentuale più consistente di sabbia (PAR, CAS_A e MAR), corrispondono i più bassi valori di RMSE; inoltre, l'uso della relazione di calibrazione proposta dal costruttore determina errori medi della stima generalmente contenuti entro il $\pm 10\%$, mentre invece errori decisamente più elevati si riscontrano nei suoli caratterizzati dalle maggiori percentuali di argilla ($RMSE > 0,1$), anche per effetto della scarsa accuratezza delle relazioni di calibrazione ottenute in campo.

Tabella 3.2 - Errore medio delle differenze tra i contenuti idrici volumetrici stimati (relazione di calibrazione proposta dal costruttore) e misurati in campo e percentuali di errori ricadenti nelle classi indicate. I valori di RMSE calcolati utilizzando il modello $\theta(SF)$ empirico e suggerito dal costruttore sono altresì riportati.

Sito	N	Valore medio	$\theta_{stim}-\theta_{mis}$			RMSE	
			<5%	5%-10%	>10%	$\theta(SF)$ empirica	$\theta(SF)$ costruttore
PAR	24	0.02	66.7	25.0	8.3	0,053	0,061
CAS_A	24	0.01	37.5	41.7	20.8	0,069	0,081
MAR	18	-0.01	38.9	50.0	11.1	0,067	0,071
CAS_B	25	-0.05	32.0	32.0	36.0	0,108	0,111
PIN	15	-0.10	13.0	26.7	60.0	0,172	0,167
CAS_C	30	0.01	16.7	16.7	66.6	0,105	0,117
SAL	24	-0.04	33.3	33.3	33.3	0,106	0,113

Per tali suoli, utilizzando la procedura di calibrazione in campo, per quanto riferito, non è stato infatti possibile determinare valori affidabili di SF per i contenuti idrici inferiori ad un certo valore soglia, in corrispondenza del quale si determina l'apertura di crepaccature nel volume di suolo esplorato dal sensore, che inficiano la bontà della determinazione (fig. 3.3e) ed ancora, per gli strati di terreno non superficiali (al di sotto dei 50-60 cm) i valori del contenuto idrico nelle diverse tornate di misura si sono mantenuti alquanto elevati, rendendo praticamente impossibile l'identificazione di una affidabile relazione di calibrazione in campo (fig. 3.3f) relativa all'intero dominio di variabilità di θ .

Le variazioni di massa volumica apparente al variare del contenuto idrico del terreno, responsabile dell'eventuale presenza di crepaccature, influenza pertanto sia i valori di frequenza scalata misurati dal sensore (air gap), che il contenuto idrico volumetrico del terreno θ . In ogni caso, al fine di limitare gli errori di misura e prima di utilizzare il sensore in campo, è sempre auspicabile, anche per i suoli tendenzialmente sabbiosi, così come peraltro suggerito da diversi AA. (Fares et al., 2004; Geesing et al., 2004; Paraskevas et al., 2012), ricavare l'equazione di calibrazione sito-specifica.

La fig. 3.6 a,g mostra, per tutti i suoli esaminati, i valori misurati della massa volumica apparente, al variare del contenuto idrico gravimetrico del terreno, sui tre campioni indisturbati di diametro 8.0 cm ed altezza 5.0 cm, prelevati in corrispondenza di ciascuna profondità.

L'osservazione della figura evidenzia, per tutti i siti di indagine e per ciascun prefissato contenuto idrico, una generalmente elevata variabilità della massa volumica apparente. Tale variabilità è certamente essere imputabile, da una parte alla variabilità spazio-temporale della

grandezza esaminata e dall'altra alla dimensione dei campioni prelevati in campo, il cui volume, soprattutto con riferimento ai più strutturati suoli argillosi, potrebbe essere non rappresentativo delle reali condizioni esplorate. In tab. 3.3 sono riportati, per i diversi siti di indagine e per ciascuna profondità, i valori medi e le relative deviazioni standard, nonché i valori minimi e massimi della massa volumica apparente rilevati nelle tre tornate di misura.

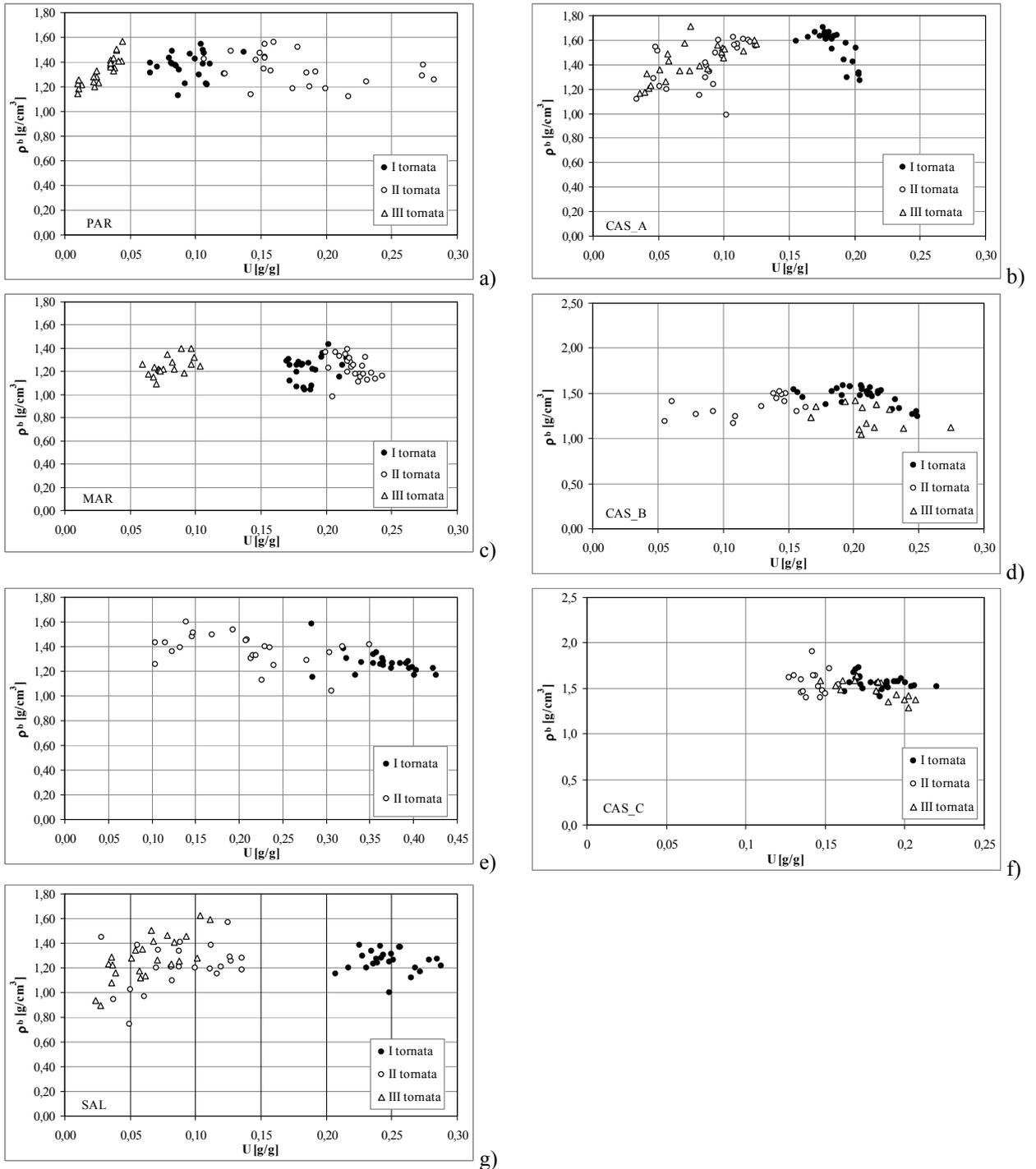


Figura 3.6 a-g - Valori della massa volumica apparente al variare del contenuto idrico gravimetrico per i diversi suoli esaminati, nelle tre tornate di misura (campioni indisturbati 8,0x5,0 cm).

Tabella 3.3 Valori medi, minimi e massimi della massa volumica apparente e relative deviazioni standard ottenuti sui campioni 8,0 x 5,0 cm, nei diversi siti e nelle tre tornate di misura, per ciascuna profondità di prelievo

	Prof.	U				ρ_b			
		media	dev.st.	min	max	media	dev.st.	min	max
	[cm]	[g/g]	[g/g]	[g/g]	[g/g]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[g/cm ³]
PAR	0-5	0,12	0,10	0,01	0,12	1,23	0,08	1,12	1,23
	5-10	0,09	0,06	0,02	0,09	1,30	0,08	1,19	1,30
	15-20	0,08	0,04	0,03	0,08	1,40	0,05	1,30	1,40
	25-30	0,09	0,04	0,04	0,09	1,47	0,06	1,38	1,47
CAS_A	0-5	0,14	0,07	0,04	0,14	1,31	0,12	1,11	1,31
	5-10	0,11	0,05	0,05	0,11	1,46	0,12	1,26	1,46
	15-20	0,12	0,05	0,07	0,12	1,58	0,07	1,45	1,58
	25-30	0,14	0,03	0,10	0,14	1,57	0,06	1,45	1,57
MAR	0-5	0,16	0,07	0,06	0,16	1,12	0,07	0,98	1,12
	5-10	0,16	0,06	0,07	0,16	1,24	0,05	1,16	1,24
	15-20	0,16	0,05	0,09	0,16	1,29	0,06	1,19	1,29
	25-30	0,21	0,01	0,20	0,21	1,30	0,08	1,15	1,30
CAS_B	0-5	0,17	0,08	0,06	0,17	1,29	0,13	1,05	1,29
	5-10	0,17	0,06	0,08	0,17	1,32	0,18	1,11	1,32
	15-20	0,16	0,05	0,08	0,16	1,46	0,17	1,21	1,46
	25-30	0,18	0,04	0,11	0,18	1,44	0,10	1,24	1,44
PIN	0-5	0,26	0,12	0,10	0,26	1,27	0,12	1,04	1,27
	5-10	0,27	0,13	0,12	0,27	1,37	0,15	1,17	1,37
	15-20	0,30	0,09	0,21	0,30	1,29	0,08	1,13	1,29
	25-30	0,31	0,05	0,21	0,31	1,36	0,10	1,17	1,36
CAS_C	45-50	0,17	0,02	0,13	0,17	1,45	0,08	1,28	1,45
	55-60	0,18	0,02	0,14	0,18	1,50	0,06	1,38	1,50
	65-70	0,17	0,02	0,15	0,17	1,55	0,10	1,36	1,55
	75-80	0,16	0,02	0,14	0,16	1,59	0,12	1,40	1,59
	85-90	0,16	0,03	0,13	0,16	1,61	0,07	1,46	1,61
SAL	0-5	0,12	0,11	0,02	0,12	1,25	0,09	1,12	1,25
	5-10	0,12	0,08	0,04	0,12	1,26	0,11	1,12	1,26
	15-20	0,14	0,07	0,05	0,14	1,31	0,11	1,15	1,31
	25-30	0,15	0,07	0,08	0,15	1,33	0,13	1,18	1,33

Se per ciascuna tornata di misura si considerano i valori medi della massa volumica apparente per le diverse profondità esaminate, la fig. 3.7 a,g mostra che i valori di ρ_b (medi dei tre campioni) tendono ad aumentare con la profondità di prelievo giustificando, almeno in parte, la variabilità riscontrata quando si considera l'intero dataset di misure. Inoltre, i valori di ρ_b presentano in genere una maggiore variabilità negli strati superficiali rispetto a quelli più profondi.

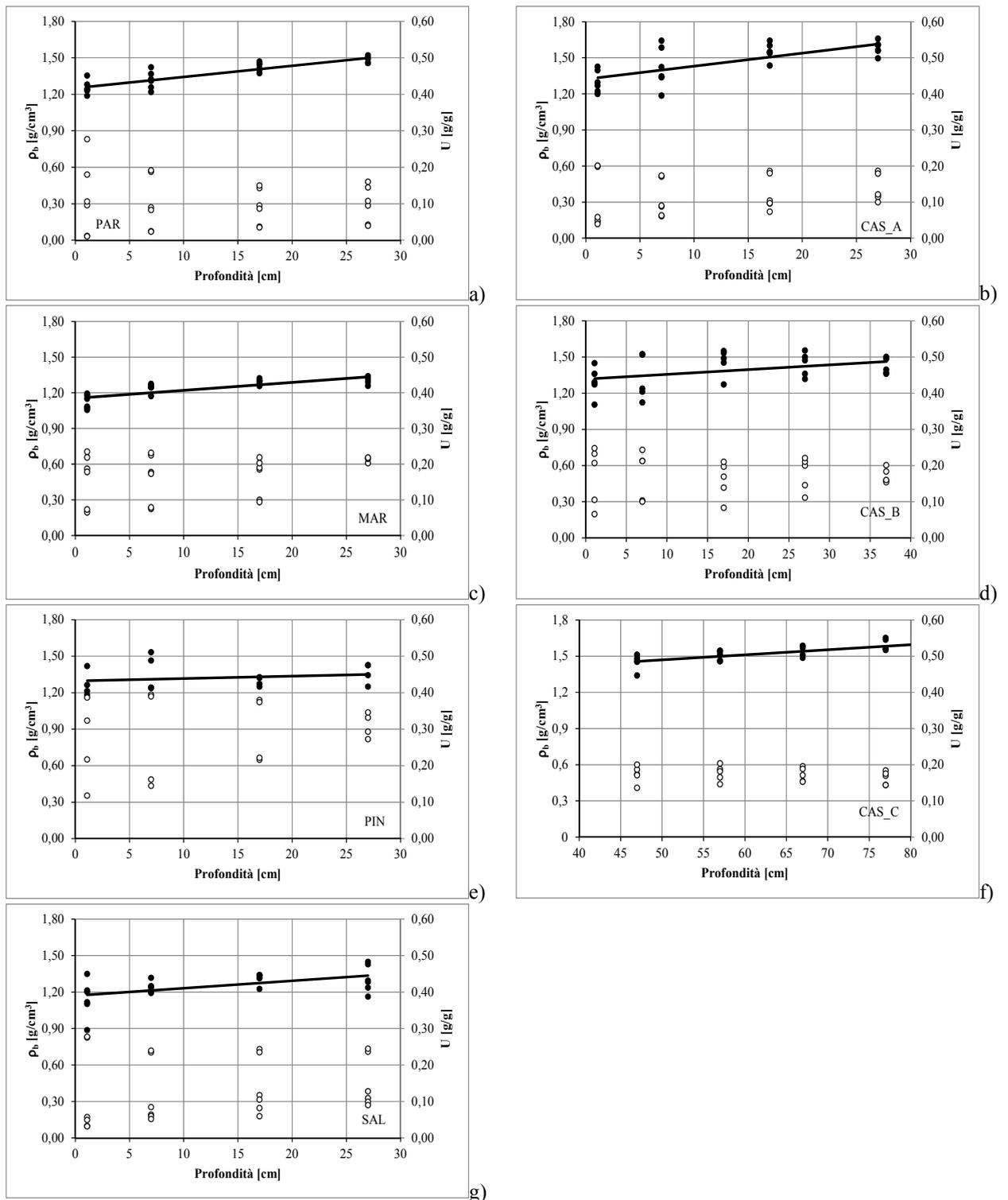


Figura 3.7 a-g - Valori medi della massa volumica apparente (cerchio pieno) e dei relativi contenuti idrici gravimetrici (cerchio vuoto) misurata sui campioni indisturbati 8,0x5,0 cm prelevati nelle tre tornate di misura, alle diverse profondità di campionamento

In ogni caso comunque, soprattutto con riferimento ad alcuni suoli (CAS_B, PIN, CAS_C e SAL) l'esame di fig. 3.7 a-g mostra che i valori di ρ_b risultano pressoché costanti per valori di U inferiori a circa il 10% mentre invece, per i valori del contenuto idrico gravimetrico superiori, risultano tendenzialmente decrescenti al crescere di U . La circostanza è attribuibile ai fenomeni di rigonfiamento e contrazione che, nei terreni argillosi, determinano variazioni del volume apparente del terreno al variare del contenuto idrico. Tuttavia, la profondità di prelievo del campione potrebbe avere limitato in campo la possibilità di libero rigonfiamento del terreno, limitando anche le riduzioni di ρ_b potenzialmente possibili in corrispondenza dei più elevati valori di U .

La fig. 3.8 sintetizza, per tutti i suoli investigati, l'andamento dei valori della massa volumica apparente al variare del contenuto idrico gravimetrico come osservato in campo. I valori di ρ_b , per $U > 0.10$, sono stati ottenuti correlando linearmente le misure di campo, indipendentemente dalla profondità di prelievo.

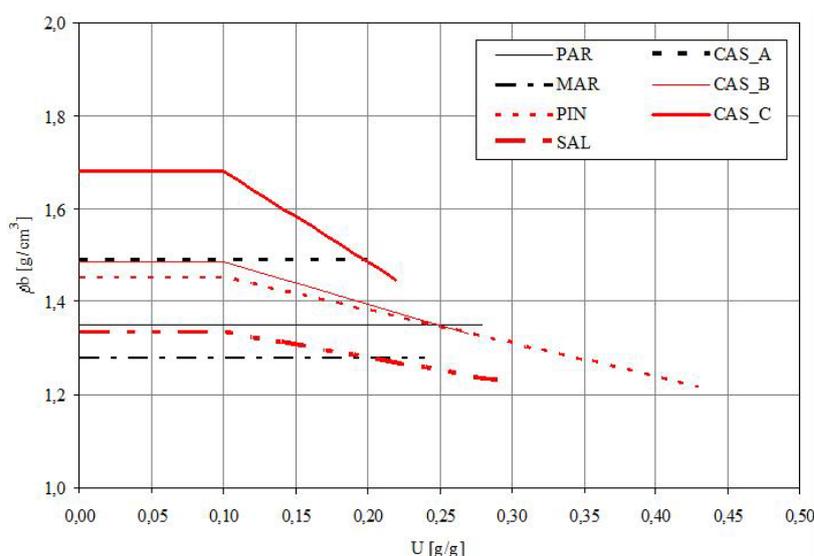


Figura 3.8. Andamento dei valori della massa volumica apparente al variare del contenuto idrico gravimetrico come osservato in campo (campioni indisturbati 8,0x5,0 cm).

La buona performance della relazione di calibrazione proposta dal costruttore, con riferimento ai suoli la cui massa volumica apparente risulti pressoché costante al variare del contenuto idrico gravimetrico, contraddistinta da valori di $RMSE < 0,81$ (tab. 3.2), conferma pertanto che relazione di calibrazione sia stata ottenuta su suoli non rigonfiabili e quindi caratterizzati da relativamente bassi contenuti di argilla.

3.3. Procedura semplificata di calibrazione del sensore mediante monoliti di suolo indisturbato

La procedura semplificata utilizzata per la calibrazione del sensore FDR ha considerato monoliti di suolo indisturbato, campionati all'interno di mini-lisimetri opportunamente dimensionati e sul quale è stato possibile misurare, oltre ai valori della frequenza scalata e del contenuto idrico gravimetrico, anche i corrispondenti valori della massa volumica apparente del terreno.

La tab. 3.4 riporta, per i diversi siti investigati, i contenuti idrici gravimetrici al momento prelievo (media di due campioni), U , i valori minimo, medio e massimo della massa volumica apparente, ρ_b , ed il contenuto di scheletro, determinati sui due monoliti di suolo indisturbato campionati all'interno dei mini-lisimetri. In particolare, i valori minimi di ρ_b si verificano in corrispondenza dei più elevati contenuti idrici, mentre invece i valori massimi sono riferiti alla condizione di terreno secco in stufa. L'esame del contenuto di scheletro evidenzia valori del tutto analoghi a quelli ottenuti sui campioni 8,0 x 5,0 cm utilizzati per la calibrazione del sensore in campo e riportati in tab. 3.1.

Tabella 3.4 – Valori del contenuto idrico gravimetrico al prelievo (U) e della massa volumica apparente ρ_b (minimo, medio e massimo) e del contenuto di scheletro dei monoliti di suolo indisturbato campionati all'interno dei mini-lisimetri

ID	U	ρ_b [g/cm ³]			Scheletro
	[g/g]	min	medio	max	[g kg ⁻¹]
PAR	0,28	1,47	1,51	1,54	20,0
CAS_A	0,15	1,62	1,71	1,77	21,0
MAR	0,17	1,31	1,33	1,37	31,5
CAS_B	0,17	1,57	1,66	1,76	3,5
PIN	0,21	1,40	1,56	1,70	10,0
CAS_C	0,20	1,58	1,70	1,80	2,6
SAL	0,24	1,32	1,45	1,65	71,5
MAZ	0,22	1,48	1,71	1,92	16,7

La fig. 3.9 mostra, per i diversi suoli esaminati, i valori del rapporto tra il valore massimo e minimo della massa volumica apparente in funzione della percentuale di argilla. Tale rapporto traduce la massima variazione del volume apparente del monolito di suolo in corrispondenza delle variazioni del contenuto idrico gravimetrico osservate durante il processo di essiccazione. L'esame della figura evidenzia che in corrispondenza dei più bassi valori del contenuto di argilla il valore del rapporto ρ_{bmin}/ρ_{bmax} risulta molto prossimo ad uno

(suoli non rigonfiabili) e tende ad aumentare al crescere della percentuale di argilla, raggiungendo un valore massimo pari a circa 1,30 (suoli rigonfiabili).

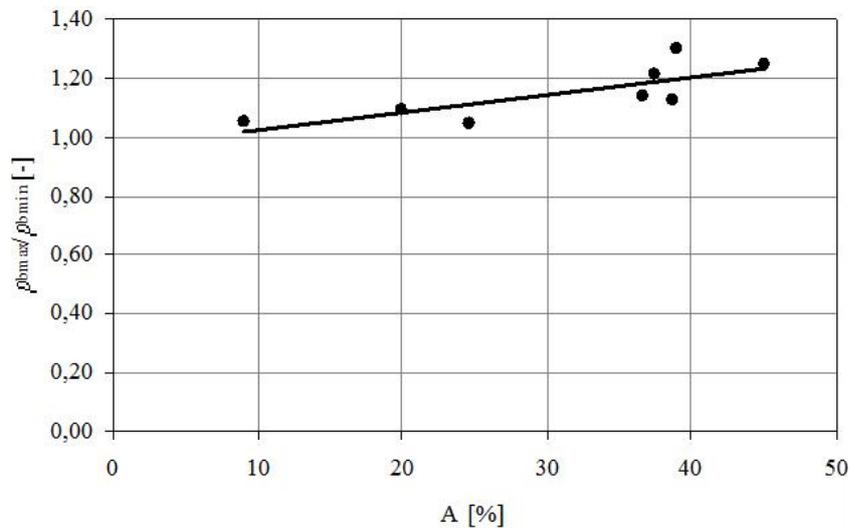
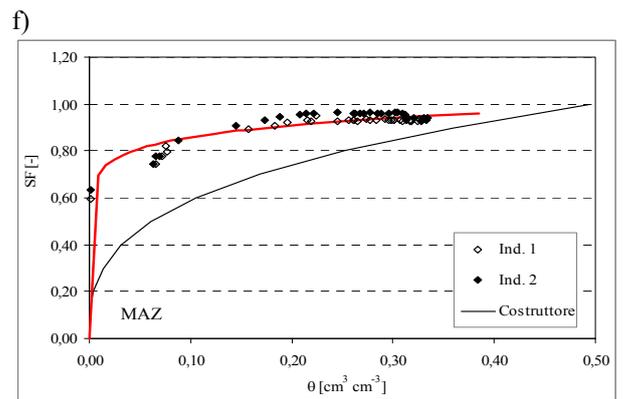
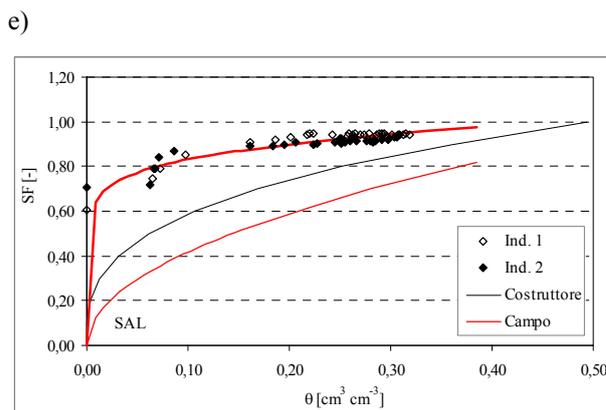
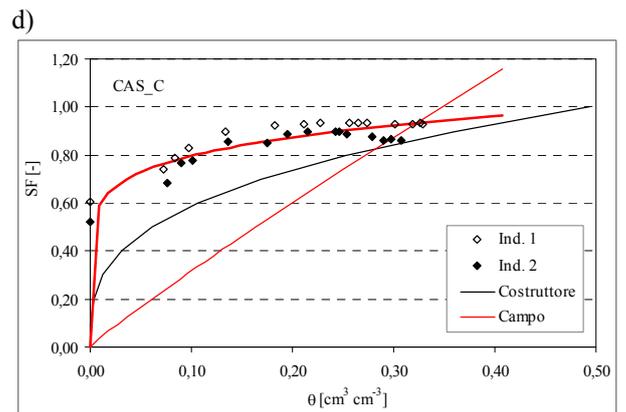
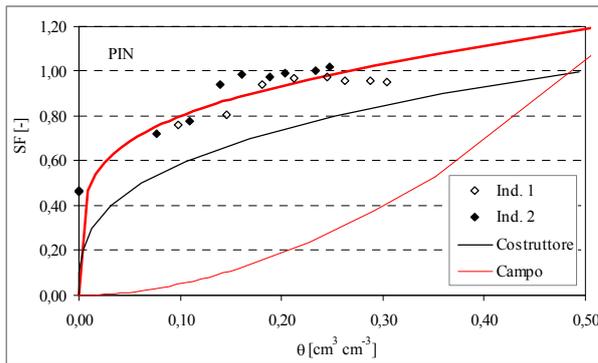
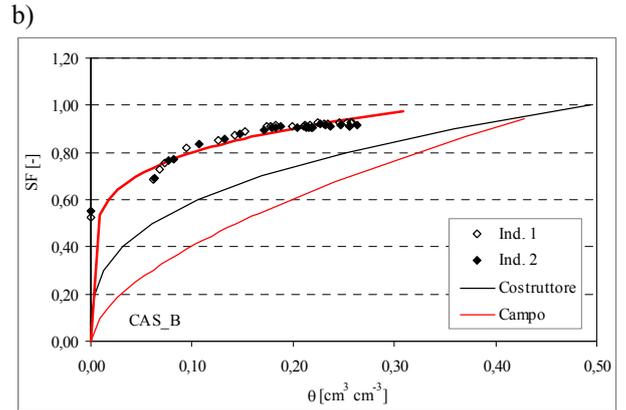
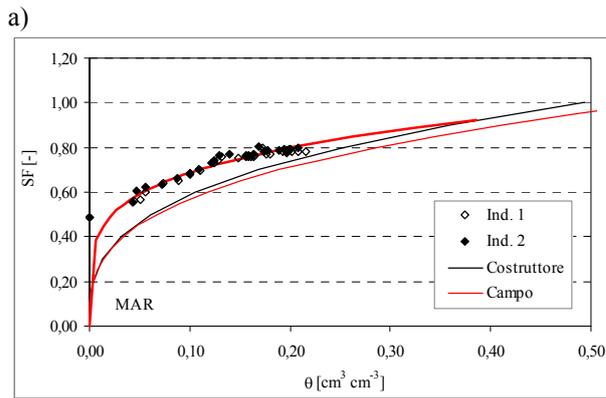
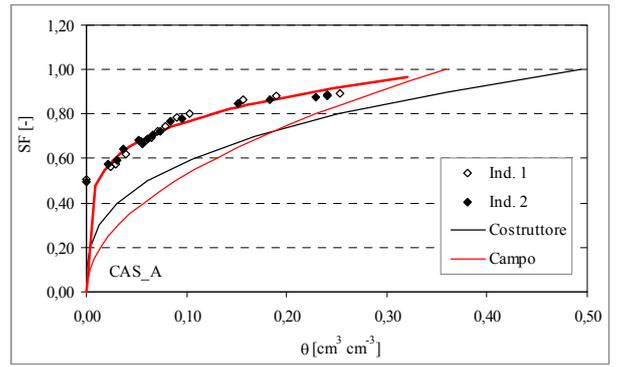
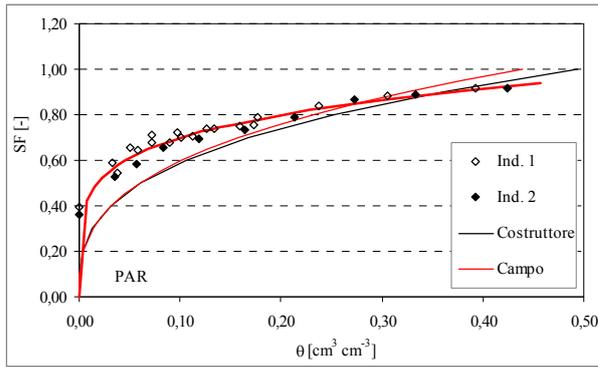


Figura 3.9. Valori di ρ_{bmin}/ρ_{bmax} misurati sui monoliti di suolo indisturbato, in funzione della percentuale di argilla per i diversi suoli investigati

La fig. 3.10a,h riporta, per i diversi suoli esaminati, le coppie di valori SF , θ misurate sui monoliti di suolo indisturbato, le relative relazioni interpolari, nonché le equazioni di calibrazione proposta dal costruttore ed ottenuta in campo. L'esame della figura evidenzia che per ciascun suolo esaminato, considerata la modesta dispersione dei punti sperimentali, è possibile identificare un'unica relazione interpolare $SF(\theta)$.

Inoltre, per i terreni caratterizzati dalle più elevate percentuali di argilla (PIN, CAS_C, SAL, MAZ), si osservano modeste variazioni dei valori di frequenza scalata in corrispondenza di significative variazioni del contenuto idrico gravimetrico del terreno. Tale circostanza è verosimilmente imputabile alle variazioni di massa volumica apparente del terreno che, al diminuire del contenuto idrico tende a contrarsi, modificando la sua porosità e conseguentemente le mutue proporzioni tra i volumi occupati dall'acqua, dall'aria e dalle particelle solide, influenzando pertanto, in ultima analisi, la permittività dielettrica del mezzo poroso rilevata dal sensore.

La tab. 3.5 riporta i valori dei coefficienti a, b e c delle equazioni di calibrazione $\theta(SF)$ (eq. 1.29) relative ai diversi suoli considerati, ottenute sia sui minilismetri, rispettivamente nell'ipotesi di considerare il coefficiente $c=0$ e $c \neq 0$, che in campo ($c=0$). I valori di RMSE associati ai due modelli, sono stati calcolati sulla base delle differenze tra i valori di θ misurati in campo ed i corrispondenti stimati.



g)

h)

Fig. 3.10a-h. Coppie di valori SF, θ misurate, per i diversi siti di indagine, sui monoliti di terreno indisturbato, relazioni interpolari ed equazioni di calibrazione proposta dal costruttore ed ottenuta in campo.

Tabella 3.5 – Coefficienti a , b e c dell'equazione empirica di calibrazione $\theta(SF)$ ottenuta sui minilimetri e in campo. I valori riportati di RMSE associati ai due modelli, fanno riferimento alle misure eseguite in campo

ID	monolito								campo		RMSE Eq. A	RMSE Eq. B
	Eq. A) $\theta = aSF^b$				Eq. B) $\theta = a_1SF^{b_1} + c_1$				$\theta = aSF^b$			
	a	b	R ²	a ₁	b ₁	c ₁	R ²	a	b			
1 PAR	0,607	5,013	0,974	0,610	5,232	0,007	0,974	0,439	2,868	0,084	0,074	
2 CAS_A	0,434	5,658	0,959	0,530	8,116	0,026	0,968	0,359	2,012	0,099	0,104	
3 MAR	0,592	4,781	0,932	0,556	4,286	-0,012	0,932	0,569	3,081	0,106	0,103	
4 CAS_B	0,393	6,590	0,911	0,418	8,611	0,025	0,914	0,473	1,708	0,178	0,167	
5 PIN	0,239	2,973	0,767	0,316	1,812	-0,080	0,778	0,453	0,445	0,252	0,270	
6 CAS_C	0,388	4,731	0,700	0,432	3,378	-0,065	0,707	0,347	1,083	0,149	0,161	
7 SAL	0,432	6,967	0,815	0,455	5,549	-0,043	0,818	0,576	2,006	0,151	0,173	
9 MAZ	0,385	5,676	0,722	0,468	3,587	-0,103	0,731	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

L'esame della tabella mostra che l'equazione di calibrazione rappresentata nella sua forma completa (eq. B di tab. 3.5), con $c_1 \neq 0$, non sempre consente di determinare una migliore stima di θ , atteso che i valori di RMSE ad essa associati risultano talvolta superiori a quelli ottenuti ponendo tale coefficiente pari a 0 (eq. A di tab. 3.5). Inoltre, avendo verificato che per ciascun suolo le due equazioni ottenute in genere differiscono soprattutto in corrispondenza dei valori più contenuti di θ difficilmente realizzabili in campo, si accetta l'ipotesi di considerare $c_1=0$, limitando così a due il numero di parametri empirici della relazione $\theta(SF)$ da determinare. L'uso delle relazioni di calibrazione ottenute sul monolito di suolo indisturbato, in entrambe le forme considerate, determina comunque valori dell'errore medio della stima più contenuti per i suoli caratterizzati dalle minori percentuali di argilla per i quali, i valori di RMSE risultano inferiori o prossimi a 0,10. Per gli altri suoli, la notevole variabilità e talvolta l'inconsistenza dei dati sperimentali ottenuti in campo determina valori di RMSE decisamente più elevati. In ogni caso, la procedura di calibrazione che utilizza i monoliti di suolo, oltre che richiedere tempi di misura decisamente minori rispetto alla classica procedura proposta dal costruttore, permette di esplorare, con continuità, un più ampio intervallo di valori di contenuto idrico del terreno rispetto a quanto è possibile rilevare direttamente in campo.

Al fine di eliminare l'effetto delle variazioni di massa volumica apparente sul contenuto idrico del terreno, i valori di SF misurati dal sensore sono stati rappresentati in funzione del contenuto idrico gravimetrico, piuttosto che volumetrico.

La fig. 3.11a,h mostra le coppie SF,U sperimentalmente ottenute sui due monoliti di suolo indisturbato, i valori di massa volumica apparente misurati in laboratorio, al variare del

contenuto idrico gravimetrico del terreno, nonché le relazioni interpolari $SF(U)$ ottenute aggregando i dati misurati.

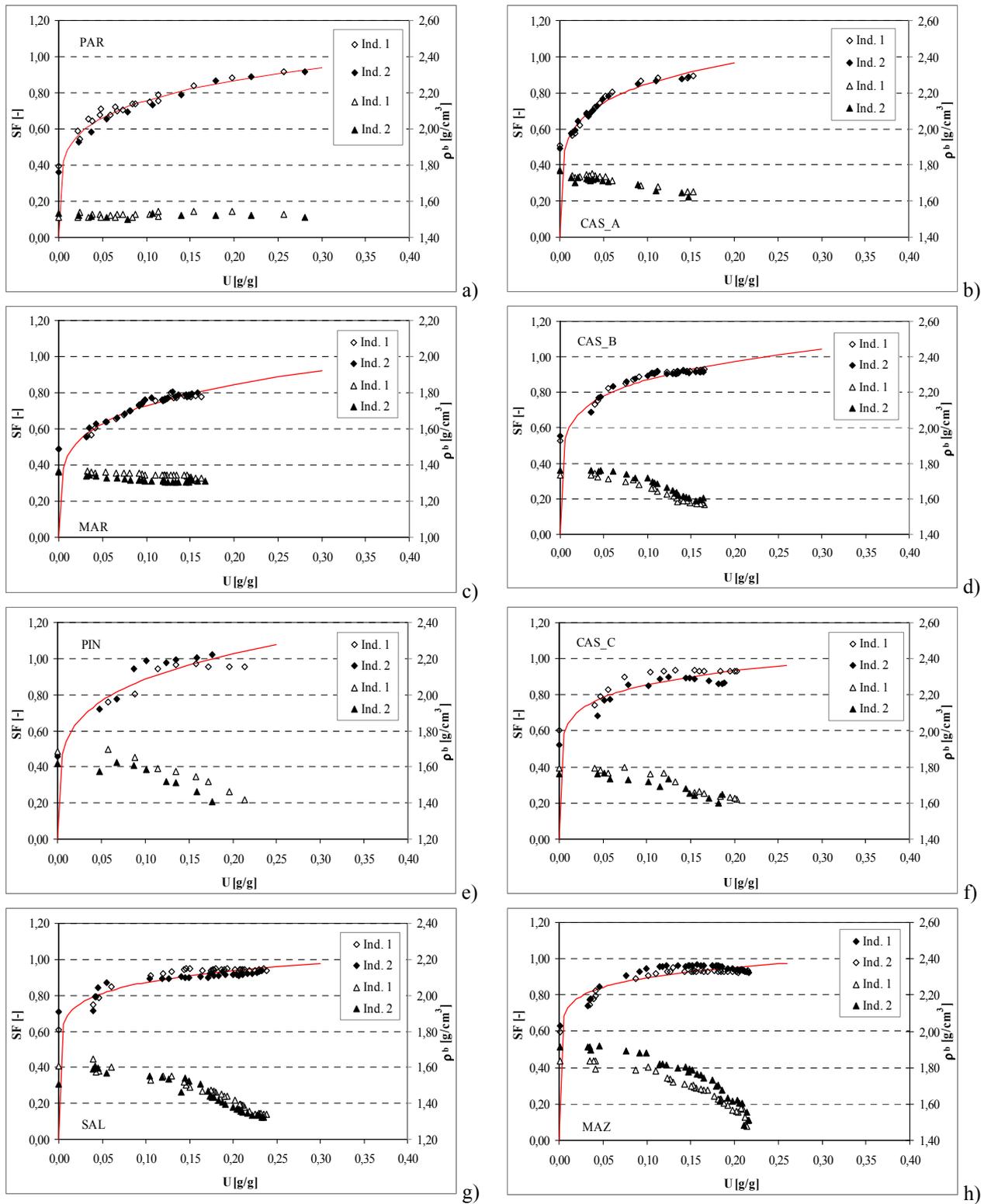


Fig. 3.11a-h. Coppie SF,U (cerchi) misurate, per i diversi siti di indagine, sui due monoliti di terreno indisturbato (Ind.1 e Ind. 2) con le relative relazioni interpolari; con triangoli sono indicati i valori della massa volumica apparente al variare del contenuto idrico gravimetrico del terreno

Dall'esame delle relazioni $\rho_b(U)$ mostrate in fig. 3.11 a,h, espressive delle caratteristiche di contrazione dei suoli esaminati, risulta evidente che, eccetto che per i suoli PAR e MAR per i quali i valori di ρ_b risultano pressoché costanti o presentano una limitata variabilità al variare di U , per tutti gli altri suoli, per i valori più contenuti del contenuto idrico gravimetrico ($U < 0,05-0,10$ g/g) si è riscontrata la presenza di una fase di contrazione residua o nulla, mentre per i valori più elevati ($U > 0,05-0,10$ g/g), i corrispondenti valori di ρ_b tendono a diminuire al crescere di U , a conferma dell'esistenza della fase di contrazione normale. Soltanto per i suoli CAS_B, CAS_C e SAL, in corrispondenza dei più elevati valori di U esplorati (prossimi a circa 0,15 g/g, 0,18 g/g e 0,22 g/g rispettivamente per i suoli CAS_B, CAS_C e SAL), è percepibile l'inizio della fase strutturale del processo di contrazione, nel corso del quale la massa volumica apparente risulta ancora pressoché costante al variare di U . Tuttavia, l'assenza di misure per i contenuti idrici più elevati e prossimi alla saturazione, non permette di distinguere con chiarezza l'intero sviluppo di tale fase.

Con riferimento invece alle coppie sperimentali SF, U , l'esame di fig. 3.11 consente ancora una volta di osservare, analogamente a quanto discusso con riferimento ai valori SF, θ , che per i suoli con i più elevati contenuti di argilla e in corrispondenza della fase residua del processo di contrazione ($U < 0,05-0,10$ g/g; $\rho_b = \text{cost}$), i valori della frequenza scalata tendono ad aumentare rapidamente al crescere di U ; le variazioni di SF tendono via via a diventare sempre più contenute nel corso della fase normale del processo di contrazione, fino ad annullarsi in corrispondenza dei contenuti idrici più elevati ($U > 0,05-0,10$ g/g; $\rho_b = f(U)$).

Nel corso del processo di contrazione infatti, le variazioni dei valori di permittività apparente del suolo, ε_b , dipendono soltanto dalla combinazione degli effetti dovuti all'acqua ed all'aria, risultando costante la componente di permittività dielettrica dovuta alla matrice solida, ε_s .

Quando invece ha inizio la fase normale del processo di contrazione, le sempre più limitate variazioni di SF al crescere di U possono essere attribuite alla circostanza che nelle misure effettuate dal sensore, le variazioni di contenuto idrico sono in tutto o in parte compensate dalle variazioni della massa volumica apparente del terreno.

In altri termini, come dimostrato da Gong et al., (2003) e più recentemente da Davood et al., (2011), tale comportamento è causato dall'incremento della massa di particelle solide per unità di volume di suolo e conseguentemente dal maggiore contributo della permittività del

terreno, atteso che le particelle solide presentano valori della costante dielettrica superiore a quella dell'aria.

In ogni caso, così come pure suggerito da altri autori (Maliki et al., 1996; Davood et al., 2011), i risultati dell'indagine confermano che le variazioni di massa volumica apparente del terreno non devono essere trascurate quando si vogliono determinare le relazioni di calibrazione dei sensori capacitivi.

Gli errori nella stima del contenuto idrico del suolo, nel caso in cui si trascurino gli effetti conseguenti alle variazioni di massa volumica apparente, tendono infatti ad aumentare proprio al crescere di ρ_b e quindi al diminuire di U . Di contro, nella sperimentazione finalizzata alla calibrazione di un sensore FDR (Theta Probe, Delta-T Devices, Cambridge, England) su un suolo argilloso, Lukanu e Savage (2006), hanno osservato che le variazioni di massa volumica apparente osservate alle diverse profondità di indagine, determinano effetti trascurabili sulle determinazioni del contenuto idrico del terreno.

Atteso che per tutti i campioni esaminati, le coppie sperimentali SF, U ricavate sui due monoliti risultavano tra loro abbastanza prossime, è stata considerata, per ciascun suolo, un'unica relazione interpolare $SF(U)$, così come mostrato in fig. 3.11.

Per ciascun suolo esaminato, è stato altresì determinato il legame funzionale $\rho_b(U)$, che è stato espresso nella forma

$$\rho_b = m e^{-nU} \quad \text{con } n \geq 0 \quad (3.1)$$

nella quale m ed n rappresentano due parametri stimati empiricamente, il primo dei quali rappresenta la massa volumica apparente che caratterizza il terreno secco in stufa (massimo valore di ρ_b), mentre il secondo traduce in qualche misura la pendenza media della curva di contrazione. Per i suoli che non hanno evidenziato alcuna tendenza al rigonfiamento, risulta ovviamente $n=0$ e, conseguentemente, $\rho_b(U)=\text{cost}$. Anche in questo caso, per ciascun suolo, è stata ricavata un'unica relazione interpolare, valida per entrambi i monoliti nel campo dei valori di U compreso tra il massimo rilevato al momento del prelievo e quello corrispondente al terreno secco in stufa ($0 < U < U_{max}$).

La tab. 3.6 riporta, per ciascuno dei suoli esaminati, i parametri delle relazioni empiriche $SF(U)$ e $\rho_b(U)$, con i relativi coefficienti di correlazione, nonché i valori massimi del contenuto idrico gravimetrico misurato al momento del prelievo.

L'uso della relazione 3.1 viene ipotizzata valida sia in relazione ai valori generalmente elevati di R^2 , che per l'indubbio vantaggio di rappresentare in modo continuo i valori di ρ_b in

funzione di U , nonostante non consenta di identificare le diverse fasi del processo di contrazione nell'intero dominio dei contenuti idrici misurati.

Tabella 3.6 – Coefficienti delle equazioni empiriche $SF(U)$ e $\rho_b(U)$ e relativi coefficienti di correlazione, ottenuti sui monoliti di suolo indisturbato. Sono altresì indicati i valori massimi del contenuto idrico gravimetrico al momento del prelievo

ID	$SF = dU^e$			$\rho_b = me^{-nU}$			U_{max}
	d	e	R ²	m	n	R ²	[g/g]
PAR	1,164	0,189	0,925	1,523	0,000	-	0,28
CAS_A	1,381	0,208	0,966	1,755	0,443	0,851	0,15
MAR	1,147	0,195	0,964	1,358	0,180	0,304	0,17
CAS_B	1,338	0,187	0,943	1,805	0,796	0,870	0,17
PIN	1,604	0,263	0,938	1,702	0,782	0,735	0,21
CAS_C	1,222	0,158	0,221	1,821	0,584	0,822	0,20
SAL	1,128	0,113	0,867	1,665	0,826	0,810	0,24
MAZ	1,097	0,088	0,878	1,945	0,954	0,724	0,22

Dall'osservazione dei parametri delle relazione $\rho_b(U)$ mostrate in tab. 3.6 per i diversi suoli esaminati, è interessante notare che i valori dell'esponente n dell'eq. 3.1 risultano fortemente correlati con la percentuale di argilla presente nel campione, come mostrato in fig. 3.12a. Tale risultato risulta in linea con quanto ottenuto da Crescimanno e Provenzano (1999) che, sulla base di dati ottenuti sperimentalmente su campioni cilindrici di terreno indisturbato, prelevati in siti caratterizzati da differente composizione granulometrica, hanno osservato la dipendenza dei parametri della curva caratteristica di contrazione dalle percentuali di argilla del terreno. Anche con riferimento al parametro m (massa volumica apparente del terreno essiccato in stufa), è facilmente verificabile che esiste un trend con i corrispondenti valori di n , come mostrato nella successiva fig. 3.12b.

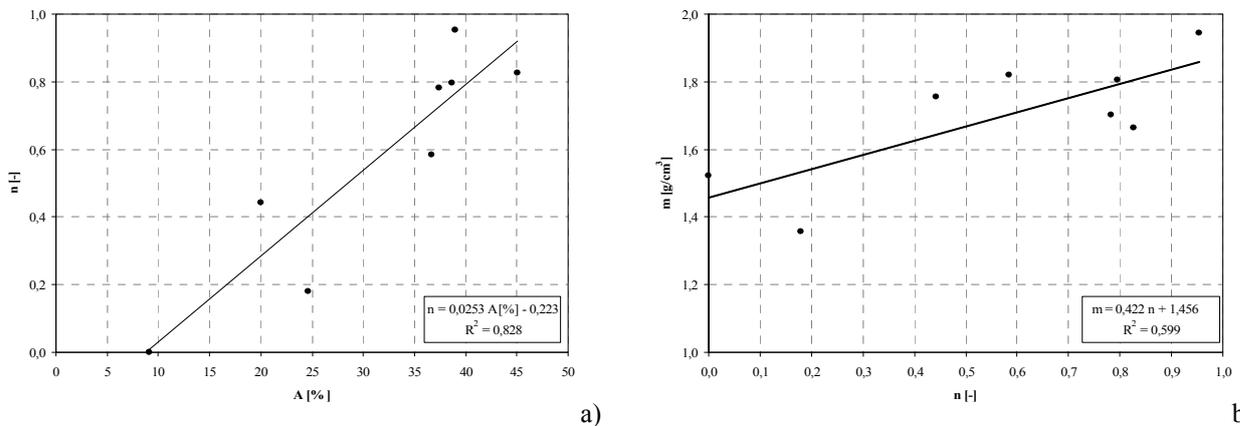


Fig. 3.12a,b Relazioni interpolari tra i parametri della curva di contrazione $n(A)$ ed $m(n)$, ottenute per i diversi siti di indagine, sui monoliti di terreno indisturbato

L'osservazione della fig. 3.13a,b, che sintetizza per tutti i suoli esaminati le funzioni interpolari $SF(U)$ e $\rho_b(U)$, conferma la notevole variabilità delle relazioni empiriche che caratterizzano i diversi suoli investigati, i cui parametri, al pari di quelli che caratterizzano le curve caratteristiche di contrazione, risultano verosimilmente dipendenti dalle caratteristiche fisiche del terreno.

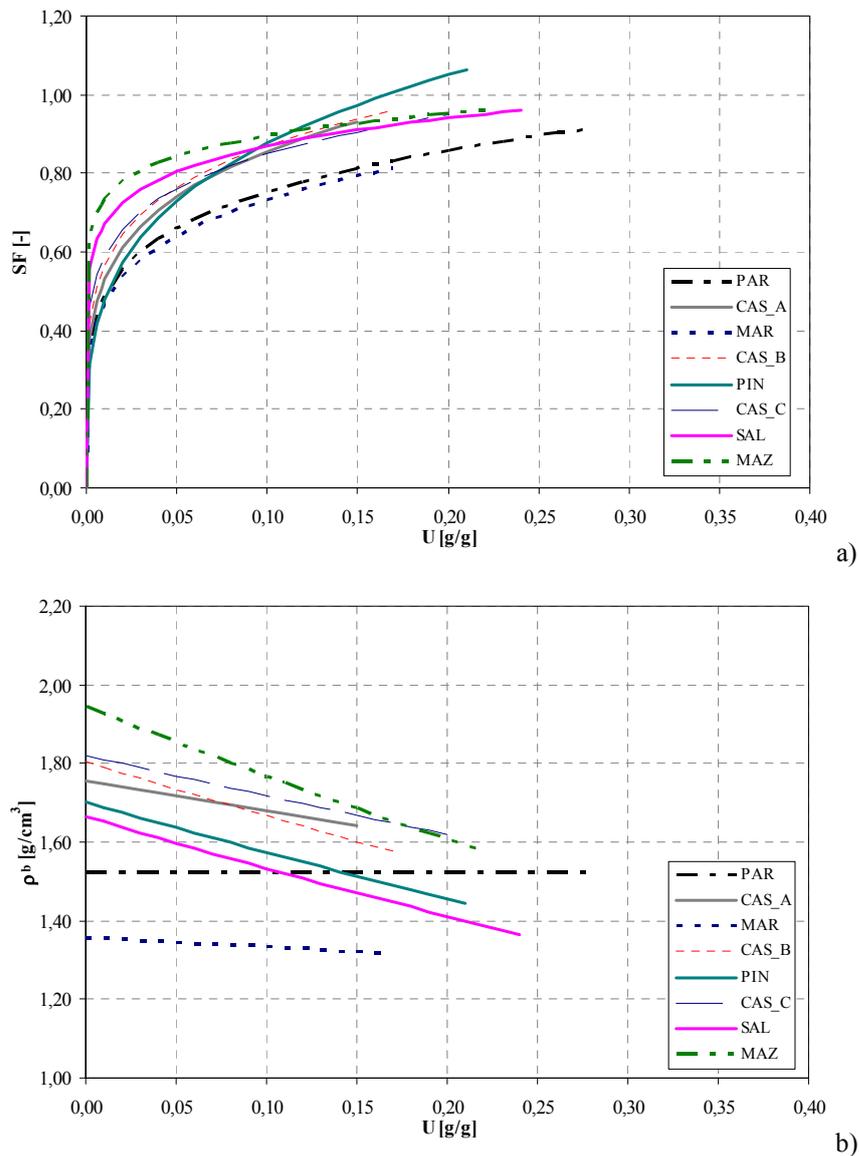


Fig. 3.13a,b Relazioni interpolari $SF(U)$ e $\rho_b(U)$ sperimentalmente ottenute per i diversi siti di indagine, sui monoliti di terreno indisturbato

La conoscenza di tali relazioni empiriche ha permesso altresì di valutare la dipendenza del parametro SF in funzione della massa volumica apparente del terreno. In particolare, per ciascun valore di U sono stati determinati i valori delle due variabili, SF e ρ_b che, unitamente alle corrispondenti coppie sperimentali, sono rappresentate in fig. 3.14.

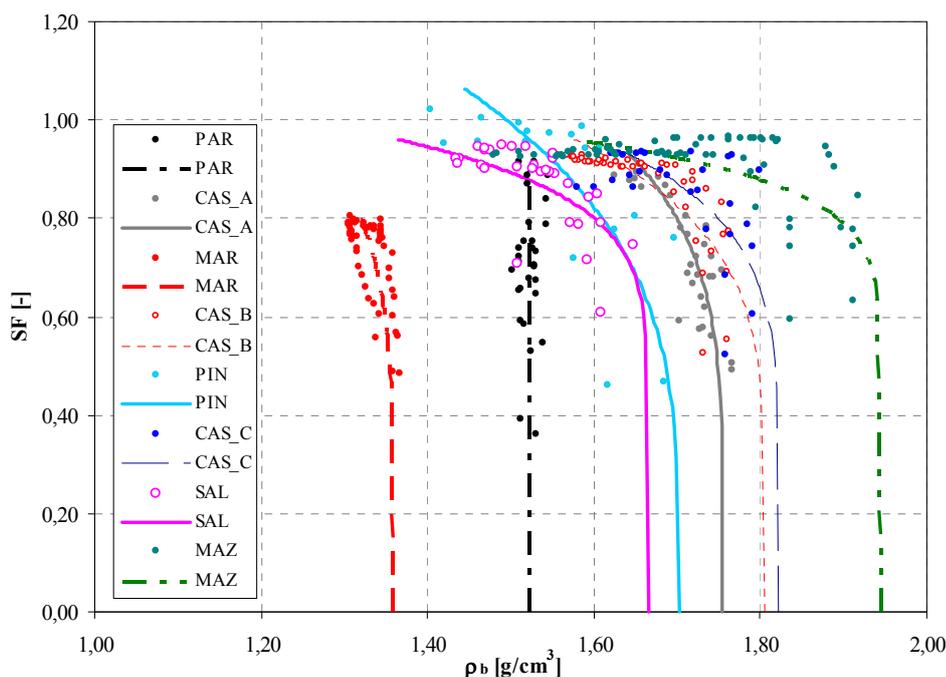


Fig. 3.14 Relazioni $SF(\rho_b)$ e corrispondenti coppie sperimentali ottenute, per i diversi siti di indagine, sui monoliti di terreno indisturbato

L'osservazione di fig. 3.14 conferma in primo luogo l'affidabilità delle relazioni interpolari $SF(U)$ e $\rho_b(U)$ ottenute atteso che, sebbene disperse, per ciascun suolo esaminato le coppie sperimentali SF, ρ_b , si dispongono nell'intorno delle corrispondenti curve continue, ottenute utilizzando il modello di stima proposto. Inoltre, in prossimità dei valori più elevati di SF , tale variabile dipende in generale dalla massa volumica apparente del terreno, mentre invece, al di sotto di un certo valore soglia, come pure per i suoli non rigonfiabili, questa risulta indipendente da ρ_b . Ovviamente, per quanto discusso, il valore soglia di SF è quello corrispondente al contenuto idrico gravimetrico che segna il passaggio tra la fase normale e quella residua del processo di contrazione, al di sotto del quale i valori di massa volumica apparente risultano costanti al variare di U , anche per i suoli più argillosi (fase residua del processo di contrazione).

Tale circostanza quindi evidenzia che l'aver esaminato le relazioni $SF(U)$ in luogo delle originarie $SF(\theta)$ ha permesso da una parte di eliminare l'influenza della massa volumica apparente del terreno sulla variabile contenuto idrico, ma non sulla variabile di risposta del sensore, rappresentata da SF .

L'influenza della massa volumica apparente e della porosità sulla relazione funzionale tra la permittività dielettrica del terreno ed il suo contenuto idrico, è stata investigata da Maliki et

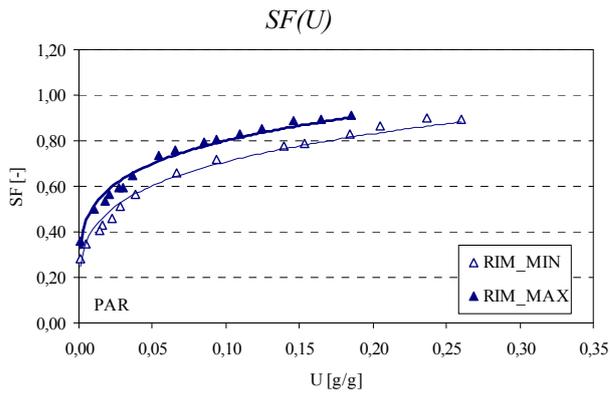
al., (1996) che, sulla base di uno studio sperimentale condotto su diversi campioni di suolo e di altri materiali porosi, utilizzando la tecnica TDR in un ampio range di contenuti idrici, hanno verificato come la matrice solida influenza significativamente le proprietà dielettriche del mezzo e conseguentemente anche il contenuto idrico, indirettamente stimato sulla base di tali proprietà.

Lo studio condotto ha in particolare evidenziato che l'errore di soli $0,1 \text{ g/cm}^3$ rispetto ad un valore della massa volumica apparente, assunto come rappresentativo, può determinare errori assoluti nella stima del contenuto idrico volumetrico variabili tra 0,4% ed 1,8%, con percentuali decrescenti al diminuire del contenuto idrico.

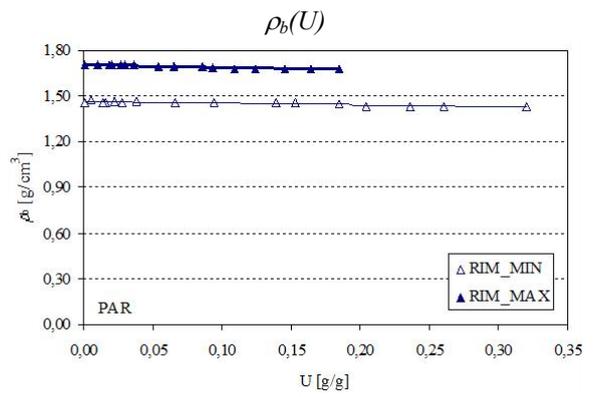
3.4. Valutazione dell'influenza della massa volumica apparente e stima dei parametri dell'equazione di calibrazione del sensore.

Al fine di valutare l'influenza della massa volumica apparente del terreno sui valori di frequenza scalata misurati dal sensore è stata condotta una specifica indagine, su monoliti di suolo rimaneggiato prelevati nei siti PAR, CAS_A, MAR, CAS_B, SAL, VAB, MAZ, e preparati in laboratorio con valori sensibilmente diversi della massa volumica apparente. La fig. 3.15 a,p riporta, per ciascuno dei suoli esaminati, le coppie sperimentali $SF(U)$ (colonna di sinistra) e $\rho_b(U)$ (colonna di destra), con le relative relazioni interpolari ricavate.

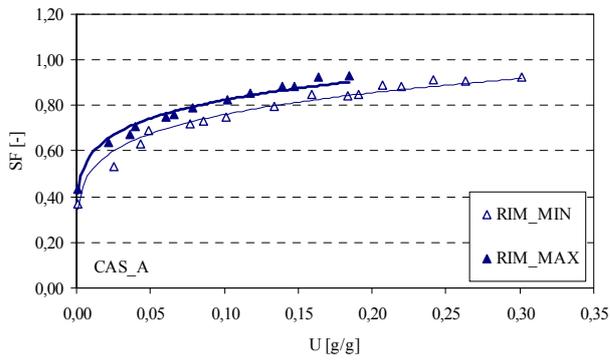
Dall'osservazione di fig. 3.15, occorre preliminarmente osservare che, per ciascun suolo esaminato, il dominio dei valori di U ottenuti nel corso degli esperimenti differisce tra i due campioni esaminati, risultando ovviamente più esteso per il monolito caratterizzato dalla minore massa volumica apparente (RIM_MIN), al quale corrisponde in particolare, un valore più elevato del massimo del contenuto idrico gravimetrico misurato nel corso delle prove. In effetti, se si osservano i contenuti idrici gravimetrici a saturazione (U_{sat}) in funzione dei corrispondenti valori della massa volumica apparente ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio riportati in fig. 3.16, è facile verificare, così come atteso, che i valori di U_{sat} risultano fortemente correlati ai corrispondenti ρ_b e, ovviamente, decrescono al crescere di ρ_b .



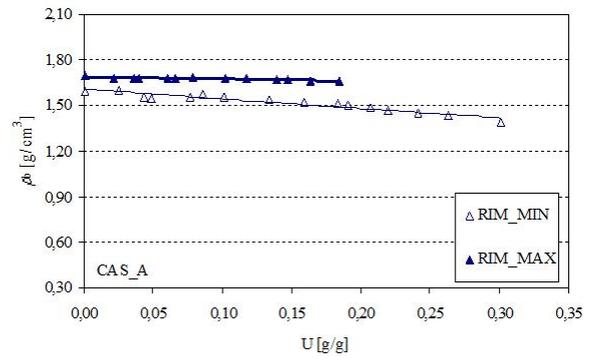
a)



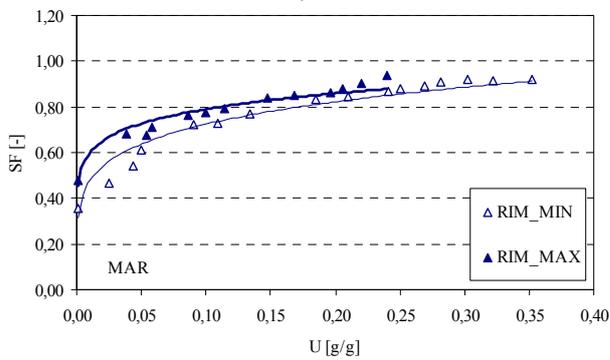
b)



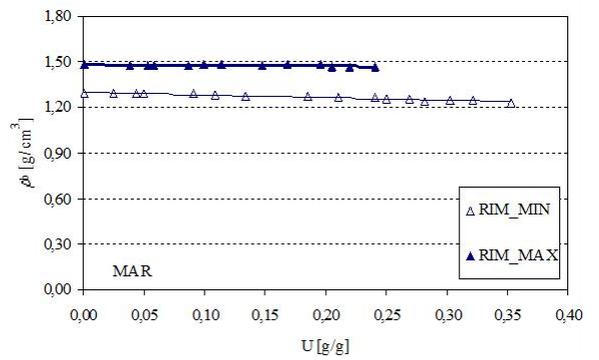
c)



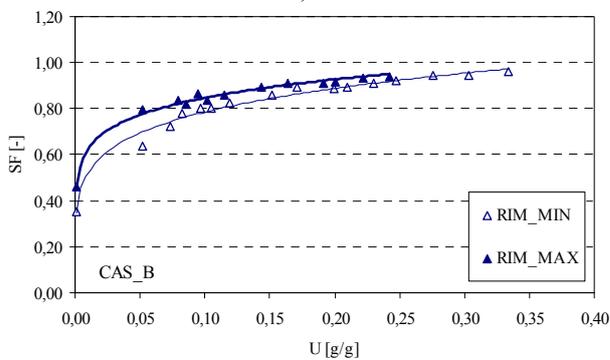
d)



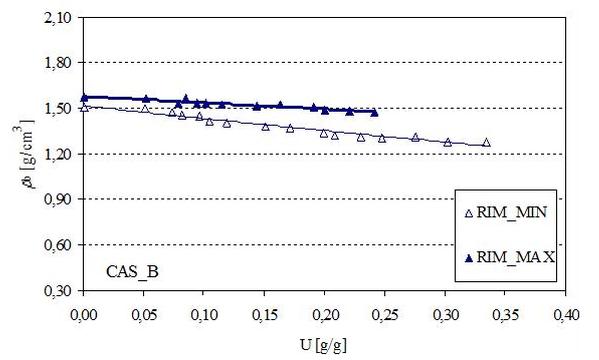
e)



f)



g)



h)

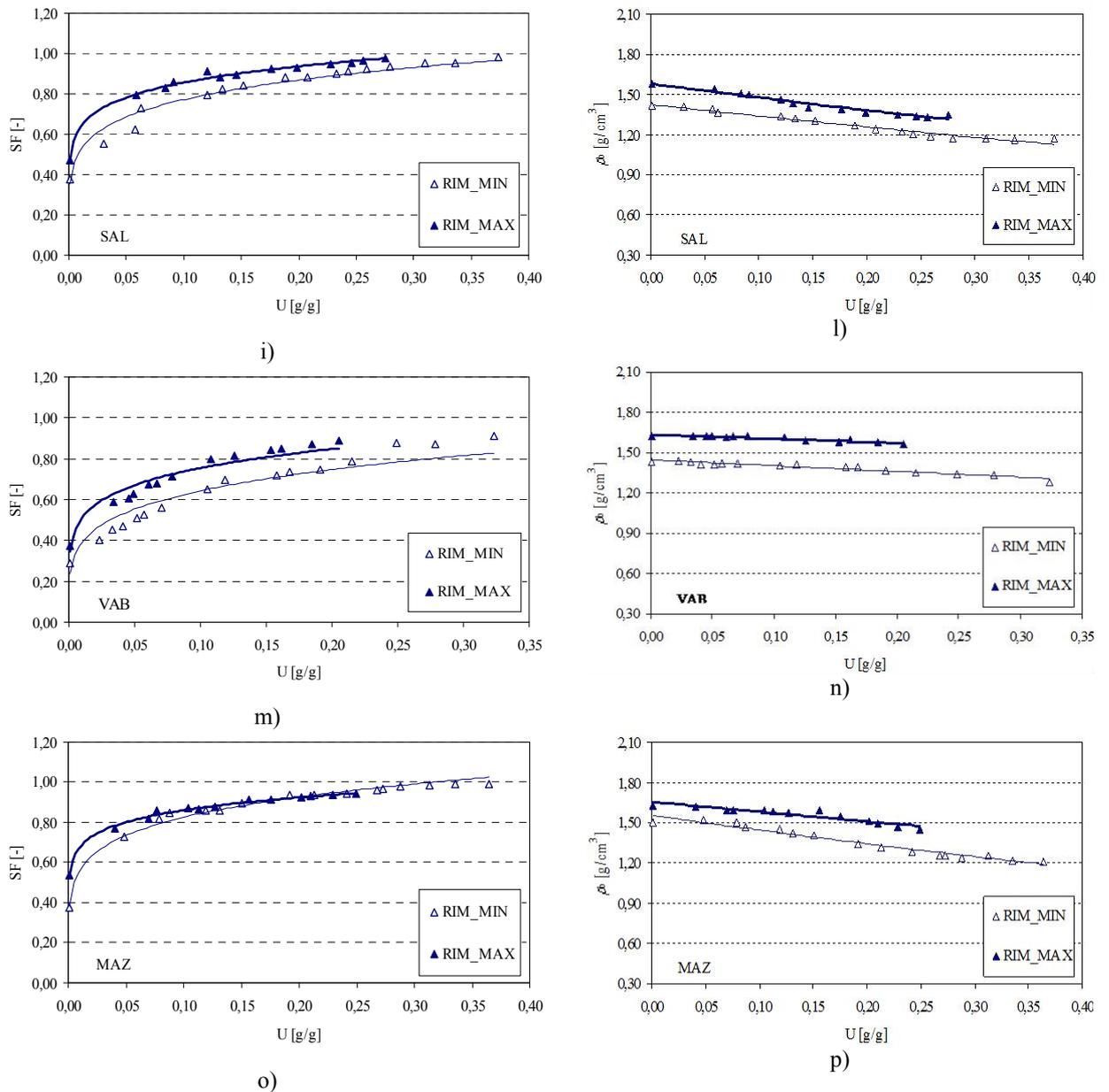


Fig. 3.15a-p. Coppie sperimentali e relazioni interpolari SF,U (colonna di sinistra) e $\rho_b(U)$ (colonna di destra) ottenute, per i diversi siti di indagine, sui due monoliti di suolo preparati con terreno rimaneggiato a due distinti valori, min (RIM_MIN) e max (RIM_MAX), della massa volumica apparente

L'esame delle relazioni $SF(U)$ di fig. 3.15 a,p evidenzia inoltre, per tutti i suoli esaminati e in corrispondenza di ciascun prefissato contenuto idrico gravimetrico, che al suolo caratterizzato dalla maggiore massa volumica apparente (RIM_MAX) corrisponde un valore maggiore di SF . D'altra parte, in corrispondenza ad un prefissato valore di SF , il contenuto idrico gravimetrico del terreno tende a crescere al diminuire della massa volumica apparente.

Tale circostanza è certamente conseguente al differente contributo del suolo, dell'aria e dell'acqua presenti all'interno del volume investigato dal sensore che, ovviamente, influenzano in misura diversa le proprietà dielettriche del terreno.

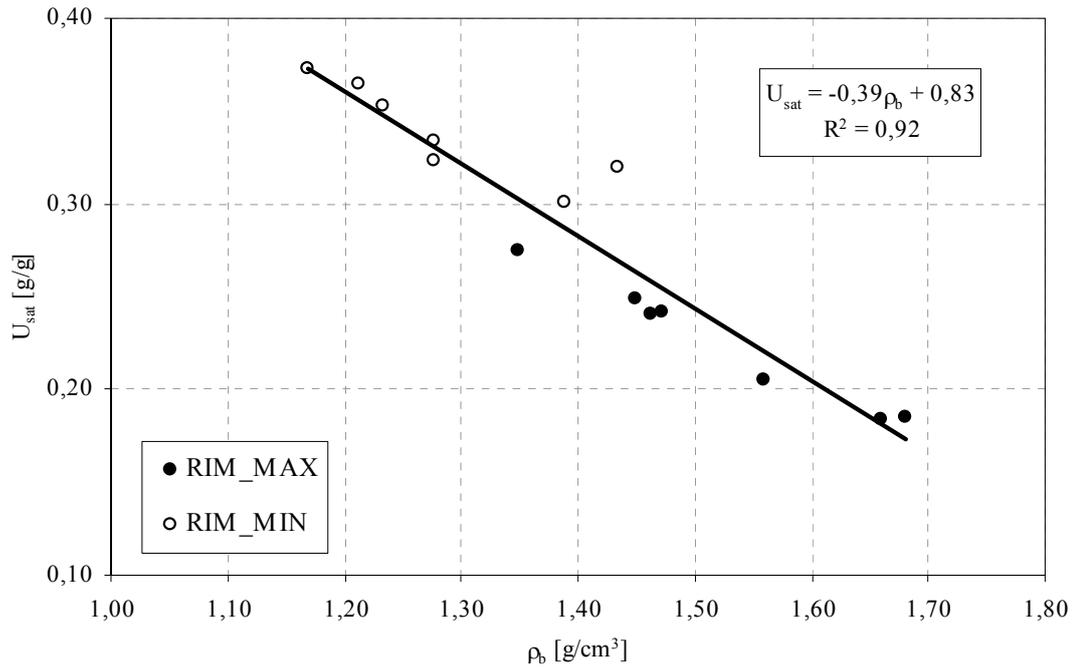


Fig. 3.16 Valori del contenuto idrico gravimetrico a saturazione in funzione della corrispondente massa volumica apparente per i monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio

La tab. 3.7 riporta i valori del contenuto idrico gravimetrico a saturazione (U_{sat}) e della massa volumica apparente ρ_b (minimo, medio e massimo) per i monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio con distinti valori di ρ_b (RIM_MIN, RIM_MAX).

Tabella 3.7 – Valori del contenuto idrico gravimetrico a saturazione (U_{sat}) e della massa volumica apparente ρ_b (minimo, medio e massimo) per i monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio

ID	RIM_MIN				RIM_MAX			
	U_{sat}	ρ_b [g/cm ³]			U_{sat}	ρ_b [g/cm ³]		
	[g/g]	min	medio	max	[g/g]	min	medio	max
1 PAR	0,32	1,43	1,45	1,47	0,18	1,68	1,69	1,71
2 CAS_A	0,30	1,39	1,52	1,60	0,18	1,66	1,68	1,70
3 MAR	0,35	1,23	1,27	1,29	0,24	1,46	1,48	1,48
4 CAS_B	0,33	1,28	1,38	1,51	0,24	1,47	1,52	1,57
5 SAL	0,37	1,16	1,27	1,42	0,28	1,33	1,43	1,58
6 VAB	0,32	1,28	1,39	1,44	0,21	1,56	1,60	1,63
7 MAZ	0,36	1,21	1,35	1,52	0,25	1,45	1,56	1,63

L'esame dei valori del rapporto tra il valore massimo e minimo della massa volumica apparente, ρ_{bmin}/ρ_{bmax} , in funzione della percentuale di argilla mostrato in fig. 3.17, analogamente a quanto osservato per i monoliti di suolo indisturbato, che ρ_{bmin}/ρ_{bmax} dipende dal contenuto di argilla del terreno, assumendo valori molto prossimi ad uno in corrispondenza del valore minimo della percentuale di argilla e comunque tendenzialmente crescenti all'aumentare del contenuto di argilla. Inoltre, per ciascuna prefissata percentuale di argilla, il rapporto ρ_{bmin}/ρ_{bmax} è maggiore nel caso dei monoliti caratterizzati dai valori minori della massa volumica apparente (RIM_MIN), con valori peraltro analoghi a quelli riscontrati nei corrispondenti monolito di suolo indisturbato. Ovviamente, per ciascuna prefissata percentuale di argilla, la maggiore compattazione del terreno che caratterizza i monoliti con i valori più elevati della massa volumica apparente (RIM_MAX), ha certamente contribuito a limitare la libera contrazione del terreno nel corso del processo di essiccamento all'aria.

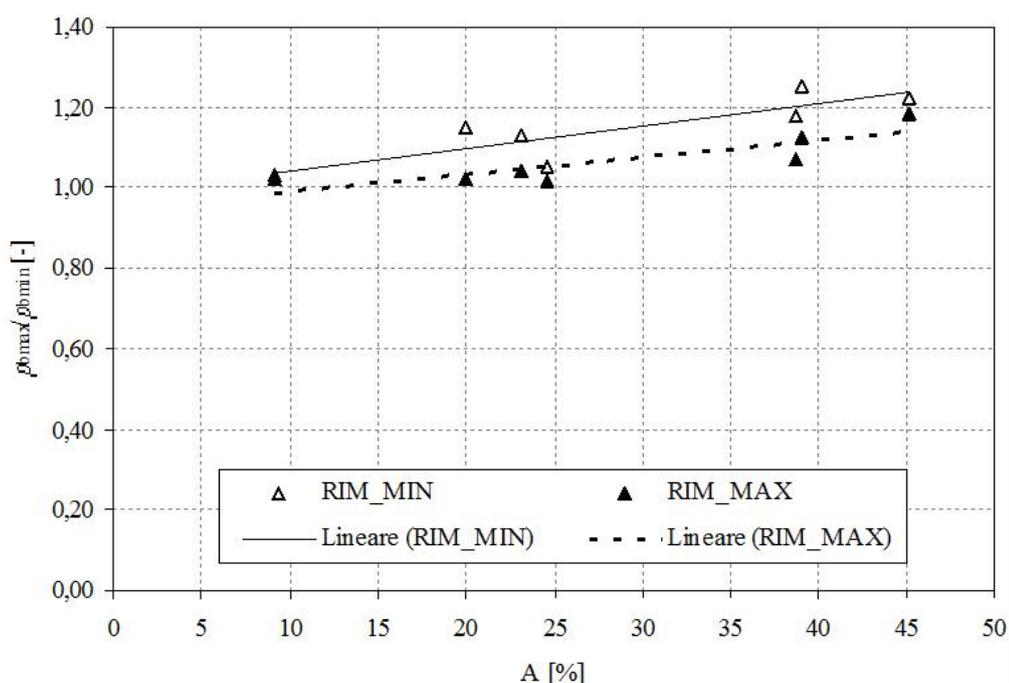


Figura 3.17. Valori di ρ_{bmax}/ρ_{bmin} misurati sui monoliti di suolo rimaneggiato caratterizzati da due distinti valori della massa volumica apparente (RIM_MIN, RIM_MAX), in funzione della percentuale di argilla per i diversi suoli investigati

La tab. 3.8 riporta, per i diversi suoli e per i due distinti valori della massa volumica apparente esaminati, i coefficienti dell'equazione $SF(U)$, espressa nella forma suggerita dal costruttore, e della relazione $\rho_b(U)$, ottenute sui monoliti di suolo rimaneggiato, con i relativi coefficienti di correlazione.

In effetti però, in relazione alla dipendenza della variabile SF dalla massa volumica apparente del terreno, sia sui monoliti di suolo indisturbato che su quelli contenenti terreno rimaneggiato, le coppie sperimentali U, SF ottenute nei due campioni di suolo preparati in laboratorio sono state interpolate utilizzando un legame funzionale la cui forma è simile a quella proposta dal costruttore, ma presenta il vantaggio di considerare in modo esplicito le riscontrate variazioni di massa volumica apparente del terreno.

In particolare, la nuova relazione interpolare, utilizzata al fine di tenere esplicitamente in conto le variazioni di massa volumica apparente del terreno e assumendo U quale variabile dipendente, è del tipo:

$$U = kSF^j \left(\frac{1}{\rho_b} \right)^p \quad (3.2)$$

con k, j e p , parametri stimati i cui valori sono riportati in tab. 3.9, sia con riferimento ai singoli campioni (RIM_MIN, RIM_MAX), che aggregando i dati misurati in un unico dataset.

Operando in questo modo quindi, si è tenuto quindi indirettamente in conto, esplicitandolo in un fattore dell'equazione, dell'influenza della matrice del suolo sui valori di contenuto idrico gravimetrico misurati dal sensore.

Tabella 3.8 – Coefficienti delle equazioni empiriche $SF(U)$ e $\rho_b(U)$ e relativi coefficienti di correlazione, ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato.

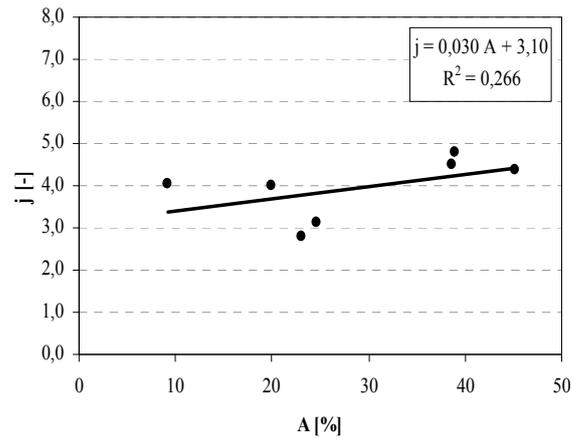
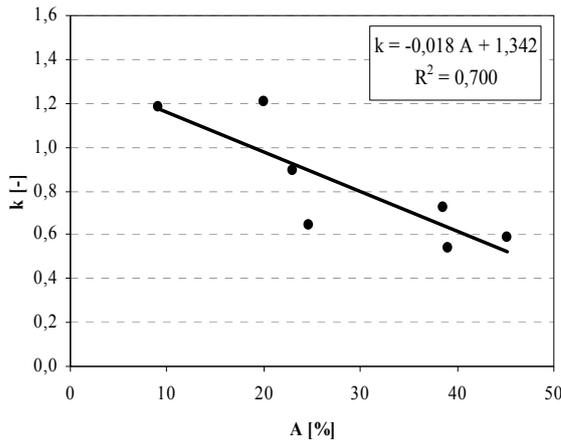
ID	d	$SF = dU^e$			$\rho_b = me^{-nU}$			
		e	R ²	m	n	R ²		
1	PAR	MIN	1,204	0,231	0,972	1,466	0,018	0,732
		MAX	1,251	0,194	0,972	1,706	0,104	0,866
2	CAS_A	MIN	1,126	0,170	0,972	1,609	0,418	0,916
		MAX	1,160	0,148	0,980	1,691	0,092	0,801
3	MAR	MIN	1,104	0,183	0,936	1,245	0,008	0,559
		MAX	1,042	0,120	0,949	1,470	0,001	0,132
4	CAS_B	MIN	1,181	0,177	0,986	1,516	0,571	0,958
		MAX	1,146	0,131	0,993	1,579	0,275	0,923
5	SAL	MIN	1,144	0,171	0,959	1,426	0,630	0,962
		MAX	1,153	0,129	0,995	1,579	0,672	0,951
6	VAB	MIN	1,059	0,217	0,913	1,448	0,313	0,908
		MAX	1,113	0,169	0,954	1,636	0,200	0,849
7	MAZ	MIN	1,212	0,167	0,993	1,556	0,736	0,964
		MAX	1,093	0,104	0,994	1,657	0,464	0,868

Tabella 3.9 – Coefficienti delle equazioni empiriche $U(SF)$ espresse nella forma dell'eq. 3.2 e relativi coefficienti di correlazione, ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato considerando singolarmente i campioni (RIM_MIN, RIM_MAX) o aggregando le misure in un unico dataset (tutti i dati).

ID			$U = kSF^j \left(\frac{1}{\rho_b} \right)^p$			
			k	j	p	R ²
1	PAR	MIN	1,279	3,726	3,458	0,995
		MAX	0,445	4,674	1,000	0,990
		tutti i dati	1,183	4,023	3,099	0,992
2	CAS_A	MIN	0,769	4,215	1,944	0,990
		MAX	0,392	4,757	0,831	0,981
		tutti i dati	1,207	4,009	3,227	0,984
3	MAR	MIN	0,877	4,417	2,961	0,987
		MAX	0,821	4,315	1,000	0,977
		tutti i dati	0,641	3,129	2,000	0,879
4	CAS_B	MIN	0,997	4,082	3,904	0,992
		MAX	0,819	8,312	1,800	0,970
		tutti i dati	0,723	4,500	2,558	0,960
5	SAL	MIN	0,612	3,420	3,131	0,993
		MAX	1,336	4,159	5,090	0,991
		tutti i dati	0,587	4,364	2,474	0,981
6	VAB	MIN	0,574	2,816	1,239	0,987
		MAX	0,503	4,110	1,000	0,987
		tutti i dati	0,890	2,792	2,773	0,974
7	MAZ	MIN	0,685	3,727	3,406	0,990
		MAX	0,775	8,487	1,707	0,988
		tutti i dati	0,535	4,797	2,000	0,941

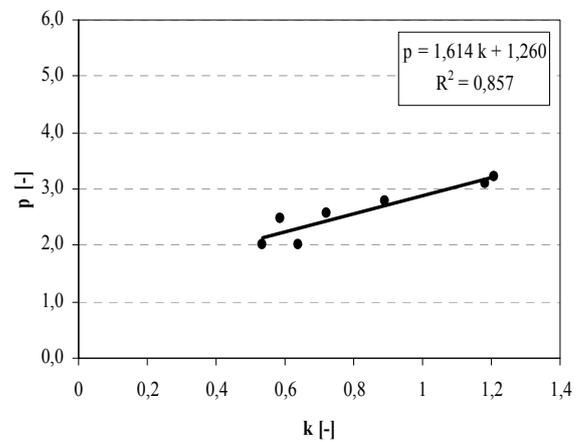
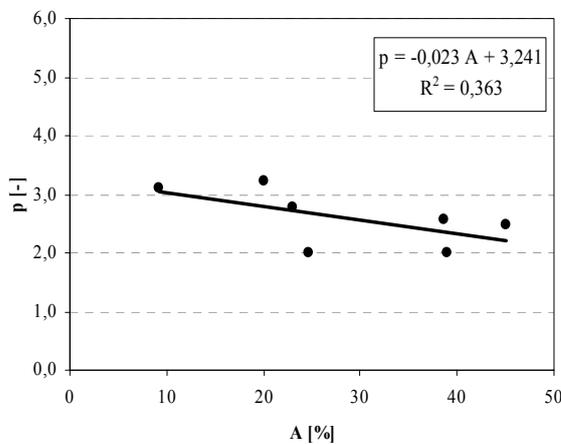
In fig. 3.18 a,d è riportato l'andamento dei coefficienti k, j e p dell'eq. 3.2, ricavati considerando per ciascun suolo l'intero dataset di misure sperimentali ottenute su entrambi i monoliti (RIM_MIN e RIM_MAX).

L'osservazione di fig. 3.18 a,c evidenzia che tutti e tre i coefficienti dell'eq. 3.2, mostrano un trend con la percentuale di argilla del terreno, sebbene talvolta con valori del coefficiente di correlazione non molto elevati. Inoltre, l'esponente p del termine che nell'eq. 3.2 esplicita gli effetti della massa volumica apparente, come è facilmente verificabile, risulta fortemente correlato con il coefficiente k (fig. 3.18d, $R^2=0,857$).



a)

b)



c)

d)

Figura 3.18 a,d. Andamento dei coefficienti k , j e p dell'eq. 3.2 (a,c) in funzione della percentuale di argilla per i diversi suoli esaminati (tutti i dati). E' altresì riportato l'andamento dei valori del coefficiente p in funzione di k (riquadro in basso a destra)

In relazione a tale circostanza e tenuto conto anche della modesta variabilità di p , i cui valori risultano compresi tra 2,0 e 3,2 circa, si è stabilito di assumere per tale coefficiente un valore costante, corrispondente al valore medio stimato e pari a 2,6. Tale scelta presenta l'indubbio vantaggio di limitare a due i coefficienti dell'eq. 3.2.

Pertanto, assumendo per il coefficiente p dell'eq. 3.2, il valore pari a 2,6, la tab. 3.10 riporta i valori dei coefficienti k e j , stimati ancora una volta sia considerando separatamente i singoli campioni (RIM_MIN, RIM_MAX), che aggregando i dati misurati in un unico dataset. Come è possibile osservare, a conferma della bontà dell'adattamento delle superfici interpolari nello spazio U , SF , ρ_b , i valori del coefficiente di correlazione risultano in generale elevati e, nella quasi totalità dei casi, superiori a 0,95.

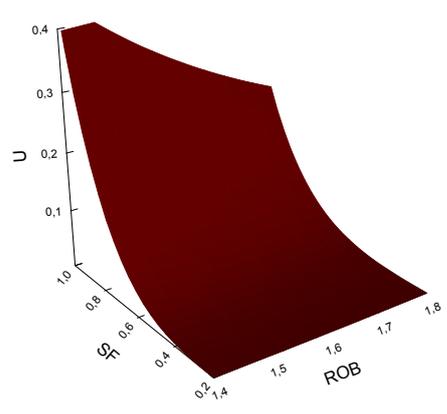
Tabella 3.10 – Coefficienti delle equazioni empiriche $U(SF)$ espresse nella forma dell'eq. 3.2 assumendo $p=2,6$ e relativi coefficienti di correlazione, ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato.

$$U = kSF^j \left(\frac{1}{\rho_b} \right)^{2,6}$$

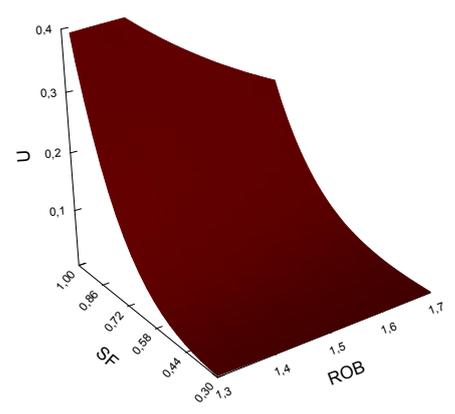
ID		k	j	R ²	
1	PAR	MIN	1,067	4,207	0,972
		MAX	1,064	4,854	0,990
		tutti i dati	1,074	4,465	0,972
2	CAS_A	MIN	0,962	3,977	0,987
		MAX	0,967	4,931	0,992
		tutti i dati	0,974	4,332	0,978
3	MAR	MIN	0,816	4,447	0,990
		MAX	1,497	4,254	0,975
		tutti i dati	0,721	2,964	0,849
4	CAS_B	MIN	0,733	4,661	0,992
		MAX	1,108	7,979	0,978
		tutti i dati	0,792	5,285	0,966
5	SAL	MIN	0,574	3,810	0,994
		MAX	0,680	5,988	0,991
		tutti i dati	0,602	4,346	0,984
6	VAB	MIN	0,804	2,544	0,985
		MAX	1,022	3,973	0,992
		tutti i dati	0,835	2,805	0,974
7	MAZ	MIN	0,590	4,638	0,993
		MAX	1,051	7,717	0,989
		tutti i dati	0,607	3,988	0,925

La fig. 3.19 mostra, nello spazio U , SF , ρ_b , le superfici interpolari ottenute mediante regressione non lineare utilizzando, per ciascun suolo, l'intero dataset di misure sperimentali.

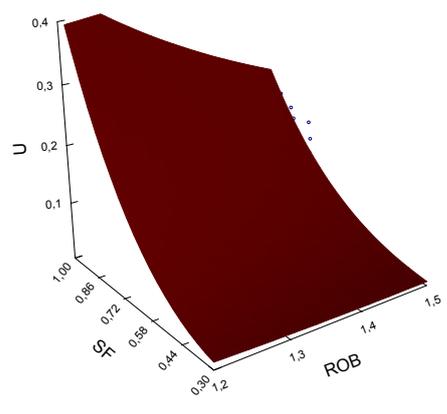
Come è facile osservare per tutti i suoli esaminati, in corrispondenza a ciascun prefissato valore di ρ_b , le relazioni $U(SF)$ risultano del tipo potenza ed inoltre, per i più elevati valori di massa volumica apparente, il massimo contenuto idrico del terreno (U_{sat}) tende a diminuire, seguendo proprio l'andamento osservato in fig. 3.16.



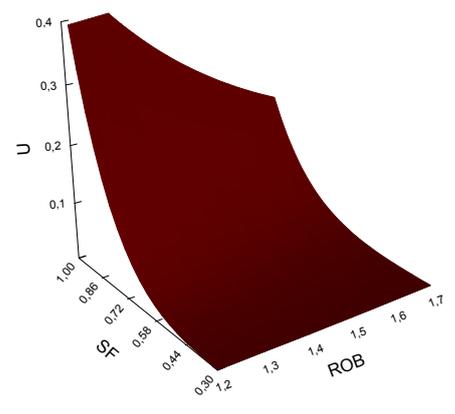
a) PAR



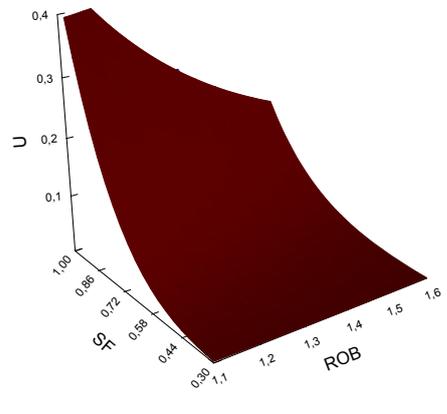
b) CAS_A



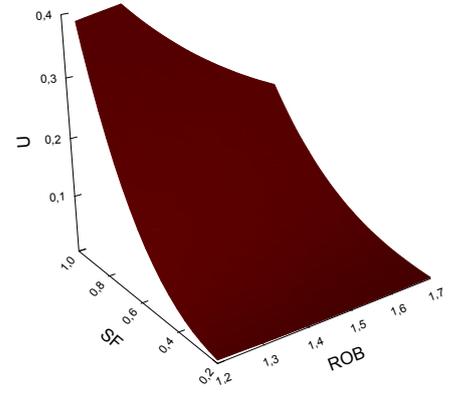
c) MAR



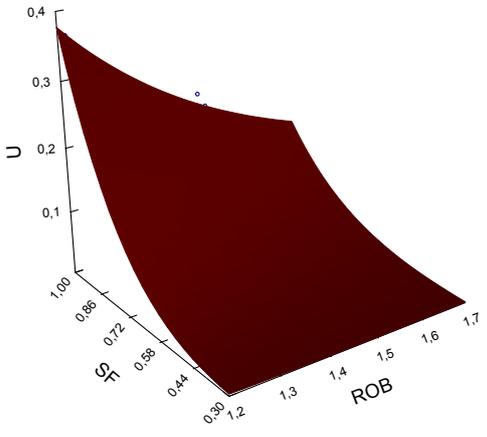
d) CAS_B



e) SAL



f) VAB



g) MAZ

Fig. 3.19 a,g - Superfici interpolari $U(SF, \rho_b)$

In fig. 3.20 a,b sono mostrati, per tutti i suoli esaminati, i valori dei coefficienti k e j dell'eq. 3.2, ottenuti con riferimento all'intero dataset di misure sperimentali, assumendo $p=2,6$, in funzione della percentuale di argilla del terreno. All'interno della stessa figura sono riportate le relazioni empiriche interpolari ed i rispettivi coefficienti di correlazione. Come è possibile osservare, se da una parte il coefficiente k risulta fortemente correlato con la percentuale di argilla ($R^2=0,783$), dall'altra il coefficiente j mostra una debole correlazione, assumendo valori di poco variabili nell'intorno di 4,0, indipendentemente dal contenuto di argilla del terreno. La sintesi dei valori stimati, k_{stim} e j_{stim} , sulla base del contenuto di argilla, per i diversi suoli esaminati, è riportata in tab. 3.11.

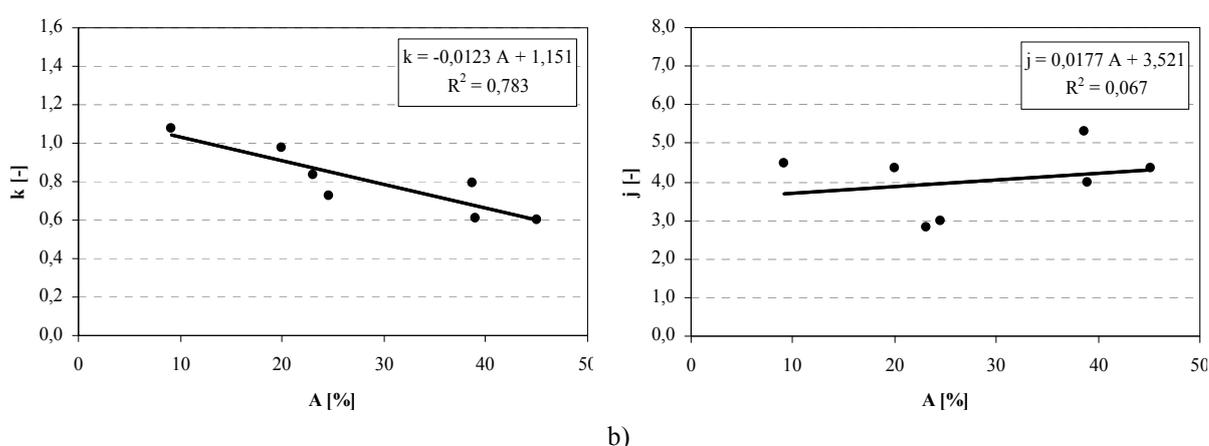


Figura 3.20 a,b - Andamento dei coefficienti k , j dell'eq. 3.2 in funzione della percentuale di argilla per i diversi suoli esaminati (tutti i dati).

Tabella 3.11 – Valori stimati dei coefficienti dell'eq. 3.2 in funzione della percentuale di argilla, ottenuti assumendo $p=2,6$ sui monoliti di suolo rimaneggiato.

ID	A [%]	$k_{stim} = -0,0123 A + 1,151$	
		k_{stim} [-]	$j_{stim} = 0,0177 A + 3,521$
PAR	9,1	1,039	3,683
CAS_A	20,0	0,905	3,875
MAR	24,6	0,849	3,956
CAS_B	38,7	0,676	4,205
PIN	37,4	0,691	4,183
CAS_C	36,7	0,700	4,171
SAL	45,1	0,596	4,320
VAB	23,1	0,867	3,929
MAZ	39,0	0,671	4,211

Al fine di verificare la bontà del modello proposto, si è inizialmente proceduto a confrontare i contenuti idrici gravimetrici misurati con i corrispondenti stimati dal modello rappresentato dall'eq. 3.2, assumendo $p=2,6$, come mostrato in fig. 3.21. Per ciascun valore di U , i valori della massa volumica apparente del terreno sono stati assunti pari a quelli misurati.

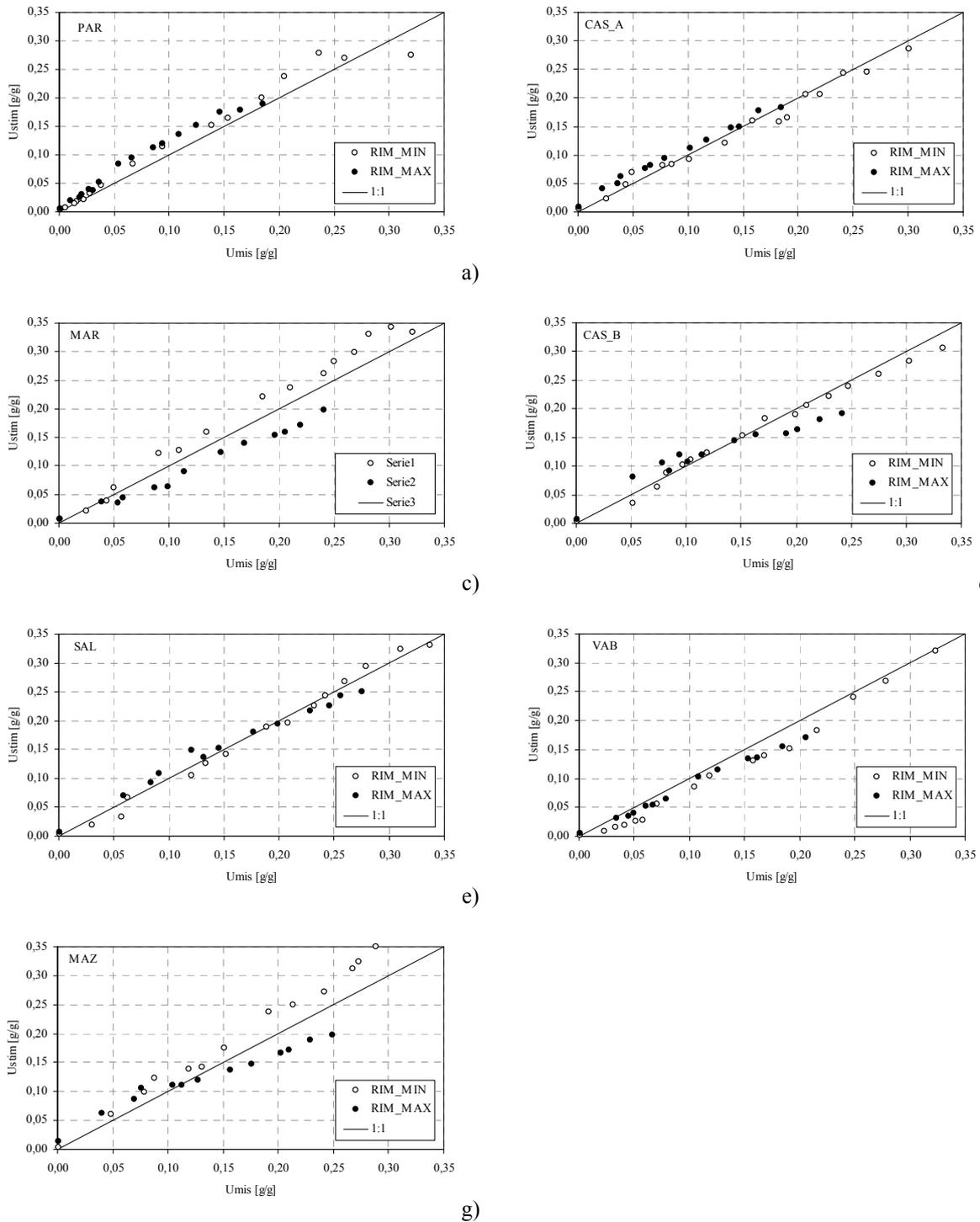


Fig. 3.21 a,g - Confronto tra i valori stimati del contenuto idrico gravimetrico ottenuti mediante l'eq. 3.2 con i corrispondenti misurati sui due monoliti di suolo caratterizzati da differente massa volumica apparente.

La distribuzione di frequenza delle differenze tra i contenuti idrici stimati dal modello e quelli misurati sui monoliti di suolo indisturbato, mostrata in fig.3.22, conferma la bontà dell'adattamento del modello alle misure sperimentali, atteso che per tutti i suoli esaminati l'errore di stima del contenuto idrico gravimetrico risulta contenuto, nella quasi totalità dei casi, entro il $\pm 5\%$.

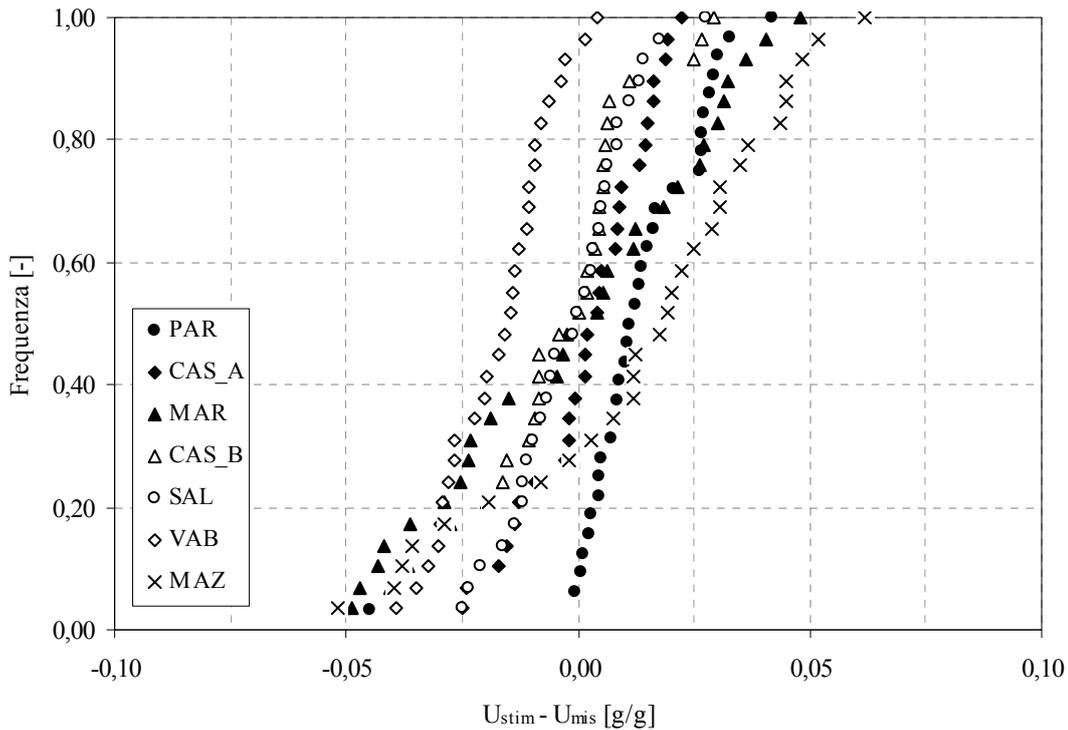


Figura 3.22 - Distribuzione di frequenza delle differenze tra U_{stim} mediante il modello di calibrazione (eq. 3.2 con $p=2,6$) ed U_{mis} sui monoliti di suolo rimaneggiato per i diversi siti di indagine.

3.5. Validazione del modello proposto e dei parametri che in esso compaiono

Per i suoli rigonfiabili, caratterizzati da variazioni della massa volumica apparente con il contenuto idrico del terreno, il modello rappresentato dall'eq. 3.2 risulta implicito, risultando ρ_b variabile al variare di U .

Per tale ragione, la validazione del modello proposto è stata effettuata esplicitando l'eq. 3.2 in termini di $SF(U)$ e ancora una volta, assumendo per il coefficiente p un valore pari a 2,6. La relazione utilizzata risulta pertanto:

$$SF = \left(\frac{1}{k} U \rho_b^{2,6} \right)^j = \left[\frac{1}{k} U (m e^{-nU})^{2,6} \right]^j \quad (3.3)$$

Nella fase di validazione, dopo avere esaminato l'adattamento delle relazioni empiriche $SF(U)$ alle coppie di valori sperimentali, è stata esaminata la bontà della stima del contenuto idrico gravimetrico. In questo modo è stato possibile verificare l'utilizzabilità dei risultati ottenuti nelle prove condotte utilizzando i monoliti di terreno rimaneggiato, quando invece si considerano le analoghe misure, indipendenti, rilevate sui monoliti di suolo indisturbato.

Ai fini della validazione si sono inizialmente considerati i valori dei coefficienti empirici k e j dell'eq. 3.3 ottenuti aggregando i dati sperimentali ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato e riportati in tab. 3.10 e assumendo, per i valori dei coefficienti m ed n della relazione $\rho_b(U)$ (eq. 3.1), i valori riportati in tab. 3.6, ricavati aggregando i dati sperimentali acquisiti sui due monoliti di suolo indisturbato (Caso A).

D'altra parte, al fine di stimare il contenuto idrico gravimetrico corrispondente a ciascun valore di frequenza scalata misurata sul monolito di suolo indisturbato, è stato invece necessario utilizzare l'eq. 3.2 con $p=2,6$. È stata in particolare utilizzata una procedura iterativa che, sulla base di un valore di U di prima iterazione ha permesso di valutare dapprima la relativa massa volumica apparente del terreno (eq. 3.1) e quindi, utilizzando l'eq. 3.2 e la frequenza scalata SF misurata dal sensore, il corrispondente valore finale del contenuto idrico gravimetrico del terreno, la cui entità è stata assunta quale valore iniziale della seconda iterazione. La procedura di calcolo, che ha in generale richiesto 4-5 iterazioni, è stata ripetuta fino a quando la differenza tra il valore iniziale e finale di U risultava inferiore a 0,001.

Successivamente, al fine di verificare la bontà delle equazioni di stima dei coefficienti che compaiono nelle eqq. 3.1 e 3.3 in funzione della percentuale di argilla del terreno, è stata condotta una analoga procedura di validazione (Caso B), nell'ipotesi di considerare le seguenti relazioni empiriche ricavate sui monoliti di suolo rimaneggiato (k_{stim} e j_{stim}) ed indisturbato (n_{stim} e m_{stim}):

$$k_{stim} = -0,0123 A + 1,151 \quad (3.4a)$$

$$j_{stim} = 0,0177 A + 3,521 \quad (3.4b)$$

$$n_{stim} = 0,0253 A - 0,223 \quad (3.4c)$$

$$m_{stim} = 0,422 n_{stim} + 1,456 \quad (3.4d)$$

nella quale A rappresenta la percentuale di argilla del terreno.

Per i diversi suoli esaminati i valori assunti di k_{stim} e j_{stim} sono riportati in tab. 3.11, mentre invece quelli corrispondenti ad n_{stim} e m_{stim} sono indicati nella seguente tab. 3.12.

Tabella 3.12 – Valori stimati dei coefficienti dell’eq. 3.1 in funzione della percentuale di argilla, ottenuti sui monoliti di suolo indisturbato.

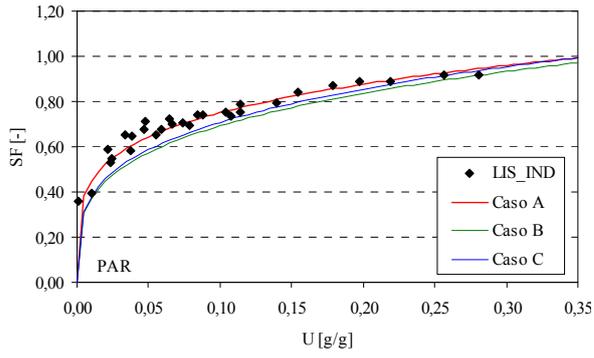
$n_{stim}=0,0253 A - 0,223$			
$m_{stim}=0,422 n_{stim} + 1,456$			
ID	A [%]	m_{stim} [-]	n_{stim} [-]
PAR	9,1	1,459	0,007
CAS_A	20,0	1,575	0,283
MAR	24,6	1,625	0,399
CAS_B	38,7	1,775	0,756
PIN	37,4	1,761	0,723
CAS_C	36,7	1,754	0,706
SAL	45,1	1,843	0,918
VAB	23,1	1,609	0,361
MAZ	39,0	1,778	0,764

Anche in questo caso, al fine di procedere al confronto tra i valori del contenuto idrico gravimetrico stimato dal modello con i corrispondenti valori misurati, è stato necessario utilizzare l’eq. 3.2, impostando una procedura iterativa analoga a quella già descritta per il caso A.

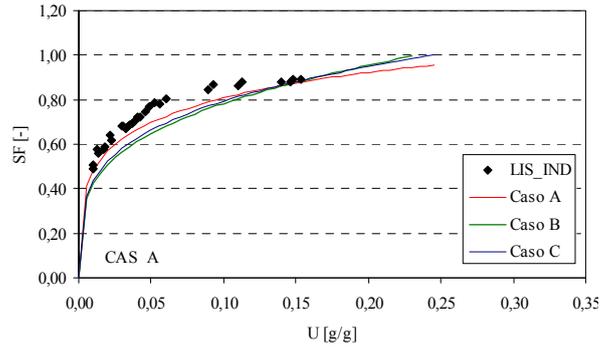
In una terza fase, nell’intento di limitare il numero di parametri necessario per l’applicazione del modello, nell’ipotesi che non si conosca e non si voglia stimare la curva di contrazione del terreno, ma sia nota soltanto la massa volumica apparente corrispondente alla condizione di contenuto idrico massimo, la relazione $SF(U)$ rappresentata dall’eq.3.3 è stata applicata considerando i valori stimati dei coefficienti k_{stim} e j_{stim} riportati in tab. 3.11 ed un valore costante di ρ_b, ρ_{bmin} , corrispondente al massimo contenuto idrico misurato sul monolito di suolo indisturbato (Caso C).

Per tutti e tre i casi esaminati, sia i valori stimati della massa volumica apparente del terreno che quelli del relativo contenuto idrico gravimetrico, sono stati quindi confrontati con i corrispondenti valori misurati, in modo di valutare l’entità dell’errore di stima commesso considerando le diverse ipotesi di calcolo.

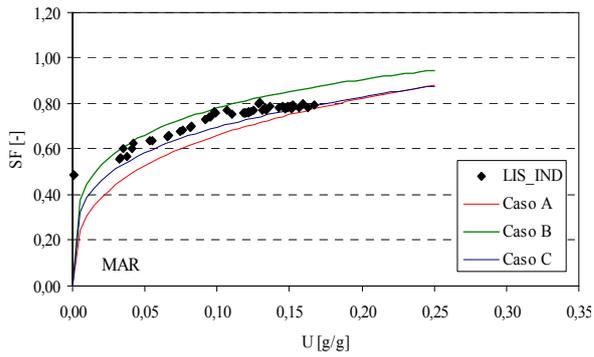
La fig. 3.23a,h mostra, per i diversi suoli investigati, le coppie sperimentali $SF(U)$ ottenute sui monoliti di suolo indisturbato e le rispettive relazioni predittive ottenute nelle ipotesi indicate per i diversi casi esaminati (Caso A, Caso B e Caso C).



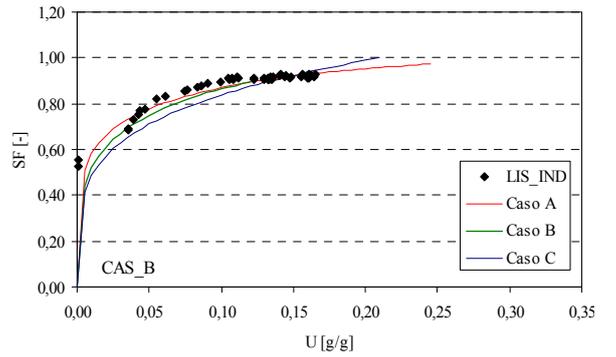
a)



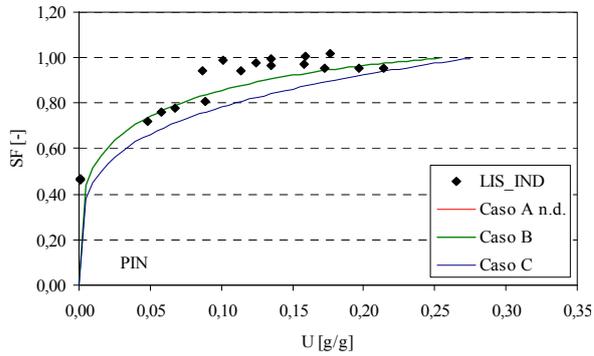
b)



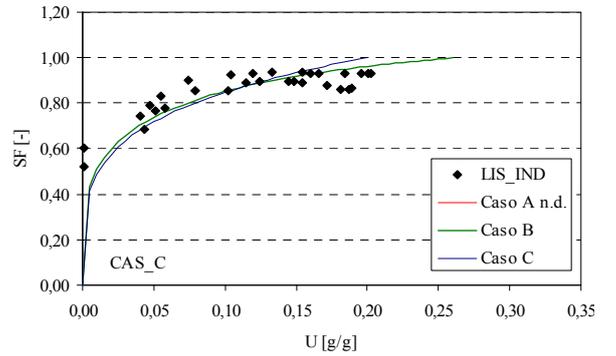
c)



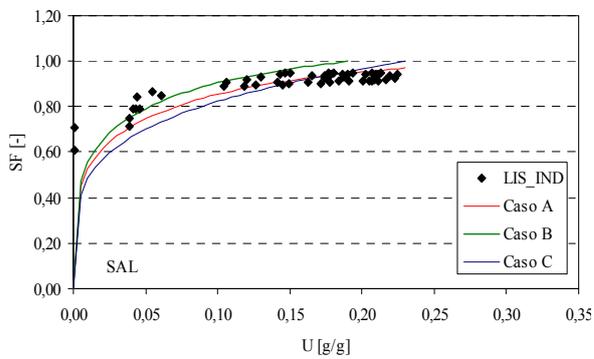
d)



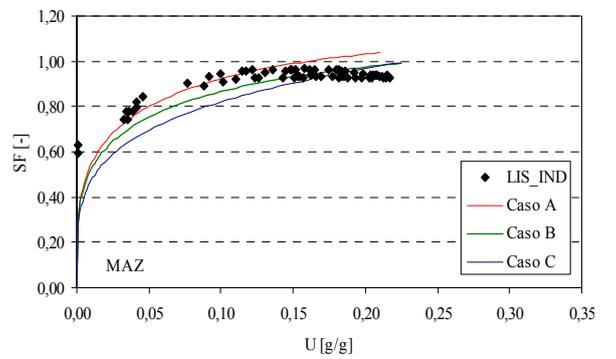
e)



f)



g)



h)

Fig. 3.23 a,h – Validazione del modello (eq.3.3) nei casi A, B e C, sulla base delle coppie sperimentali SF,U ottenute sui monoliti di suolo indisturbati.

Per i suoli PIN e CAS_C non risultavano disponibili i coefficienti k_{stim} e j_{stim} ottenuti sui monoliti di suolo rimaneggiato e pertanto, con riferimento al caso A, non sono state rappresentate le relative relazioni predittive. L'osservazione di fig. 3.23a,h mostra che le funzioni continue che riproducono il proposto modello di stima del contenuto idrico gravimetrico del terreno risultano in genere molto prossime tra loro, eccetto che per alcuni dei suoli (MAR, SAL e MAZ). Come è possibile notare inoltre relativamente al caso A, ovvero quando unitamente ai coefficienti k e j misurati sui monoliti di terreno rimaneggiato si utilizza la corretta curva caratteristica di contrazione del suolo, il modello ben interpreta, in generale, le coppie sperimentali $SF(U)$ ricavate sui monoliti indisturbati a conferma della necessità di includere, nella relazione di calibrazione del sensore, un termine che tenga in conto dell'effettiva massa volumica apparente del terreno.

Al fine di valutare l'errore di stima del contenuto idrico gravimetrico la fig. 3.24a,h riporta, per i diversi suoli investigati, il confronto tra i valori di U stimati dal modello nei casi esaminati (Caso A, B e C), con i rispettivi valori misurati in laboratorio sui monoliti di suolo indisturbato. Come si può notare, le coppie di valori U_{stim} , U_{mis} , relativamente a tutti e tre i casi esaminati, si dispongono in generale nell'intorno della retta bisettrice degli assi, espressiva della condizione di corretto accordo, con differenze in generale contenute. Tuttavia occorre osservare che il trend osservato per diversi dei suoli esaminati è verosimilmente dipendente dal non perfetto adattamento della relazione $\rho_b(U)$ alle coppie sperimentali, atteso che l'equazione proposta per la rappresentazione della curva caratteristica di contrazione del terreno non permette di interpretare le tre fasi che caratterizzano il processo.

La fig. 3.25a,c, mostra, con riferimento ai casi A, B e C esaminati, la distribuzione di frequenza delle differenze tra U_{stim} ed U_{mis} , mentre invece in tab. 3.13 sono indicati, ancora per i tre casi, gli errori medi di tali differenze, le percentuali di errori ricadenti nelle classi $0 < U_{stim} - U_{mis} \leq 2,5\%$, $2,5 < U_{stim} - U_{mis} \leq 5,0\%$ e $U_{stim} - U_{mis} > 5,0\%$, nonché i valori di RMSE corrispondenti a ciascun caso esaminato. Con riferimento al caso A, l'osservazione di fig. 3.25a, unitamente ai dati riportati in tab. 3.13, evidenziano che le differenze tra i valori stimati e quelli misurati del contenuto idrico gravimetrico risultano, per i suoli PAR, CAS_A, MAR e CAS_B contenute entro il $\pm 2,5\%$, con percentuali variabili tra il 71% ed il 93% dei casi e comunque inferiori al $\pm 5,0\%$ nella quasi totalità dei casi. Inoltre, per i suoli più argillosi (SAL e MAZ) l'entità di tali differenze risulta maggiore, e comunque solo per il sito MAZ il modello proposto determina differenze superiori al 5,0% nel 46% dei casi esaminati.

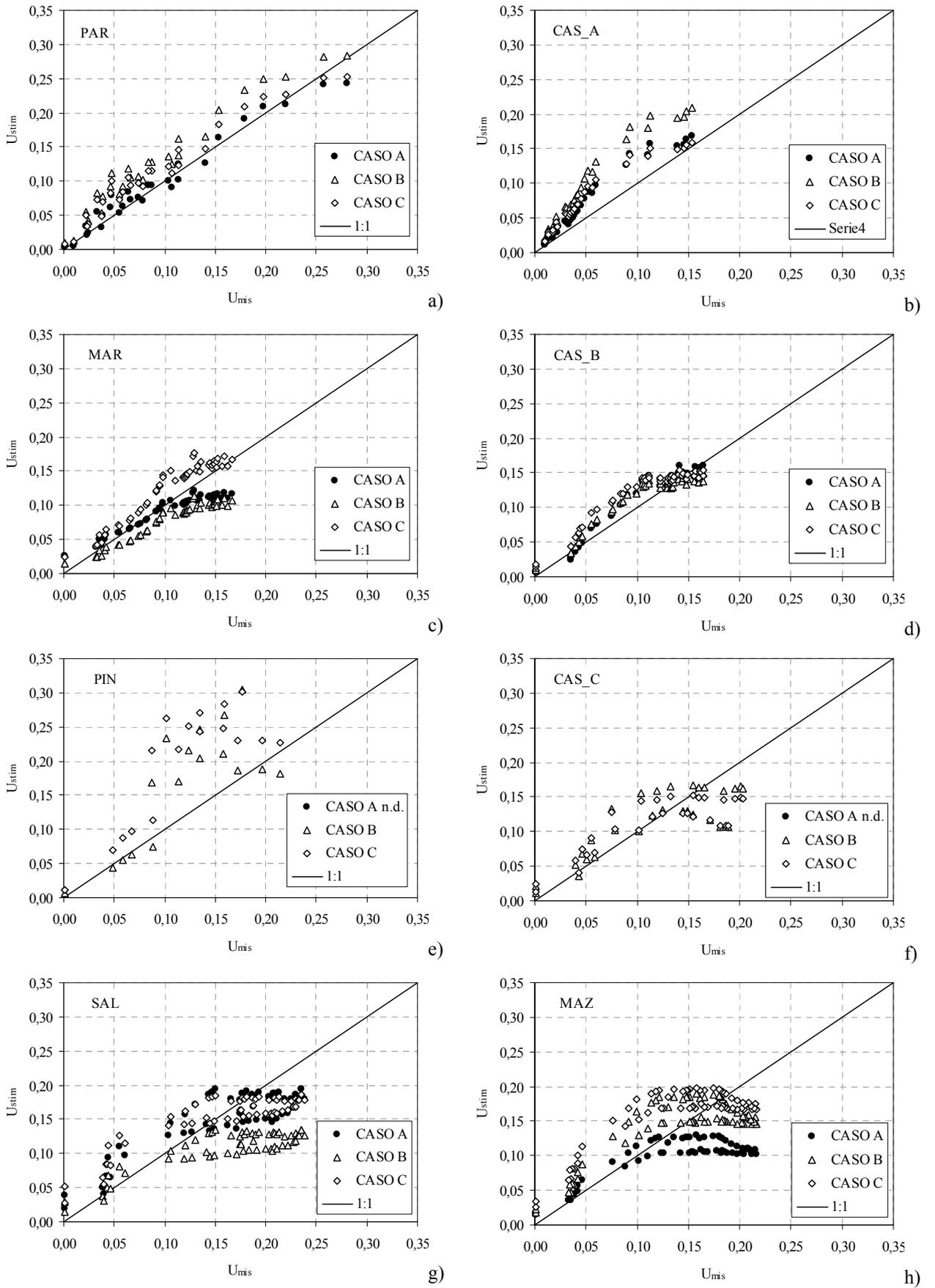
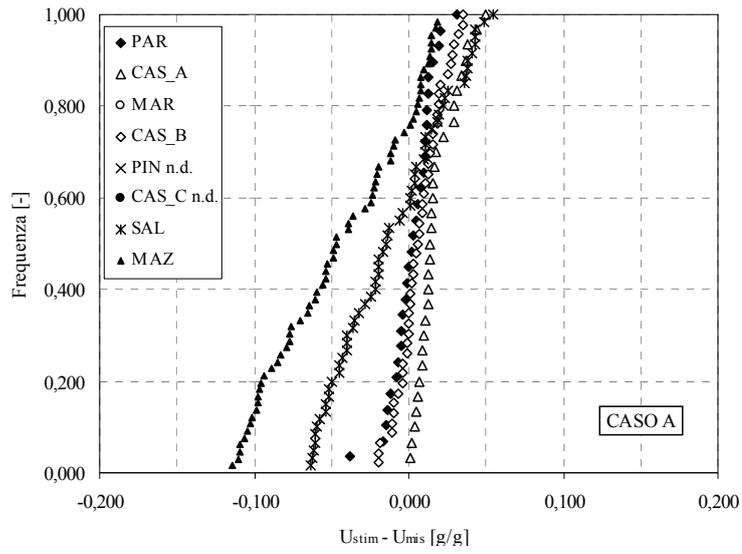
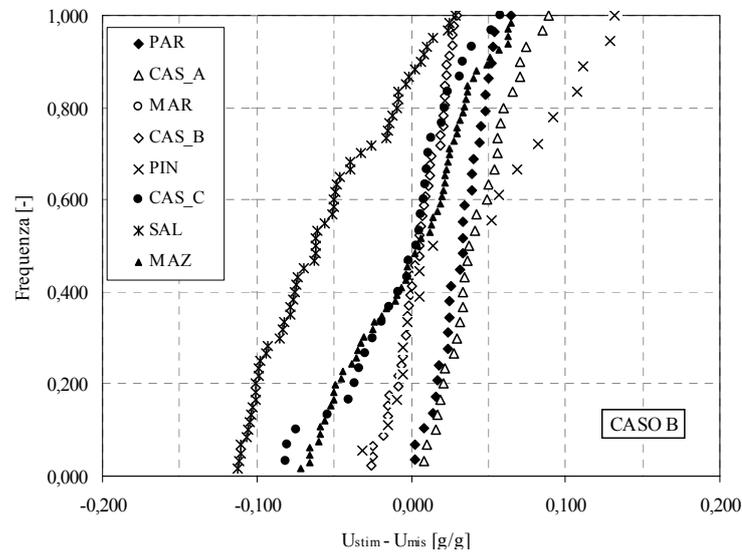


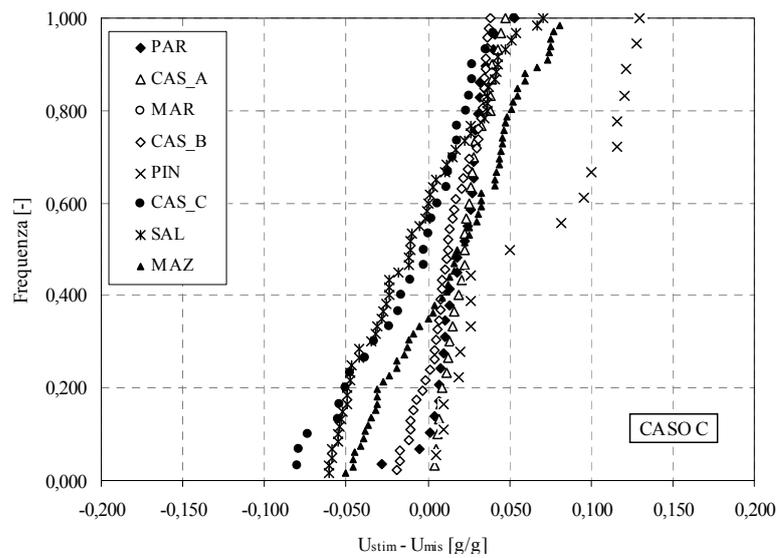
Fig. 3.24 a,h – Confronto tra i valori di U stimati dal modello nei casi A, B e C, con i rispettivi valori misurati sui monoliti di suolo indisturbato.



a)



b)



c)

Fig. 3.25 a,c – Distribuzione di frequenza delle differenze tra i contenuti idrici gravimetrici stimati dal modello nei casi A, B e C, con quelli misurati sui monoliti di suolo indisturbato.

Tabella 3.13 - Errore medio delle differenze tra i contenuti idrici volumetrici stimati dal modello (caso A, B, C) e misurati sui monoliti di suolo indisturbato e percentuali di errori ricadenti nelle classi indicate. I valori di RMSE calcolati utilizzando il modello empirico $U(SF, \rho_b)$ sono altresì riportati.

		Valore Medio	Frequenza $U_{stim}-U_{mis}$ [-]			RMSE
Sito	N	[g/g]	<2,5%	2,5%-5,0%	>5,0%	Modello $U(SF, \rho_b)$
PAR	29	0,002	0,93	0,07	0,00	0,014
CAS_A	30	0,018	0,73	0,27	0,00	0,022
MAR	52	0,013	0,71	0,27	0,02	0,023
CAS_B	46	0,007	0,85	0,15	0,00	0,016
PIN	18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CAS_C	30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SAL	60	-0,011	0,47	0,33	0,20	0,036
MAZ	65	-0,044	0,42	0,12	0,46	0,061
PAR	29	0,033	0,38	0,45	0,17	0,036
CAS_A	30	0,043	0,23	0,54	0,23	0,040
APR	52	0,026	0,50	0,42	0,08	0,032
CAS_B	46	0,005	0,89	0,11	0,00	0,016
PIN	18	0,044	0,44	0,06	0,50	0,069
CAS_C	30	-0,005	0,57	0,23	0,20	0,036
SAL	60	-0,055	0,27	0,15	0,58	0,069
MAZ	65	-0,001	0,42	0,34	0,25	0,039
PAR	29	0,020	0,52	0,45	0,03	0,025
CAS_A	30	0,023	0,60	0,40	0,00	0,027
MAG	52	0,020	0,79	0,21	0,00	0,023
CAS_B	46	0,014	0,70	0,30	0,00	0,022
PIN	18	0,074	0,28	0,17	0,55	0,090
CAS_C	30	-0,009	0,53	0,29	0,18	0,038
SAL	60	-0,007	0,37	0,42	0,22	0,038
MAZ	65	0,016	0,32	0,48	0,20	0,041

Per quanto concerne il caso B, per il quale sia i coefficienti k e j dell'equazione di calibrazione del sensore (eq. 3.3) che i valori di m ed n della curva caratteristica di contrazione (eq. 3.1) sono stati stimati sulla base del contenuto di argilla del terreno, mediante le eqq. 3.4 a,d, (k_{stim} , j_{stim} , m_{stim} , n_{stim}), sebbene le distribuzioni di frequenza delle differenze tra i contenuti idrici simulati e quelli misurati evidenzia una maggiore dispersione rispetto al caso A, dall'esame di fig. 3.25 b è possibile verificare che, ad eccezione dei suoli più argillosi (PIN, SAL e MAZ) per i quali talvolta gli errori di stima risultano maggiori del $\pm 10\%$, l'entità

delle differenze $U_{stim}-U_{mis}$ risulta in generale contenuta entro il $\pm 5\%$. I più elevati errori di stima in generale associati ai terreni PIN, SAL e MAZ, caratterizzati dai valori massimi del rapporto ρ_{bmin}/ρ_{bmax} , sono conseguenti alla valutazione, talvolta non accurata, della massa volumica apparente. In particolare, come riportato in tab. 3.13 con riferimento al caso B, la percentuale di frequenza degli errori ricadenti nella classe $U_{stim}-U_{mis} < 5,0\%$ risulta variare tra l'80% ed il 100% dei casi.

D'altra parte, anche quando si considera il caso C, che utilizza per l'eq. 3.3 i valori dei coefficienti k e j stimati sulla base del contenuto di argilla del terreno (eq. 3.4 a,b), nell'ipotesi di assumere un valore costante della massa volumica apparente del terreno, di entità pari al minimo misurato, l'esame di fig. 3.25c mostra che, ad eccezione del suolo PIN, le differenze $U_{stim}-U_{mis}$ risultano in generale comprese entro il $\pm 5\%$, con una percentuale dei casi ricadenti nella classe sempre superiore al 77%, come facilmente verificabile dall'esame della tab. 3.13.

In ogni caso, se si considerano i valori di RMSE associati ai diversi casi esaminati in funzione della percentuale di argilla del terreno, come mostrato in fig. 3.26, è possibile verificare come questi tendono ad amplificarsi in corrispondenza ai valori maggiori della percentuale di argilla del terreno.

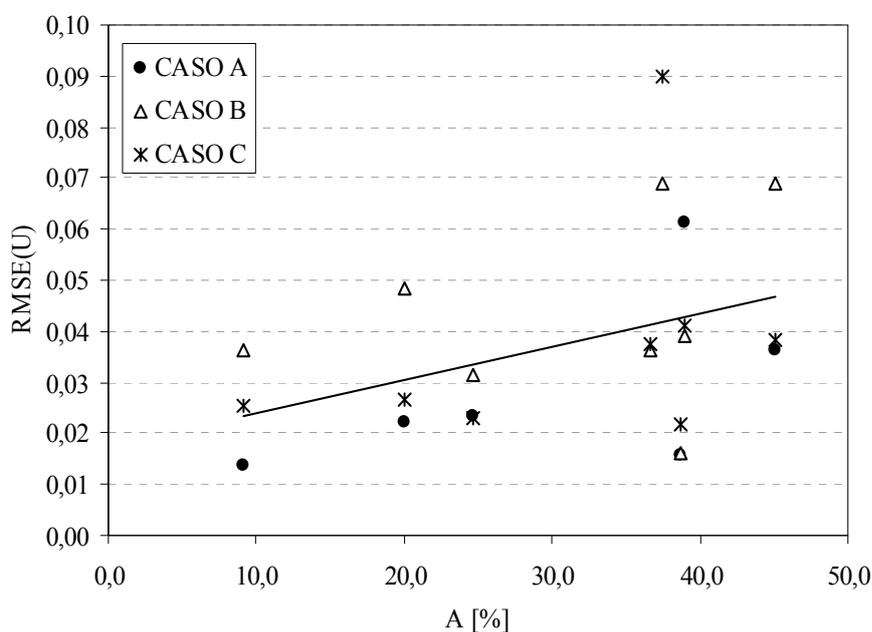


Fig. 3.26 – Andamento dei valori del RMSE associati alla stima di U (casi A, B e C) in funzione della percentuale di argilla presente, per i diversi suoli investigati.

Al fine di interpretare le cause per le quali, per alcuni dei suoli esaminati e soprattutto per i suoli più argillosi tra quelli investigati, i valori dei contenuti idrici stimati dal modello nei tre

casi esaminati risultano diversi rispetto a quelli osservati, talvolta anche sensibilmente, si è effettuata un'analisi di frequenza delle differenze tra i valori stimati e misurati della massa volumica apparente del terreno, i cui risultati sono riportati nella seguente fig. 3.27a,c, la quale mostra le distribuzioni di frequenza delle differenze tra ρ_{stim} e ρ_{mis} . I valori di RMSE associati alle differenze tra i valori di massa volumica apparente, $RMSE(\rho_b)$ considerati per ciascuno dei casi esaminati ed i corrispondenti misurati, sono invece indicati in tab. 3.14.

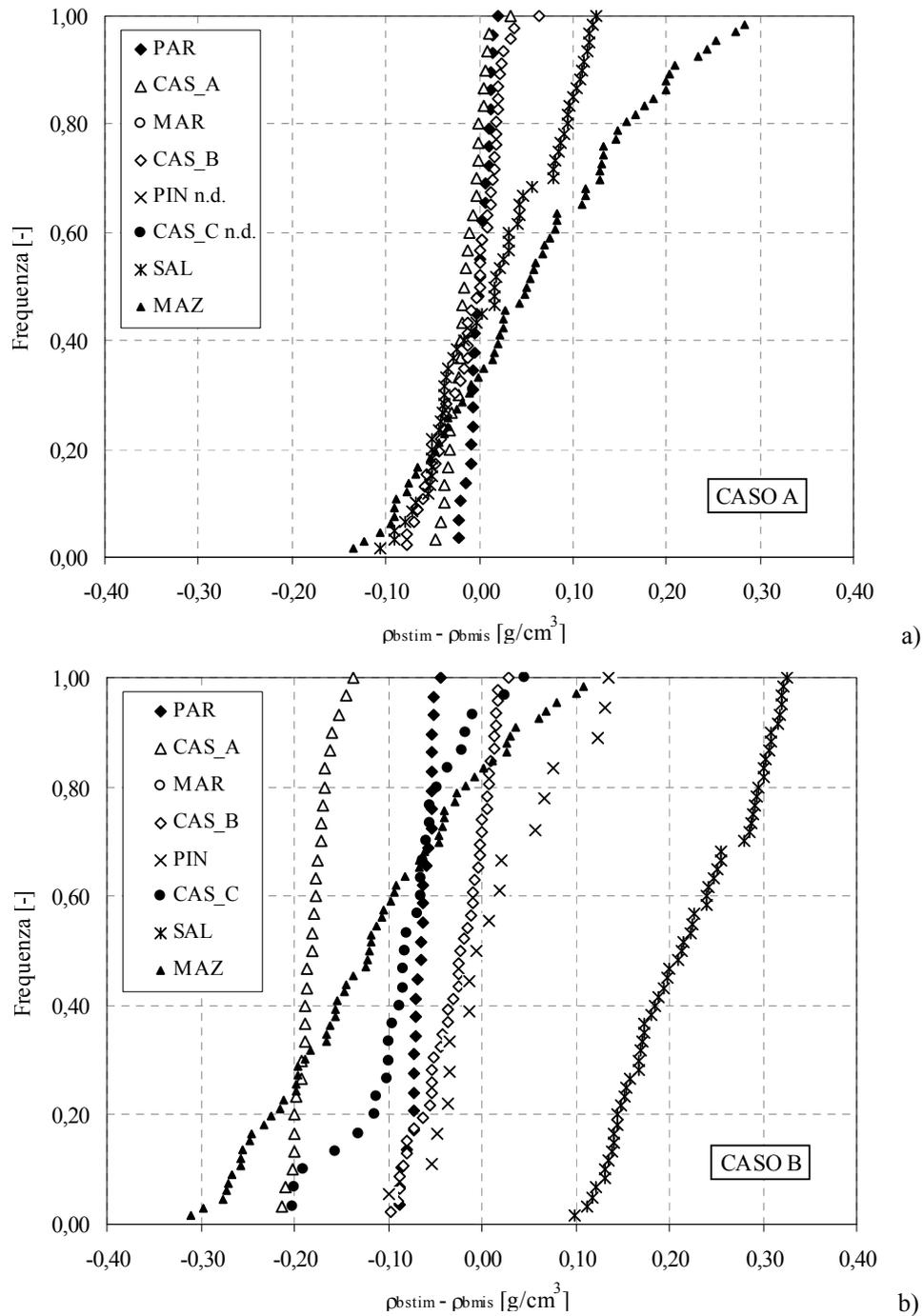


Fig. 3.27 a,b – Distribuzione di frequenza delle differenze tra i valori di massa volumica apparente stimati nei casi A, B, e quelli misurati sui monoliti di suolo indisturbato

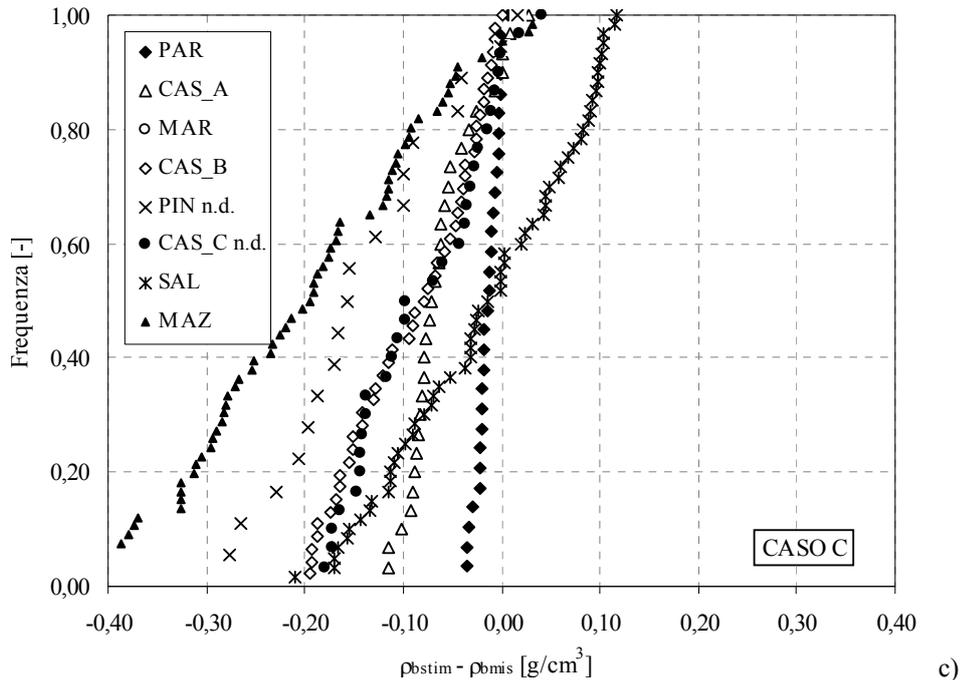


Fig. 3.27c – Distribuzione di frequenza delle differenze tra i valori di massa volumica apparente stimati nel caso C e quelli misurati sui monoliti di suolo indisturbato

L'esame della tab. 3.14 permette in primo luogo di osservare che l'equazione utilizzata per la stima di ρ_b determina valori della radice dell'errore quadratico medio generalmente contenuti, eccetto che per il suolo MAZ, per il quale risulta pari a 0,121, con un errore di stima certamente consistente. I valori di RMSE associati a ρ_b , risultano tendenzialmente crescenti all'aumentare della percentuale di argilla del terreno ed inoltre, ai valori più elevati di RMSE(ρ_b), corrispondono le peggiori stime in termini di contenuto idrico gravimetrico del terreno.

D'altra parte, se si considera l'andamento dei valori di RMSE associati alla stima della massa volumica apparente del terreno ottenuto nei casi A, B e C, in funzione dei corrispondenti RMSE associati ai contenuti idrici gravimetrici stimati, mostrato in fig. 3.28, è facilmente verificabile che al crescere dei primi tendono a crescere i secondi, segnalando che risulta necessario migliorare la stima di ρ_b , se si vogliono contenere gli errori di valutazione del contenuto idrico del terreno. Si conferma pertanto l'importanza di una corretta valutazione della massa volumica apparente del terreno nella la stima dei contenuti idrici gravimetrici.

Tabella 3.14 –RMSE associati alle differenze tra i valori di massa volumica apparente considerata per ciascuno dei casi esaminati ed i corrispondenti misurati.

ID	A [%]	RMSE(ρ_b)		
		CASO A	CASO B	CASO C
PAR	9,1	0,011	0,066	0,018
CAS_A	20,0	0,023	0,182	0,070
MAR	24,6	0,022	0,143	0,027
CAS_B	38,7	0,034	0,044	0,109
PIN	37,4	n.d.	0,069	0,161
CAS_C	36,7	n.d.	0,099	0,102
SAL	45,1	0,069	0,230	0,093
MAZ	39,0	0,121	0,159	0,234

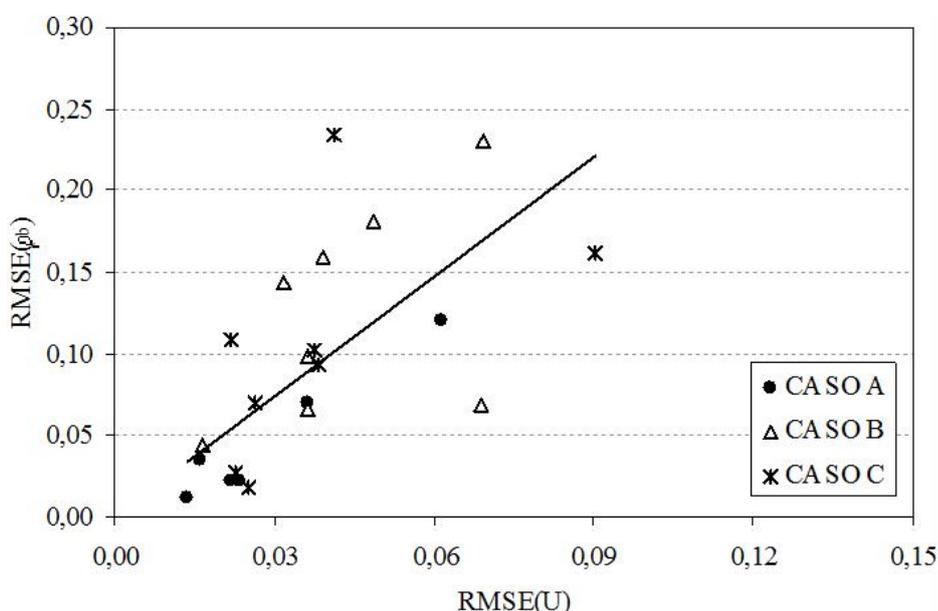


Fig. 3.28 – Andamento dei valori del RMSE associati alla stima di ρ_b (casi A, B e C) in funzione dei corrispondenti RMSE associati alla stima di U, per i diversi suoli investigati.

L'indagine condotta permette quindi di affermare che se da una parte l'equazione di calibrazione del sensore necessita dell'introduzione di un termine dipendente dalla massa volumica apparente del terreno, dall'altra appare indispensabile, ai fini di una affidabile valutazione del contenuto idrico, fare riferimento ad una più appropriata rappresentazione della curva caratteristica di contrazione del terreno che permetta di identificare le tre fasi che caratterizzano il processo.

Un'ulteriore verifica del modello è stata effettuata utilizzando i dati sperimentali presentati da Paltineanu e Starr (1997), finalizzati alla calibrazione di un multi-sensore

capacitivo (Environscan, Sentek), il cui funzionamento è analogo a quello del sensore utilizzato nella presente tesi.

Le misure sperimentali sono state condotte su campioni di un suolo franco limoso prelevato presso l'Agricultural Research Center dell'USDA_ARS, caratterizzato da percentuali di argilla, limo e sabbia pari rispettivamente a 9%, 56% e 35%. Il terreno, setacciato a 6,0 mm, è stato posto all'interno di contenitori in legno a sezione quadrata di 35*35 cm, dell'altezza di 40,5 cm e compattato in modo da realizzare valori della massa volumica apparente compresi tra 1,24 g/cm³ e 1,58 g/cm³.

La tab. 3.13, estratta dal lavoro originario riporta, per ciascun campione di suolo caratterizzato da un diverso livello di compattamento e per le tre distinte profondità osservate, i valori del contenuto idrico gravimetrico U , della massa volumica apparente corrispondente alle condizioni di terreno secco ed umido, nonché i valori del contenuto idrico volumetrico e della frequenza scalata misurata dal sensore, con i relativi coefficienti di variazione.

Tabella 3.13 – Sintesi dei dati rilevati da Paltineanu e Starr (1997) su monoliti di suolo rimaneggiato

	Prof.	U	CV	$\rho_{b\ dry}$	CV	$\rho_{b\ wet}$	CV	θ	CV	SF	CV
		[g/g]		[g/cm ³]		[g/cm ³]		[g/g]		[-]	
Pack 3	10 cm	0,058	0,9	1,31	1,2	1,24	1,2	0,072	0,7	0,399	0,04
	20 cm	0,058	0,9	1,32	1,4	1,24	1,3	0,073	1,3	0,388	0,03
	30 cm	0,058	0,9	1,33	1,0	1,26	1,3	0,073	1,4	0,399	0,02
Pack 4	10 cm	0,107	1,5	1,44	2,1	1,31	2,0	0,140	1,6	0,598	0,02
	20 cm	0,106	0,4	1,42	1,2	1,29	1,2	0,137	1,4	0,546	0,03
	30 cm	0,107	0,8	1,50	3,0	1,35	2,9	0,145	3,4	0,552	0,07
Pack 2	10 cm	0,154	0,7	1,82	1,3	1,58	1,4	0,239	1,9	0,728	0,01
	20 cm	0,153	0,2	1,81	1,1	1,57	1,0	0,238	1,0	0,722	0,15
	30 cm	0,151	0,5	1,82	0,4	1,58	0,5	0,238	0,5	0,720	0,02
Pack 1	10 cm	0,169	0,3	1,50	1,1	1,28	1,1	0,217	0,9	0,697	0,02
	20 cm	0,168	0,3	1,54	2,4	1,31	2,5	0,221	2,4	0,700	0,01
	30 cm	0,167	0,4	1,53	1,6	1,32	1,5	0,220	1,6	0,696	0,01
Pack 5	10 cm	0,246	0,4	1,88	1,2	1,51	1,2	0,371	1,0	0,883	0,02
	20 cm	0,247	2,8	1,88	0,7	1,51	1,1	0,374	2,0	0,865	0,01
	30 cm	0,251	2,4	1,89	0,8	1,51	1,2	0,379	1,3	0,888	0,01

Sulla base della percentuale di argilla presente nel terreno, utilizzando le equazioni 3.4a,d sono stati determinati i valori dei coefficienti k e j dell'eq. 3.3 e dei coefficienti m ed n dell'eq. 3.1, che hanno permesso quindi di stimare i valori del contenuto idrico gravimetrico del suolo, corrispondenti ai diversi campioni esaminati ed alle diverse profondità di misura.

Questi ultimi in particolare, sebbene il contenuto di argilla risulti di modesta entità ($A=9\%$), sono stati calcolati sia ipotizzando la massa volumica apparente variabile con il contenuto idrico (caso B1), che costante e pari al valore corrispondente alla condizione di suolo umido ($\rho_{b\text{wet}}$ di tab. 3.13). I valori stimati dei coefficienti k , j , m ed n sono risultati rispettivamente pari a 1,04, 3,68, 1,458 e 0,005. Il valore molto prossimo a 0 del coefficiente n è ovviamente una conseguenza del limitato contenuto di argilla del terreno utilizzato dagli Autori.

La fig. 3.29 mostra, per i diversi campioni esaminati e per tutte le profondità investigate, i valori stimati dei contenuti idrici gravimetrici in funzione dei corrispondenti misurati (tab. 3.13), utilizzando il modello proposto sia con riferimento al caso B che al caso C. La figura riporta inoltre i valori di U stimati utilizzando il legame funzionale $U(SF)$, proposto dagli AA. nel lavoro originario (Paltineanu e Starr, 1997).

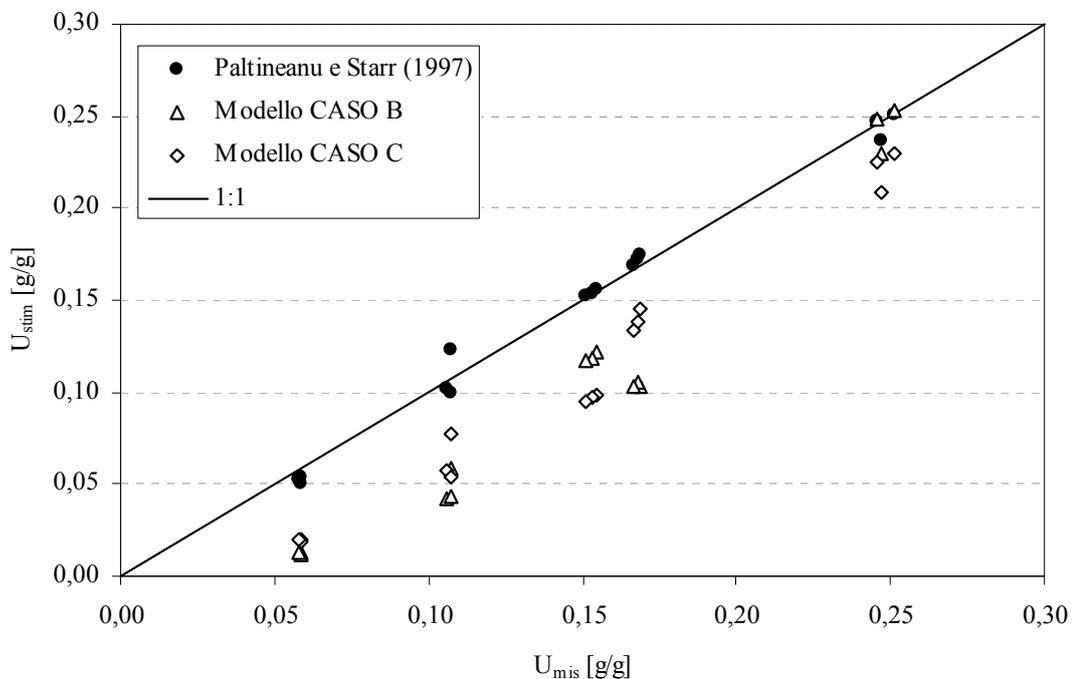


Figura 3.29 - Valori stimati dei contenuti idrici gravimetrici calcolati per i campioni esaminati e per le diverse profondità investigate nei casi B e C in funzione dei corrispondenti misurati. Le coppie di valori U_{stim} , U_{mis} ottenuti utilizzando la relazione di calibrazione proposta nel lavoro originario (Paltineanu e Starr, 1997) sono altresì riportate.

Anche con riferimento al suolo franco-limoso esaminato pertanto, si conferma pertanto la validità e l'utilizzabilità del modello proposto nei due casi esaminati, atteso che, nonostante l'evidente generale sottostima di U , gli errori commessi risultano comunque contenuti entro il 6%.

CONCLUSIONI

La ricerca, condotta su diversi suoli agricoli della Sicilia occidentale caratterizzati da differente composizione granulometrica, ha permesso di approfondire alcuni aspetti connessi alla calibrazione in campo e in laboratorio del sensore capacitivo “Diviner 2000” della Sentek, anche al fine di identificare strategie operative semplici e speditive, finalizzate alla determinazione del legame funzionale tra il contenuto idrico del suolo e la grandezza fisica misurata dal sensore.

Nel corso dell’indagine, che ha previsto attività di campo e di laboratorio, per alcuni dei suoli investigati sono state inizialmente determinate le equazioni di calibrazione sito-specifiche, espresse nella forma $\theta(SF)$, utilizzando la procedura classica di calibrazione in campo suggerita dalla casa costruttrice del sensore.

E’ stata inoltre verificata l’utilizzabilità di un protocollo semplificato e speditivo per la calibrazione del sensore che utilizza monoliti di terreno indisturbato, campionati all’interno di mini-lisimetri opportunamente dimensionati e contenenti un volume di suolo di poco superiore a quello investigato dal sensore, sui quali risulti possibile misurare, oltre che i contenuti idrici con metodo termo-gravimetrico, anche le contestuali variazioni della massa volumica apparente al variare dello stato idrico del suolo. E’ stato quindi eseguito il confronto tra la procedura classica di calibrazione in campo, suggerita dal costruttore, con quella di laboratorio proposta.

Successivamente, facendo uso di monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio, è stata esaminata la dipendenza delle variabili che compaiono nell’equazione di calibrazione dalla massa volumica apparente del terreno; in questo modo è stato possibile modificare l’equazione di calibrazione tradizionalmente utilizzata introducendo, quale variabile esplicita che compare nella nuova equazione, la stessa massa volumica apparente del terreno.

E’ stata quindi verificata la possibilità di stima indiretta dei parametri della nuova relazione di calibrazione in funzione della percentuale di argilla del terreno.

Il nuovo modello di calibrazione proposto è stato infine validato sia mediante un database di misure indipendenti, che attraverso dati sperimentali reperiti in letteratura.

Con riferimento alla procedura di calibrazione in campo suggerita dal costruttore del sensore eseguita, come da protocollo, in tre campagne di campionamento eseguite in tre distinti periodi dell’anno, è stato possibile verificare, soprattutto per i suoli più argillosi, la

difficoltà di ottenere valori affidabili del contenuto idrico volumetrico, attesa la notevole variabilità della massa volumica apparente del terreno riscontrata in campo e considerata anche la dimensione dei campionatori utilizzati che, verosimilmente, non ha permesso una misura rappresentativa della grandezza esaminata. Infatti, se per i terreni caratterizzati da modeste percentuali di argilla, i valori di massa volumica apparente, ρ_b , sono risultate variabili rispetto ad un valore medio, indipendentemente dal contenuto idrico U del terreno, per i suoli più argillosi è stato osservato che per valori di U maggiori di un certo valore soglia, prossimo a circa il 10%, i valori di ρ_b tendono a diminuire al crescere di U , come conseguenza dei fenomeni di rigonfiamento che si manifestano in campo. Tuttavia, le osservate variazioni di ρ_b , come verificato, dipendono dall'effetto combinato del differente contenuto idrico del terreno corrispondente alle diverse epoche di campionamento e dalla profondità di prelievo del campione; infatti, con riferimento agli strati più profondi, il peso del terreno sovrastante ha verosimilmente circoscritto in campo la possibilità di libero rigonfiamento del terreno, limitando anche le riduzioni di ρ_b potenzialmente possibili in corrispondenza dei più elevati valori di U .

In ogni caso, la soddisfacente performance della relazione di calibrazione empirica proposta dal costruttore, contraddistinta da valori di $RMSE < 0,81$, è stata ottenuta esclusivamente con riferimento ai suoli non rigonfiabili, mentre invece per tutti gli altri suoli esaminati, i valori di $RMSE$ sono risultati decisamente più elevati ($RMSE > 0,1$), evidenziando la scarsa accuratezza delle relazioni di calibrazione ottenute in campo. Infatti, come talvolta verificato, l'apertura di crepacciature nel terreno all'interno del volume di suolo investigato dal sensore, che hanno causato il distacco del tubo di misura dal terreno circostante, la notevole variabilità della massa volumica apparente osservata anche a causa delle ridotte dimensioni volumi di suolo campionati, come pure i relativamente alti contenuti idrici riscontrati nelle tre tornate di misura alle maggiori profondità (al di sotto dei 50-60 cm), non hanno permesso l'identificazione di una affidabile relazione di calibrazione in campo relativa all'intero dominio di variabilità di θ .

Ovviamente, anche per i suoli più sabbiosi, atteso che i valori di $RMSE$ associati alle equazioni di calibrazione sito-specifiche determinate sulla base dei dati rilevati sono risultati inferiori ai corrispondenti ottenuti utilizzando la relazione proposta dal costruttore, ne deriva che è sempre necessario procedere ad una calibrazione sito-specifica del sensore quando si vogliono ridurre gli errori di stima del contenuto idrico del terreno e disporre, quindi, di misure certamente più affidabili.

In relazione alle difficoltà connesse alle misure di campo è stata quindi proposta una procedura speditiva di calibrazione, che utilizza monoliti cilindrici di suolo indisturbato, caratterizzati da un volume leggermente superiore a quello investigato dal sensore. L'uso dei monoliti ha il vantaggio di rendere più speditiva la determinazione della curva di calibrazione, oltre che di potere seguire con continuità il processo di essiccamento del campione di terreno, misurando al contempo le possibili variazioni di massa volumica apparente che in esso si determinano.

Al fine di valutare l'influenza della massa volumica apparente del terreno sulle variabili che compaiono nell'equazione di calibrazione proposta dal costruttore, espressa in termini di $\theta(SF)$, si è inizialmente assunta quale variabile dipendente, il contenuto idrico gravimetrico in luogo di quello volumetrico, esprimendo pertanto le equazioni di calibrazione in termini di $U(SF)$.

Le misure condotte sui monoliti di suolo indisturbato hanno evidenziato che per i terreni caratterizzati dalle più elevate percentuali di argilla, si determinano modeste variazioni dei valori di frequenza scalata misurati dal sensore in corrispondenza di variazioni, anche significative, del contenuto idrico gravimetrico del terreno. Tale circostanza, come rilevato anche da altri Autori, è imputabile alle variazioni di massa volumica apparente del terreno che, al diminuire del contenuto idrico tende a contrarsi, modificando quindi la sua porosità e conseguentemente le mutue proporzioni tra i volumi occupati dall'acqua, dall'aria e dalle particelle solide, in modo da influenzare anche, in ultima analisi, la permittività del mezzo poroso rilevata dal sensore.

L'analisi dei dati sperimentali rilevati sui monoliti di suolo indisturbato ha permesso di verificare, soprattutto con riferimento ai suoli più sabbiosi, una certa analogia tra le relazioni $U(SF)$ determinate in laboratorio con le corrispondenti determinate in campo. Ovviamente, per tutti gli altri suoli, la notevole variabilità e talvolta l'inconsistenza dei dati sperimentali ottenuti in campo ha determinato ovviamente significative differenze tra le equazioni di calibrazione sito-specifiche ottenute in campo ed in laboratorio.

L'esame congiunto delle relazioni di calibrazione per i diversi suoli esaminati e delle relative curve caratteristiche di contrazione, espresse in termini di $\rho_b(U)$, ha permesso di verificare che anche i valori di frequenza scalata misurati dal sensore dipendono dalla massa volumica apparente del terreno; infatti, in conseguenza al processo di contrazione si determinano variazioni dei valori di permittività apparente del suolo, in relazione alla combinazione delle mutue proporzioni tra i volumi di acqua e di aria, presenti nel volume

apparente investigato dal sensore. In particolare, nel corso della fase normale del processo di contrazione, sono state osservate sempre più limitate variazioni di SF al crescere di U , da attribuire alla circostanza che nel termine SF , le variazioni di contenuto idrico sono in tutto o in parte compensate dalle variazioni della massa volumica apparente del terreno. L'indagine condotta, a conferma di quanto osservato anche da altri Autori, ha pertanto segnalato la necessità di tenere conto delle variazioni di massa volumica apparente del terreno nella determinazione delle relazioni di calibrazione dei sensori capacitivi.

Proprio per tale ragione è stata condotta una specifica indagine utilizzando monoliti di suolo rimaneggiato preparati in laboratorio con terreno essiccato all'aria, setacciato ed artificialmente umettato, in modo tale da realizzare due distinti valori della massa volumica apparente. L'esame dei dati sperimentali acquisiti, sia con riferimento alle coppie di valori $U(SF)$, che con riferimento alla curva caratteristica di contrazione $\rho_b(U)$, ha permesso in primo luogo di verificare che per il monolito caratterizzato dal valore minore della massa volumica apparente, il dominio dei contenuti idrici gravimetrici del terreno determinati nel corso degli esperimenti risulta ovviamente più esteso. Inoltre, in corrispondenza a ciascun prefissato contenuto idrico gravimetrico del terreno, a valori maggiori di massa volumica apparente corrispondono valori più elevati di SF , come conseguenza del differente contributo delle particelle di suolo, dell'aria e dell'acqua presenti nel volume investigato dal sensore. Ciò significa che ad uno stesso stato idrico del terreno possono corrispondere valori distinti di SF , che risultano crescenti all'aumentare della massa volumica apparente.

Sulla base di quanto osservato e dei dati sperimentali acquisiti, è stata quindi identificata e proposta una nuova equazione di calibrazione del sensore che, rispetto all'equazione generalmente utilizzata, introduce quale fattore moltiplicativo, un termine di potenza del reciproco della massa volumica apparente del terreno (volume specifico del terreno).

L'introduzione di tale fattore, tuttavia, presenta lo svantaggio di rendere implicito il modello proposto quale equazione di calibrazione del sensore, atteso che la massa volumica apparente, necessaria a determinare il contenuto idrico gravimetrico, dipende parimenti da U . In ogni caso, le coppie sperimentali SF, U e ρ_b, U ottenute per i diversi suoli esaminati e aggregate con riferimento ai due campioni caratterizzati da differente volume massico apparente, hanno permesso di definire le relative funzioni interpolari e determinarne i parametri che compaiono in ciascuna di esse (due parametri per la relazione $SF(U)$ ed un parametro per la relazione $\rho_b(U)$) che, come sperimentalmente osservato, risultano dipendenti

dal contenuto di argilla del terreno, sebbene talvolta con valori del coefficiente di correlazione non molto elevati.

Una prima verifica del modello $U(SF, \rho_b)$ proposto è stata eseguita sugli stessi monoliti di suolo rimaneggiato utilizzati per la sua determinazione, ma questa volta considerati separatamente, assumendo, per ciascuno di essi, i valori misurati della massa volumica apparente del terreno. In particolare, sia il buon adattamento del modello empirico ai punti sperimentali (dati non riportati), che il successivo confronto tra i valori stimati ed i corrispondenti misurati del contenuto idrico gravimetrico del terreno, hanno evidenziato, che in generale le coppie di valori stimato-misurato si dipongono nell'intorno della retta rappresentativa della condizione di perfetto accordo, con errori di stima contenuti, nella quasi totalità dei casi, entro il $\pm 5\%$.

La validazione del modello $U(SF, \rho_b)$ è stata eseguita considerando, quale database di misure indipendenti, quelle ottenute sui monoliti di terreno indisturbato. In particolare, dopo avere esaminato l'adattamento delle relazioni empiriche $SF(U)$ alle coppie di valori sperimentali, è stato eseguito il confronto tra i contenuti idrici stimati dal modello con i corrispondenti valori misurati in laboratorio.

Il modello proposto è stato quindi validato nell'ipotesi di assumere quali parametri che in esso compaiono (i) quelli ottenuti aggregando le misure eseguite in laboratorio su entrambi i monoliti rimaneggiati (Caso A) e (ii) quelli stimati in funzione del contenuto di argilla del terreno (Caso B). Infine, nell'intento di limitare il numero di parametri necessario per l'applicazione del modello e nell'ipotesi sia disponibile soltanto il valore minimo della massa volumica apparente del terreno, il modello è stato applicato nell'ipotesi di considerare ρ_b costante e assumendo per gli altri parametri quelli stimati in funzione del contenuto di argilla, anche al fine di valutarne gli errori associati (Caso C).

Il caso A ha permesso pertanto di determinare la bontà del nuovo modello proposto per rappresentare l'equazione di calibrazione del sensore, mentre invece il caso B ha consentito di determinare l'affidabilità della stima dei parametri che nel modello compaiono, calcolati in funzione della percentuale di argilla del terreno. D'altra parte invece, attraverso il caso C, l'assunzione di un valore costante della massa volumica apparente del terreno, ha reso possibile limitare a tre il numero di parametri necessari per l'applicazione del modello, pur nella consapevolezza, confermata dai dati sperimentali, dell'importanza di considerare la curva caratteristica di contrazione del terreno nella determinazione di U .

Per tutti e tre i casi esaminati, i valori stimati dei contenuti idrici gravimetrici del terreno sono in generale risultati abbastanza prossimi a quelli esaminati; tuttavia il trend delle differenze tra i valori stimati e misurati di U , è verosimilmente imputabile alla non perfetta rispondenza della relazione proposta per la rappresentazione della curva caratteristica di contrazione del terreno, che non permette di interpretare le tre fasi, strutturale, normale e residua, che caratterizzano l'intero processo di contrazione.

Le differenze tra i valori stimati e osservati di U sono risultate certamente più contenute con riferimento al caso A per il quale, ad eccezione del suolo MAZ, sono risultate comprese entro il $\pm 2,5\%$ in una percentuale di casi variabile tra il 47 ed il 93%, e comunque, nella quasi totalità dei casi, inferiori al $\pm 5\%$. I corrispondenti valori di RMSE sono risultati in generale inferiori a 0,036, eccetto per il suolo MAZ, per il quale si è ottenuto un valore pari a 0,061.

Tale risultato conferma ovviamente la validità del modello proposto per rappresentare matematicamente la relazione di calibrazione del sensore capacitivo utilizzato nell'indagine.

Errori di stima di U in generale più elevati rispetto al caso A sono stati ovviamente ottenuti con riferimento agli altri due casi esaminati. In particolare nel caso B, nel quale i quattro parametri che caratterizzano il modello proposto sono stimati in funzione del contenuto di argilla del terreno, sono state osservate differenze tra i valori stimati e misurati del contenuto idrico del terreno contenute entro il $\pm 5\%$, in una percentuale di casi variabile tra il 77% ed il 100% quando si considerano i suoli caratterizzati dalle più elevate percentuali di sabbia; l'entità di tali differenze invece è talvolta risultata maggiore del $\pm 10\%$ per i suoli più argillosi (PIN, SAL e MAZ). La generale sovrastima di U osservata per i contenuti idrici più bassi e la sottostima con riferimento a quelli più elevati è verosimilmente conseguente alla non perfetta valutazione della massa volumica apparente del terreno e pertanto dipende dall'equazione utilizzata per rappresentare l'intero processo di contrazione.

Ciò nonostante, anche in questo caso, i valori di RMSE associati al caso B, per i diversi suoli esaminati sono risultati sempre inferiori a 0,04, tranne che per i siti PIN e SAL, per i quali è risultato pari a 0,69.

Pertanto, la stima indiretta dei parametri dell'equazione di calibrazione del sensore può condurre ad una accettabile stima di U per i suoli caratterizzati da non elevate percentuali di argilla, mentre invece ulteriori indagini si rendono necessarie con riferimento ai suoli più argillosi, per i quali, verosimilmente, risulta necessario identificare una relazione $\rho_b(U)$ meglio rispondente ad interpretare le distinte fasi del processo di contrazione del terreno.

Per quanto invece concerne il caso C, se in termini di RMSE si determina in generale un miglioramento nella stima di U rispetto al caso B con riferimento ai suoli più sabbiosi, un diffuso peggioramento si riscontra ovviamente con riferimento ai suoli con le più elevate percentuali di argilla, per i quali i valori di RMSE sono risultati maggiori rispetto a quelli ottenuti nel caso B.

L'esame congiunto della variabilità riscontrata tanto nella stima della massa volumica apparente, quanto nel contenuto idrico del terreno, ha permesso infine di verificare che, all'aumentare degli errori di stima dei primi, tendono peggiorare le stime dei secondi.

Sulla base dell'indagine condotta pertanto, è possibile affermare che se da una parte l'equazione di calibrazione del sensore necessita dell'introduzione di un termine dipendente dalla massa volumica apparente del terreno, dall'altra appare indispensabile, soprattutto per i suoli argillosi, ai fini di una affidabile valutazione del contenuto idrico, fare riferimento ad una appropriata rappresentazione della curva caratteristica di contrazione, che permetta quindi di interpretare, in modo più accurato l'evoluzione dell'intero processo di contrazione del terreno al variare del suo contenuto idrico.

BIBLIOGRAFIA

- Amato, M., J. T. Ritchie. 1995. Small spatial scale soil water content measurement with time domain reflectometry. *Soil Science Society of America Journal*, 59(2): 325-329.
- ASTM D698. 2005. Standard test methods for laboratory compaction characteristics of soil using standard effort (12400 ft-lbf/ft³(600 kN-m/m³)), *Annual Book of ASTM Standards*, 04.08, ASTM, West Conshohocken, PA, USA: 80-90.
- Baumhardt, R.L., R.J. Lascano, and S.R. Evett. 2000. Soil material, temperature, and salinity effects on calibration of multisensor capacitance probes. *Soil Science Society of America Journal*, 64:1940–1946.
- Brezis, H. 1983. Analyse fonctionnelle, théorie et applications. *Masson*, Paris, New York, 1983.
- Bridge, B.J., Y., Sabburg, k.D., Habash, Y.A., Ball e N.H. Hancock. 1996. The dielectric behaviour of clay soils and its application to time domain reflectometry. *Australian Journal of Soil Research*, 34 :825-835.
- Bronswijk, H. 1991. Drying, cracking and subsidence of a clay soil in a lysimeters. *Soil Science*, 152:92-99.
- Cavazza, L. 2005. Terreno agrario: Il comportamento fisico. Reda Editore.
- Cheng, A. e D. T. Cheng 2005. Heritage and early history of the boundary element method. *Engineering Analysis with Boundary Elements*, 29:268–302.
- Crescimanno, G., e G. Provenzano. 1999. Soil shrinkage characteristic curve in clay soils: Mesasurement and Prediction. *Soil Science Society of America Journal*, 63:25-32.
- Davood N., K., M., Shorafab e a., Heidarib. 2011. Estimating Soil Water Content from Permittivity for Different Mineralogies and Bulk Densities. *Soil Science Society of America Journal*, 76 (4):1149-1158.
- Delta-T Devices. 1999. Theta Probe soil moisture sensor user manual. Delta-T Devices, Cambridge, England
- Fares, A., P., Buss, M, Dalton, A.I., El-Kadi, L.R., Parsons. 2004. Dual field calibration of capacitance and neutron soil water sensors in a shrinking-swelling clay soil. *Vadose Zone Journal*, 4:1390-1399.

- Gabriel J.L., Lizaso J.I., and Quemada M., 2010. Laboratory versus field calibration of capacitance probes. *Soil Science Society of America Journal*, 74, 593-601.
- Gardner W.H., 1965. Water content. In: *Methods of Soil Analysis*, 82-127, American Society of Agronomy, Monograph, 9.
- Gardner, C.M.K., J.P., Bell, J.D., Cooper, T.J., Dean, N. Gardner, M.G., Hodnett. 1991. Soil water content. In: *Soil water content* (Eds K.A. Smith, C.E. Mullins), 1-73. Marcel Dekker Ed., New York .
- Geesing D., M., Bachmaier e U., Schmidhalter. 2004. Field calibration of a capacitance soil water probe in heterogeneous fields. *Australian Journal of Soil Research*, 42, 289-299.
- Giardini, L. 2003. *Agronomia generale, ambientale e aziendale*. 5^a Ed. Patron Editore, Bologna.
- Gong, Y., Q., Cao e Z., Sun. 2003. The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain Reflectometry. *Hydrological Processes*, 17:3601-3614.
- Greacen, E.L. 1981. *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO Division of Soils, Adelaide.
- Groves, S. J. e S. C., Rose. 2004. Calibration equations for Diviner 2000 capacitance measurements of volumetric soil water content of six soils. *Soil Use and Management*, 20: 96-97.
- Haines, W.B. 1923. The volume changes associated with variations of water contents in soil. *Journal of Agricultural Science*, 13:296-310.
- Kirkham, M. B. 2005. *Principles of soil and plant water relations*. Elsevier Academic Press, Boston, 500 pp.
- Lacape, M.J., J., Wery, e D.J.M., Annerose. 1998. Relationships between plant and soil water status in five field-grown cotton (*Gossypium hirsutum* L.) cultivars. *Field Crop Research*, 57: 29-43.
- Larcher, W. 2003. *Physiological plant ecology*. Springer, Berlin. 4th ed.
- Malicki M.A., R. Plagge, e C.H. Roth. 1996. Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science*, 47(3):357-366.

- Morgan, K.T., L.R., Parsons, T.A., Wheaton, D.J., Pitts e T.A., Obreza. 1999. Field calibration of a capacitance water content probe in fine sand soils. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 987-989.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12:513-522.
- Nadler, A., S., Dasberg, e I., Lapid. 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Science Society of America Journal*, 55:938-943.
- Paltineanu, I. C., e J. L. Starr 1997. Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: laboratory calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 61(6): 1576-1585.
- Paraskevas, C., P., Georgiou, A., Ilias, A., Panoras, e C., Babajimopoulos. 2012. Calibration equations for two capacitance water content probes. *International Agrophysics*, 26:285-293.
- Pellegrino A., E., Gozé, E., Lebon, e J., Wery. 2006. A model based diagnosis tool to evaluate the water stress experienced by grapevine in field sites. *European Journal of Agronomy*, 25: 49-59.
- Pellegrino, A., Lebon, E., Voltz, M., e J., Wery. 2004. Relationships between plant and soil water status in vine (*Vitis vinifera* L.). *Plant and Soil*, 266:129-142.
- Polyakov, V., A., Fares, e M. H., Ryder. 2005. Calibration of a capacitance system for measuring water content of tropical soil. *Vadose Zone Journal*, 4 (4):1004-1010.
- Rhoades D., F., Chanduvi, S. M. Lesch. 1999. Soil Salinity Assessment: Methods and Interpretation of Electrical Conductivity Measurements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, n. 57. Rome, Italy.
- Ratliff, L.F., J.T., Ritchie, e D.K., Cassel. 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 770–775.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1, 318-333.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1, 318 – 333
- Ritchie, J.T. 1981. Soil water availability. *Plants and Soil*, 58:327-338.

- Roth, K., R. Schulin, H. Fluhler, e W. Attinger 1990. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, 26, 2267 – 2273.
- Santini, A. 1997. Metodi di analisi fisica del suolo. CNR. IRSA.
- Scobie, M. 2006. Sensitivity of capacitance probes to soil cracks. A dissertation. University of Southern Queensland.
- Sentek Environmental Technologies. 2001. Calibration of the Sentek Pty Ltd Soil Moisture Sensors.
- Tariq, A.U.R., e D.S., Durnford. 1993. Soil volumetric shrinkage measurements: A simple method. *Soil Science Society of America Journal*, 155:325-330.
- Topp, G., J., Davis, e A., Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16:574-582
- Topp, G. e P.A., Ferré. 2002. Water content. In Method of Soil Analysis, Part 4, Physical methods, SSSA Book, vol.5 ed. J.H. Dane and G.C. Topp, *Soil Science Society of America Journal*, 417-446, Madison, Wis.
- Tyler, S. W., J. S., Selker, M. B., Hausner, C. E., Hatch, T., Torgersen, C. E. Thodal, e G., Schladow. 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research*, 45:1-11.
- Van Genuchten, M.T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44:349-386.
- Wraith, J.M., e D., Or. 1999. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain Reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resources Research*, 35:361-369.