



UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Dipartimento di Scienze della Terra  
e Geologico-Ambientali

**DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA**  
**XIX CICLO**  
**cod. sett.**

Tesi di Dottorato

*Applicazione ed integrazione di metodi di prospezione  
geofisica. Studio idrogeofisico della Zona Insatura in  
condizioni idriche controllate.*

Candidato

*Dott. Paolo Durante*

Tutore:

*Chiar.mo Prof. Paolo Baldi*

Correlatore:

*Dott.ssa Elena Pettinelli*

Coordinatore:

*Chiar.mo Prof. William Cavazza*

Bologna  
15 Marzo 2007

---

---

*A Michelino, Maria Dia e Manuela*



# Indice

## Capitolo 1

### **Introduzione**

- |     |                     |               |
|-----|---------------------|---------------|
| 1.1 | <i>Prefazione</i>   | <i>pag. 1</i> |
| 1.2 | <i>Introduzione</i> | <i>pag. 2</i> |

## Capitolo 2

### **Applicazione ed integrazioni delle metodologie di prospezione geofisica in differenti settori**

#### **Magnetometria e GPR, integrazione nell'area test "Bosco della città" - Rovereto (TN)**

- |       |  |               |
|-------|--|---------------|
| 2.1   | <i>Introduzione ed inquadramento dell'indagine</i> | <i>pag.6</i>  |
| 2.2   | <i>Rilievo GPS</i>                                 | <i>pag.8</i>  |
| 2.2.1 | <i>Caratteri del rilievo GPS</i>                   | <i>pag.9</i>  |
| 2.3   | <i>Indagine magnetica</i>                          | <i>pag.9</i>  |
| 2.3.1 | <i>Caratteri del rilievo magnetico</i>             | <i>pag.10</i> |
| 2.4   | <i>Elaborazione dati e risultati</i>               | <i>pag.10</i> |
| 2.5   | <i>Caratteri del rilievo GPR</i>                   | <i>pag.12</i> |
| 2.6   | <i>Dati e risultati dell'indagine GPR</i>          | <i>pag.14</i> |
| 2.7   | <i>Considerazioni conclusive</i>                   | <i>pag.16</i> |

**Monitoraggio geofisico integrato su una discarica**

2.8	<i>Introduzione</i>	<i>pag.18</i>
2.9	<i>Evoluzione dell'indagine</i>	<i>pag.19</i>
2.10	<i>Sviluppi futuri dell'indagine</i>	<i>pag.22</i>

**Misure GPR e geoelettriche in ambiente costiero**

2.11	<i>Introduzione</i>	<i>pag.23</i>
2.12	<i>Misure GPR</i>	<i>pag.24</i>
2.13	<i>Indagine geoelettrica</i>	<i>pag.27</i>
2.14	<i>Risultati dell'indagine</i>	<i>pag.27</i>

**Indagine GPR su litotipo gessoso (Parco dei gessi della Croara - Bologna)**

2.15	<i>Introduzione</i>	<i>pag.28</i>
2.16	<i>Scopo del lavoro</i>	<i>pag.30</i>
2.16.1	<i>Indagine geoelettrica</i>	<i>pag.31</i>
2.16.1	<i>Indagine GPR</i>	<i>pag.32</i>

**Capitolo 3****Studio della Zona Insatura**

3.1	<i>Introduzione</i>	<i>pag.34</i>
3.2	<i>Caratteri fisici e proprietà idrologiche della Zona Insatura</i>	<i>pag.36</i>
3.3	<i>Curva di ritenzione idrica e capillarità</i>	<i>pag.39</i>

## Capitolo 4

### **Ground Penetrating Radar e Time Domain Reflectometry nello studio della Zona Insatura**

4.1	<i>Introduzione</i>	<i>pag.46</i>
4.2	<i>Teoria sulla propagazione delle onde elettromagnetiche</i>	<i>pag.47</i>
4.3	<i>I parametri elettromagnetici della Zona Insatura - la “permittività dielettrica”</i>	<i>pag.54</i>
4.4	<i>Ground Penetrating Radar - cenni sulla tecnica di indagine</i>	<i>pag.56</i>
4.4.1	<i>Origine delle riflessioni</i>	<i>pag.57</i>
4.4.2	<i>Applicabilità del metodo GPR</i>	<i>pag.59</i>
4.5	<i>Time Domain Reflectometry - cenni sulla tecnica di indagine</i>	<i>pag.60</i>
4.5.1	<i>Il metallic cable tester</i>	<i>pag.62</i>

## Capitolo 5

### **Modelli idrologici e relazioni petrofisiche come ausilio nella caratterizzazione della Zona Insatura**

5.1	<i>Modelli idrologici</i>	<i>pag.65</i>
5.1.1	<i>van Genuchten</i>	<i>pag.66</i>
5.1.2	<i>Brooks e Corey</i>	<i>pag.69</i>
5.2	<i>Relazioni petrofisiche e “mixing models”</i>	<i>pag.70</i>
5.2.1	<i>Modelli empirici</i>	<i>pag.72</i>
5.2.1.1	<i>Equazione di Archiè</i>	<i>pag.72</i>
5.2.1.2	<i>Equazione di Topp</i>	<i>pag.73</i>
5.2.1.3	<i>Modelli volumetrici</i>	<i>pag.75</i>
5.2.1.4	<i>Complex refractive Index Method</i>	<i>pag.75</i>
5.2.1.5	<i>Time Propagation Model</i>	<i>pag.76</i>

## Capitolo 6

### **Misure geofisiche in area test simulante una Zona Insatura a contenuto idrico controllato**

6.1	<i>Costruzione dell'area test</i>	<i>pag.78</i>
6.2	<i>La campagna di indagine</i>	<i>pag.84</i>
6.3	<i>Misure TDR</i>	<i>pag.85</i>
6.3.1	<i>Analisi dati</i>	<i>pag.89</i>
6.3.1.1	<i>Determinazione del valore di porosità e contenuto d'acqua</i>	<i>pag.96</i>
6.4	<i>Misure GPR</i>	<i>pag.102</i>
6.4.1	<i>Dati GPR</i>	<i>pag.104</i>
6.4.1.1	<i>Definizione dei parametri idrologici dai dati GPR</i>	<i>pag.108</i>
6.4.1.2	<i>Determinazione del contenuto d'acqua</i>	<i>pag.110</i>
6.5	<i>Confronto TDR - GPR</i>	<i>pag.111</i>
6.5.1	<i>Individuazione della superficie piezometrica</i>	<i>pag.118</i>
6.5.2	<i>Confronto relativo ai parametri idrologici</i>	<i>pag.119</i>

## Capitolo 7

### **Effetti legati alla distribuzione e forma delle particelle sulle proprietà dielettriche ed idrologiche dei materiali**

7.1	<i>Introduzione</i>	<i>pag.121</i>
7.2	<i>Modellizzazione per approssimazioni successive</i>	<i>pag.122</i>
7.3	<i>Scaled Porosity</i>	<i>pag.124</i>
7.3.1	<i>Descrizione matematica del processo di "embedding" in Scaled Porosity</i>	<i>pag.125</i>



7.4	<i>Distribuzione dei fluidi di saturazione nel modello binario</i>	<i>pag.128</i>
7.4.1	<i>Mesopori omogenei uniformemente distribuiti</i>	<i>pag.129</i>
7.4.2	<i>Mesopori omogenei preferenzialmente distribuiti</i>	<i>pag.130</i>
7.4.3	<i>Mesopori eterogenei</i>	<i>pag.131</i>
7.5	<i>Risultati della modellizzazione</i>	<i>pag.132</i>

## Capitolo 8

### ***Generazione di un segnale radar sintetico e modellizzazione della Zona Insatura***

8.1	<i>Introduzione</i>	<i>pag.137</i>
8.2	<i>Caratteristiche del programma GPRSYN1D</i>	<i>pag.139</i>
8.3	<i>Caratteristiche del modello teorico di partenza</i>	<i>pag.140</i>
8.4	<i>Dati e risultati</i>	<i>pag.143</i>

## Capitolo 9

<b><i>Conclusioni</i></b>	<i>pag.152</i>
---------------------------	----------------

<b><i>Elenco bibliografico di riferimento</i></b>	<i>pag.157</i>
---	----------------

Parole chiave

***DEMA, GEOELETTRICA, GPR, TDR, ZONA INSATURA***

# Riassunto

Il lavoro è incentrato sull'applicazione ed integrazione di differenti tecniche di indagine geofisica in campo ambientale e ingegneristico / archeologico. Alcuni esempi sono stati descritti al fine di dimostrare l'utilità delle metodologie geofisiche nella risoluzione di svariate problematiche.

Nello specifico l'attenzione è stata rivolta all'utilizzo delle tecniche del *Ground Penetrating Radar* e del *Time Domain Reflectometry* in misure condotte su un corpo sabbioso simulante una *Zona Insatura*. L'esperimento è stato realizzato all'interno di un'area test costruita presso l'azienda agricola dell'Università La Tuscia di Viterbo. Hanno partecipato al progetto le Università di Roma Tre, Roma La Sapienza, La Tuscia, con il supporto tecnico della Sensore & Software.

Nello studio è stato condotto un approccio definito idrogeofisico al fine di ottenere informazioni da misure dei parametri fisici relativi alla *Zona Insatura* simulata nell'area test. Il confronto e l'integrazione delle due differenti tecniche di indagine ha offerto la possibilità di estendere la profondità di indagine all'interno del corpo sabbioso e di verificare l'utilità della tecnica *GPR* nello studio degli effetti legati alle variazioni del contenuto d'acqua nel suolo, oltre a determinare la posizione della superficie piezometrica per i differenti scenari di saturazione.

Uno specifico studio è stato realizzato sul segnale radar al fine di stabilire i fattori di influenza sulla sua propagazione all'interno del suolo. Il comportamento dei parametri dielettrici nelle condizioni di drenaggio e di imbibizione del corpo sabbioso è stato riprodotto attraverso una modellizzazione delle proprietà dielettriche ed idrologiche sulla base della dimensione, forma e distribuzione dei granuli di roccia e pori, nonché sulla base della storia relativa alla distribuzione dei fluidi di saturazione all'interno del mezzo. La modellizzazione è stata operata sulle basi concettuali del *Differential Effective Medium Approximation*.

# Abstract

This study deals with the application and integration of geophysical techniques in archaeological and environmental sites. Many examples are reported to demonstrate the utility of some geophysical techniques for a large variety of applications.

More specifically, we focused the attention on the use of *GPR* and *TDR* techniques on a controlled *Vadose Zone* in a sand body. The experiment was accomplished inside an experimental pit, constructed within the agricultural area of the University of Viterbo (Italy). The University of Roma Tre, Roma La Sapienza, La Tuscia and the Sensore&Software cooperated on this project.

An hydrogeophysical approach was developed to obtain informations from the geophysical measurements about the specific *Vadose Zone*, simulated in the experimental pit. The comparison and the integration of the two techniques were useful to extend the depth of investigation and to verify the utility of the *GPR* system for studying the effects of water content variations inside the subsoil and to test out the position of capillary fringe. A specific study was conducted on the radar signal to establish the factors influencing its propagation through the ground, related to the frequency of the signal. In order to predict the behaviour of the dielectric parameters in both imbibition and drainage processes, we modelled the electrical and hydrological properties on the base of the shape, size of pore and rock grains; the distribution of water inside the pore structure was also studied. The modelling was carried out using the Scaled Porosity model, based on the theory of DEMA model.

# Capitolo 1

## 1.1 Prefazione

Lo sviluppo tecnologico che negli ultimi anni ha interessato le metodologie di prospezione geofisica ha consentito l'applicazione di sistemi quali il *Ground Penetrating Radar*, la geoelettrica, la magnetometria, il *Time Domain Reflectometry* ecc, nel campo agrario, ambientale, geotecnico, archeologico ed ingegneristico. Si è dunque abbandonata l'idea che associa le metodologie di prospezione geofisica, e tra queste la sismica, ad indagini esclusivamente finalizzate al settore degli idrocarburi e/o minerario. Naturalmente queste tecniche non sono sostitutive delle metodologie proprie per esempio della geologia applicata ma si propongono come mezzo di completamento delle indagini del sottosuolo. Nel presente lavoro sono stati sviluppati alcuni aspetti applicativi delle sopra citate metodologie in differenti settori di indagine. In prima analisi, sono state effettuate delle misure utilizzando differenti tecniche di prospezione (GPR, TDR, geoelettrica, magnetometria), al fine di valutare i campi di applicabilità delle stesse e definire le possibili integrazioni. Sono state eseguite misure in area test per la localizzazione di target sepolti (*Magnetometria e GPR: indagine integrata nell'area test "Bosco della città"*), per l'individuazione della regione di ingressione dell'acqua salata in ambiente costiero (*Geoelettrica e GPR: indagine nel litorale Adriatico*), su litotipi gessosi per la valutazione delle caratteristiche dielettriche e del processo di dissoluzione alla base del fenomeno della formazione dei *Sinkhole* (*Indagine GPR sui gessi della Croara, Bologna*); e stata avviata inoltre una campagna di monitoraggio di una discarica di rifiuti solidi urbani mediante l'ausilio della tecnica geoelettrica. Le esperienze condotte nei differenti ambiti hanno permesso di acquisire la padronanza necessaria nell'utilizzo delle diverse metodologie di indagine e la capacità di integrazione delle stesse in svariati campi di misura. Tappa ultima della ricerca è rappresentata dalla estrapolazione di parametri idrologici direttamente dai dati geofisici,

per la caratterizzazione di una particolare porzione di suolo nota come “*Zona Insatura*”.  
(*Studio idrogeofisico di una Zona Insatura a regime idrico controllato*).

## 1.2 *Introduzione*

La conoscenza del contenuto e della dinamica dei fluidi all'interno dei suoli con particolare attenzione ai processi che si verificano all'interno della zona insatura, porzione di suolo compresa tra il piano campagna e la superficie piezometrica, rappresenta un importante aspetto nello studio di svariate problematiche, nel campo ambientale, agrario ed ingegneristico.

Il flusso delle acque di infiltrazione ed il trasporto di contaminanti sono meccanismi fortemente legati alle proprietà idrauliche del mezzo (porosità, contenuto idrico, conducibilità idraulica) e alle loro variazioni all'interno della *Zona Insatura* (Dagan, 1982).

L'utilizzo di tecniche di misura geofisica in fori di sondaggio come pure l'esecuzione di misure direttamente dalla superficie del piano campagna, offrono profili verticali delle proprietà fisiche del terreno misurate con un buon grado di risoluzione. Oltre a singole misure di tipo puntuale, i metodi geofisici costituiscono un valido strumento per il monitoraggio delle variazioni temporali delle proprietà fisiche legate a particolari processi naturali e di origine antropica.

Per tale ragione la modellizzazione della distribuzione spaziale dei fluidi contenuti all'interno dei mezzi eterogenei, attraverso informazioni sulle grandezze fisiche ricavate dall'integrazione di differenti metodi di prospezione geofisica, rappresenta un settore di rilevante importanza nello studio dei processi che interessano i mezzi porosi (Yeh, 1998).

Grazie alla versatilità e rapidità di utilizzo, i metodi geofisici sono spesso impiegati per fornire delle immagini relative al contenuto di fluidi nella *Zona Insatura*; il GPR (*Ground Penetrating Radar*), il TDR (*Time Domain Reflectometry*), il VRP (*Vertical Resistivity Probe*) rappresentano dei validi strumenti nella determinazione del contenuto e distribuzione dell'acqua all'interno dei suoli. Ad essi si aggiungono la magnetometria e la geoelettrica ampiamente impiegate nella mappatura di vaste aree di indagine. Esempi di particolari applicazioni per la caratterizzazione della *Zona Insatura* sono presenti in Frohlich e Parke (1989), Kramer et al. (1992), Andrews et al. (1995),

Sheets e Hendricks (1995), van Overmeeren et al. (1997), Piggott (1999), Binley et al. (2001) e Huisman et al. (2003).

Nel presente lavoro è stato scelto di utilizzare le tecniche del TDR e GPR come strumento per la definizione delle proprietà idrologiche dei mezzi porosi e nello specifico per la caratterizzazione della *Zona Insatura* all'interno di un corpo sabbioso. La procedura di analisi può essere definita come un accoppiamento tra idrogeologia e petrofisica su dati geofisici ottenuti sperimentalmente da misure eseguite su un'area test costruita all'interno dell'azienda agraria dell'università La Tuscia di Viterbo. L'area sperimentale è costituita da una vasca scavata nel terreno, con profondità di 0.90 m e superficie pari a 42 m<sup>2</sup>. Sul fondo dello scavo è stato posizionato un sistema di tubi in PVC per l'inserimento di acqua al suo interno ed il volume complessivo è stato riempito da sabbia a granulometria nota. Le misure geofisiche sono state condotte per *step* successivi ed incrementali di saturazione del mezzo, dunque per scenari differenti relativi alla posizione della superficie piezometrica generata all'interno del corpo sabbioso. Il livello della falda è stato monitorato attraverso letture ai piezometri ubicati in tre differenti punti della vasca.

La scelta di effettuare delle misure integrando le tecniche di indagine GPR e TDR in condizioni di regime idrico controllato è basata sulla facilità con cui tali metodi di prospezione consentono l'individuazione della superficie piezometrica all'interno di un suolo e dunque il monitoraggio delle minime variazioni dei contenuti in fluidi dello stesso. Studi in merito sono riportati in Huisman et al., (2003); Annan, (2005); van Overmeeren, (1994); Endres et al., (2000). L'esecuzione delle misure in un'area test a contenuto idrico controllato consente di confrontare i risultati ottenuti dalle differenti metodologie, verificarne l'efficienza per la valutazione degli effettivi volumi d'acqua presenti nella vasca e monitorare le variazioni delle proprietà elettromagnetiche dei suoli nella zona insatura.

L'integrazione delle tecniche di indagine radar e TDR è stata sfruttata per aumentare le profondità di indagine relativamente alla valutazione dei parametri dielettrici ed idrologici del mezzo investigato, ed implementata dall'ausilio di modelli che considerano gli effetti della distribuzione e forma delle particelle sulle proprietà dielettriche del mezzo, nell'assunzione di terreno omogeneo nell'intervallo di misura considerato.

L'indagine GPR è stata condotta mediante acquisizione lungo profili di una griglia regolare direttamente dalla superficie, utilizzando quattro differenti frequenze, 250

MHz, 400 MHz, 500 MHz e 900MHz; le misure TDR sono state effettuate mediante una sonda multilivello interrata a profondità nota in un vertice dell'area di indagine.

La raccolta di dati relativi a differenti antenne radar rappresenta un ulteriore parametro di confronto che è stato approfondito attraverso una modellizzazione del segnale nel dominio della frequenza. Al fine di valutare gli effetti che la particolare distribuzione delle proprietà dielettriche ed idrologiche di un mezzo svolge sulla propagazione delle onde elettromagnetiche ed in che misura questo rappresenti un ostacolo per la tecnica di indagine radar, è stata eseguita una modellizzazione del segnale per uno spettro di frequenza compreso tra 100 MHz e 1 GHz, su due modelli teorici di partenza; i modelli, uno a tre strati ed uno con zona di transizione intermedia, sono espressi in termini di variazione delle proprietà dielettriche dello stesso.

Il confronto tra i dati forniti dalle misure GPR e TDR è avvenuto sulla base di una analisi delle velocità delle onde e.m. ricavate come valore medio per ciascuno scenario di saturazione del corpo sabbioso.

Differenti modelli idrologici e relazioni petrofisiche sono stati impiegati per determinare in maniera indiretta, sulla base dei dati geofisici, le proprietà idrologiche del mezzo e definire l'andamento della curva di ritenzione ed i precisi rapporti tra contenuto d'acqua e proprietà dielettriche del mezzo. È stata inoltre eseguita una modellizzazione delle proprietà idrologiche del mezzo nell'ottica della definizione dei precisi rapporti che legano le variazioni delle proprietà fisiche ed idrologiche, sulla base concettuale della modellizzazione per approssimazioni successive fornita in DEMA (*Differential Effective Medium Approximation*) (Endres et al., 1996). Scopo specifico dell'analisi è di comprendere quali siano esattamente i rapporti tra valori di costante dielettrica e porosità/permeabilità, ottenuti dalle misure radar e TDR, stabilire le interazioni tra assortimento dei granuli e risposta alla misura geofisica, e valutare in che misura le variazioni di tali parametri influenzano la misura geofisica.

La procedura di indagine ed analisi descritta nel presente lavoro vuole rappresentare uno strumento di studio applicabile a differenti situazioni in cui sia richiesta la conoscenza delle proprietà dielettriche ed idrologiche di un mezzo; la caratterizzazione di aree da adibire a discarica o le situazioni in cui i suoli siano interessati dallo sviluppo di *plumes* di contaminazione, rappresentano un particolare settore a cui dovrebbe essere data la massima priorità attraverso lo studio approfondito di questi parametri. È noto come sia LNAPL che DNAPL siano facilmente individuabili attraverso la tecnica di indagine radar; in Daniels et al., (1995) è dimostrato come la tecnica GPR sia in grado di



mappare lo sviluppo di idrocarburi nella *Zona Insatura*, per via dell'alto contrasto nei valori di permittività dielettrica tra idrocarburi e acqua o aria contenuti all'interno di suoli sabbiosi, ghiaiosi e limosi. In ulteriori studi (Sander et al., 1992; De Ryck et al.,(1993); Redman et al.,(1994); Campbell et al., (1996); Brewster et al., 1995; Kim et al., 2000) è stato utilizzato il georadar per osservare le migrazioni di plumes di DNAPL e LNAPL, all'interno di acquiferi sabbiosi. Per tale ragione un obiettivo futuro della ricerca è quello di modellizzare, attraverso le conoscenze acquisite nell'area test, il comportamento del mezzo in condizione di diffusione di DNAPL e LNAPL e confrontare i dati teorici con quelli sperimentali.

# Capitolo 2

## ***Applicazione ed integrazione di metodologie di prospezione geofisica in differenti settori di indagine***

Il capitolo racchiude una breve descrizione di alcune campagne di indagine svolte in differenti ambiti ed eseguite per la comprensione delle diverse tecniche di indagine e per la definizione delle caratteristiche fisiche dei suoli indagati. Sono riportati esempi di misure in area test per la caratterizzazione di corpi sepolti di interesse archeologico e ingegneristico, misure in ambiente costiero finalizzate alla determinazione dei parametri elettromagnetici del materiale sabbioso investigato e alla localizzazione della regione di contatto con l'acqua marina; è stata inoltre effettuata una indagine radar in una grotta in litotipo gessoso per la caratterizzazione qualitativa dello stato di fratturazione e per la localizzazione di fenomeni di collasso per dissoluzione (*Sinkholes*). Il campo delle indagini ha inoltre interessato un sito di discarica attraverso una campagna di monitoraggio semipermanente, volta alla valutazione dell'eventuale presenza e sviluppo di percolato al di fuori dell'area di interesse. Questa campagna terminerà agli inizi della stagione estiva.

### ***Integrazione GPR - Magnetometria nell'area test "Bosco della città"-Rovereto***

#### ***2.1 Introduzione ed inquadramento dell'indagine***

Le tecniche di indagine GPR e Magnetica rappresentano due tra le più diffuse metodologie per la prospezione dei primi metri di sottosuolo nella ricerca di strutture di

origine antropica di interesse archeologico e/o ingegneristico-ambientale. L'indagine eseguita nell'Area Test "Bosco della Città" ha rappresentato un valido strumento per la validazione delle tecniche sopra citate, mettendone in luce, attraverso le risposte fornite da ciascun target presente nell'area, pregi e limiti applicativi.

Un rilievo GPS dell'intero settore ha completato l'indagine consentendo la georeferenziazione delle misure acquisite.

L'esperienza condotta presso l'Area Test "*Bosco della Città*" rientra in un progetto di ricerca più ampio che ha per oggetto l'applicazione ed integrazione di differenti metodologie di prospezione geofisica (GPR, Geoelettrica e Magnetometria) in campo archeologico ed ambientale; in questo ambito è stata attivata una collaborazione tra il Dipartimento di Fisica-Settore Geofisica dell'Università di Bologna ed il Laboratorio di Archeologia dei Paesaggi e Telerilevamento dell'Università di Siena.

L'esperienza effettuata ha consentito il confronto tra misure magnetiche ed elettromagnetiche eseguite durante un rilievo effettuato nell'area test, prendendo in considerazione le risposte fornite dai differenti target presenti nell'area.

Il vantaggio dell'esecuzione di misure eseguite su un'area test è stato quello di disporre di un'ampia serie di bersagli di differente natura, circoscritti in un perimetro di circa 250 m<sup>2</sup> ed aventi caratteristiche dimensionali e profondità di interro note.

La strumentazione utilizzata è rappresentata da un magnetometro Overhauser in assetto gradiometrico di *GEM System* per la misura magnetica e dal Georadar *SIRSystem - 3000* con antenna da 400MHz, prodotto dalla *Geophysical Survey System, Inc.*, per l'indagine radar.

La scelta delle due metodologie, Magnetica e GPR, si fonda sulla rapidità di esecuzione delle misure, combinata ad una buona risoluzione visiva delle immagini relative ai target sepolti.

Attraverso un accurato rilievo GPS sono stati definiti i contorni dell'area di indagine, la topografia e l'ubicazione delle griglie di misura.

Dall'integrazione delle due tecniche è stato possibile ricostruire la planimetria dell'area test riferita ad una profondità approssimabile a quella di interro delle strutture (0.60 m), individuare la presenza di elementi non indicati in carta e definire vantaggi e svantaggi relativi alle due tecniche di prospezione.

## 2.2 Rilievo GPS

Il GPS (*Global Position System*) è un sistema di posizionamento basato sulla ricezione di segnali radio emessi da 24 satelliti posizionati in orbite a circa 20000 Km di altezza: la configurazione attuale permette la visibilità di almeno 4 satelliti in ogni istante e luogo del pianeta. Le coordinate di un punto sulla superficie terrestre possono essere determinate attraverso la misura della distanza fra osservatore e satellite, distanza che viene calcolata misurando il ritardo temporale o la differenza di fase tra il segnale ricevuto ed un clone generato dal ricevitore. Il valore ottenuto in realtà, è alterato da parecchie cause di errore (quali la non perfetta sincronia degli oscillatori, rifrazione troposferica e ionosferica, interferenze elettromagnetiche, variazione del centro di fase dell'antenna, percorsi multipli, riflessioni, ecc.) complicando le procedure di analisi necessarie per il posizionamento.

Il posizionamento GPS può essere eseguito nelle modalità assoluta, relativa e differenziale e le misure effettuate in maniera statica o cinematica. Nel posizionamento relativo si riescono a raggiungere le precisioni maggiori (alcuni millimetri): vengono determinate le componenti del vettore linea-di-base che unisce due vertici GPS eliminando o, comunque, riducendo gli errori sistematici da cui sono affette le misure nelle due stazioni. I posizionamenti assoluto e differenziale, invece, forniscono le coordinate di un vertice in un sistema di riferimento globale; nel secondo caso, viene applicata una correzione differenziale alle distanze satellite-ricevitore, calcolate da una stazione di riferimento, per migliorare la precisione delle coordinate.

La differenza tra una applicazione statica e cinematica, come si può intuire dai nomi stessi, è che, nel primo caso, si permane sui punti di stazione per un certo intervallo di tempo mentre, nel secondo, il ricevitore è in continuo movimento.

Nelle applicazioni statiche l'uso dell'osservabile fase consente di raggiungere precisioni sub-centimetriche nel posizionamento relativo di punti posti anche a grande distanza.

Nel caso cinematico, dove le coordinate del ricevitore mobile variano nel tempo, è necessario utilizzare specifiche procedure di inizializzazione e di trattamento dei dati (Beutler et al., 1995). In questo caso è ancora possibile determinare la posizione istantanea dell'osservatore mobile con accuratezza centimetrica.

### 2.2.1 Caratteri del Rilievo GPS

Nell'area di studio è stato eseguito un rilievo GPS in modalità cinematica con passo di campionamento di 1 secondo. L'antenna è stata montata su uno zaino e, tenuta in posizione verticale, è stata trasportata lungo il perimetro dell'area di indagine, disegnando inoltre sul terreno la geometrie delle griglie del rilievo geofisico, secondo uno schema precedentemente progettato. Le coordinate dei punti sono riferite ad una stazione GPS di riferimento posizionata in corrispondenza del vertice di NO dell'area di indagine. Tale rilievo ha permesso oltre all'ubicazione dei profili dell'indagine geofisica, la determinazione dell'andamento topografico dell'Area Test (Fig. 2.1a-2.1b).

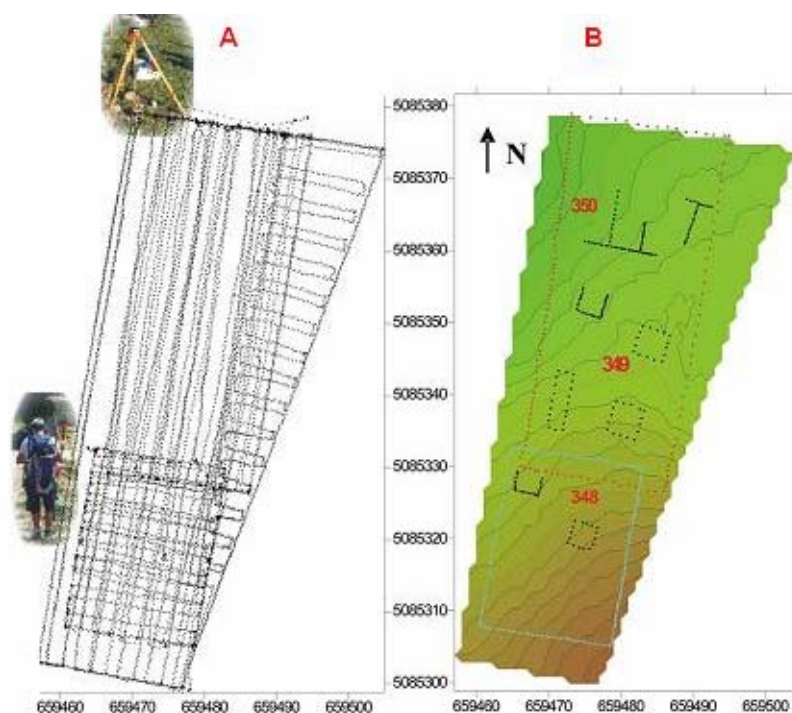


Figura 2.1 - a) Percorso del rilievo GPS; b) ricostruzione topografia ed ubicazione delle griglie di misura e dei target.

### 2.3 Indagine magnetometrica

Il metodo magnetometrico risulta essere quello maggiormente utilizzato per prospezioni in aree archeologiche già a partire dal 1950 (Belsche, 1957; Aitken et al., 1958). La metodologia è basata sulla misura delle variazioni spaziali del campo magnetico

terrestre dovute alla presenza nel sottosuolo di corpi aventi differenti caratteristiche magnetiche legate a processi di smagnetizzazione e rimagnetizzazione che hanno interessato “l’oggetto”.

### 2.3.1 Caratteri del rilievo magnetometrico

L’acquisizione è stata effettuata il giorno 17 novembre 2004 nelle ore comprese tra le 9.00 e le 13.00. La strumentazione è rappresentata da un magnetometro a protoni Overhauser di GEM System montato in assetto gradiometrico con sensori posti a 105 cm di distanza (Fig. 2.2).



Figura 2. 2 - Magnetometro a protoni Overhauser.

Sono stati acquisiti dati relativi a due griglie di misura contigue, una di 50×20 m e l’altra di 15×18 m con passo di campionamento di 0.50 m in direzione Est-Ovest e di 0.5 sec in direzione Nord-Sud (corrispondenti in media a 0.30 m).

La realizzazione delle misure è avvenuta seguendo un metodo diffuso per l’acquisizione speditiva di dati in assetto continuo. Come riferimento è stata utilizzata una corda lungo la quale sono stati apposti dei *marker* ogni 10 m che consentono di isolare in “n” sessioni di misure, l’acquisizione dei dati lungo l’asse y, migliorandone l’accuratezza della collocazione spaziale. Il rilievo topografico delle griglie è stato realizzato dall’Università di Bologna tramite il posizionamento dei vertici delle stesse con GPS in modalità differenziale.

### 2.4 Elaborazione dati e risultati indagine magnetica

L’elaborazione dei dati è stata effettuata attraverso il software Surfer 8 che ha consentito di graficare l’andamento delle anomalie magnetiche riscontrate.

Il primo passo è stata la generazione del file *grid* con il metodo di interpolazione Kringing; la rappresentazione grafica del file a causa della presenza di valori molto elevati (+1300 nT/m, -1200nT/m) consente quasi esclusivamente il riconoscimento di uno solo dei target, una rete elettrosaldata (Fig. 2.3 a).

Al fine di ottenere una visualizzazione migliore dei dati le misure sono state stirate (non filtrate) privilegiando i valori compresi tra +20 nT/m e -20 nT/m (Fig. 2.3 b).

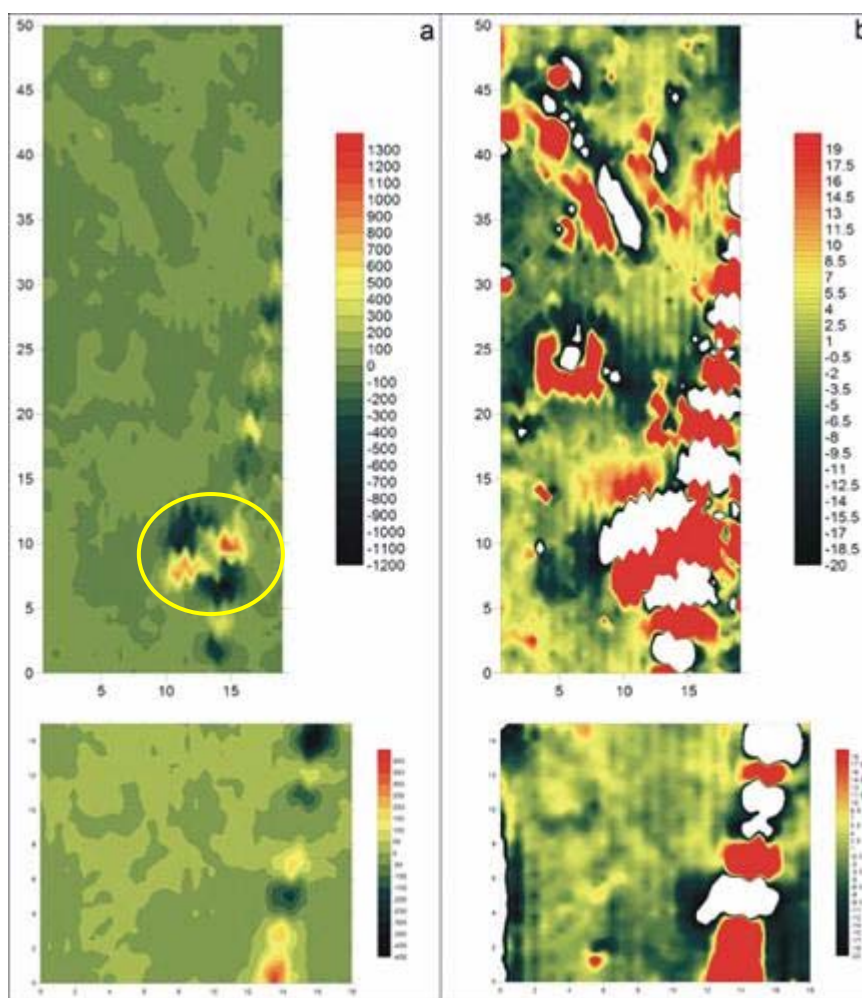


Figura 2.3 a - 2.3 b - Mappa delle anomalie magnetiche. Da una prima analisi (2.4 a) è visibile solo l'anomalia imputabile alla rete elettrosaldata.

Il confronto tra i bersagli e i dati magnetici è stato effettuato a monitor in ambiente GIS a seguito della georeferenziazione della cartografia tecnica (messa a disposizione dal Museo Civico di Rovereto) e della restituzione grafica dei dati gradiometrici (Fig. 2.4).

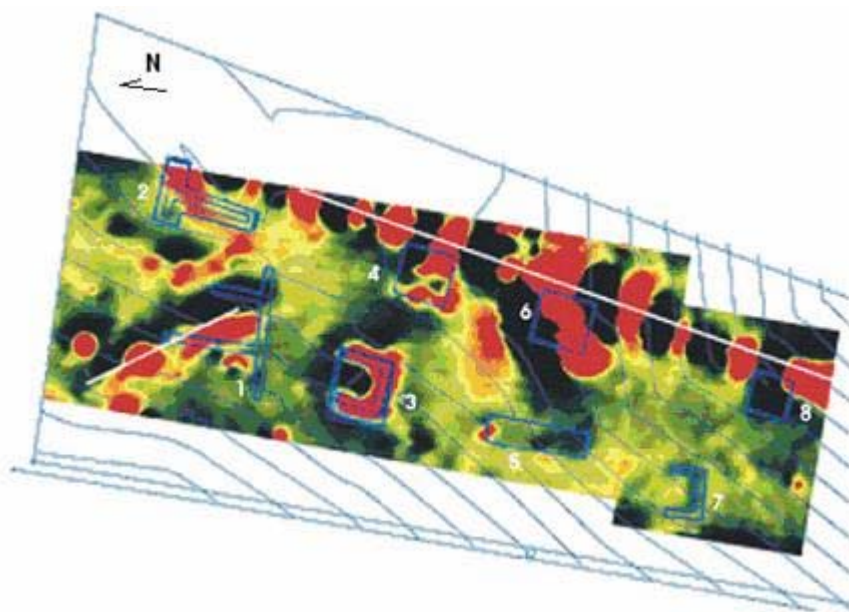


Figura 2.4- Sovrapposizione dei target alla mappa delle anomalie magnetiche.

**Target 1-Muro di sassi a secco con tratto riempito con bentonite** - L'oggetto sepolto risulta sostanzialmente invisibile all'indagine magnetica. In corrispondenza del target il segnale è piuttosto elevato e la restituzione grafica mostra un dipolo con andamento NO-SE, quasi opposto al bersaglio, e valori compresi tra +55 nT/m, -68 nT/m e +11 nT/m e -12 nT/m. Considerato che non mancano corrispondenze tra misura magnetica e bersagli riteniamo improbabile imputare il risultato ad un errore strumentale. Si ipotizza che la presenza nel terreno di elementi magnetici estranei agli oggetti riportati nella planimetria dell'area test, copra il segnale relativo al target.

**Target 2-Muro di sassi malta e intonaco** - La visibilità del bersaglio con forma a T, come tutti i target situati lungo il lato Est dell'area test, è influenzata dalla presenza di una fortissima anomalia, con valori compresi tra +238 nT/m, -378 nT/m e +134 nT/m, -87 nT/m, costituita da una serie di dipoli allineati in direzione NNE-SSO ed estesi per 52 m; questa anomalia può essere ritenuta imputabile alla presenza (non denunciata) di un tubo metallico. Nel caso specifico il target non è visibile.

**Target 3-Muro in mattoni di argilla con malta** - Come era prevedibile la presenza del laterizio ha dato una risposta positiva. Il magnetometro ha registrato la presenza di un dipolo con valori medi oscillanti tra +50 nT/m, -40 nT/m. In



corrispondenza del bersaglio la restituzione grafica dei dati magnetici mostra una ottima correlazione con la forma a ferro di cavallo.

**Target 4-Platea di cemento** - Nonostante la vicinanza con il già citato elemento di disturbo, la parte Ovest della platea di cemento risulta approssimativamente percepibile per via della variazione dei valori di suscettività compresi tra +63 nT/m, +11 nT/m e -16 nT/m, -4 nT/m.

**Target 5-Strada di sassi e cemento** - I segnali registrati dai sensori in corrispondenza della strada sono piuttosto labili. E' percepibile una minima variazione di valori con un intervallo compreso tra +11 nT/m, +2 nT/m e -23 nT/m, -3 nT/m. La costanza dei suddetti valori consente, nella rappresentazione grafica dei dati, la visualizzazione di una leggera variazione tonale di forma rettangolare in corrispondenza del target.

**Target 6-Platea di cemento con rete elettrosaldata** - Come era lecito aspettarsi la presenza della rete metallica comporta la visibilità eccezionale del target che, nonostante la sovrapposizione lungo il margine Est con la presunta tubatura, restituisce valori massimi di + 955 nT/m e minimi di - 859 nT/m.

**Target 7-Fossa di argilla limosa lacustre** - In seguito alla stiratura dei valori (fra + 8 nT/m e - 6 nT/m) la rappresentazione grafica delle misure mostra chiaramente la corrispondenza tra anomalia e target.

**Target 8-Vuoto riempito con polistirolo** - L'impatto è condizionato dalla forte anomalia prodotta dall'elemento di disturbo. Ad una osservazione più attenta si può notare che la parte più esterna verso Ovest del polo negativo dell'anomalia prodotta dall'elemento di disturbo sembra sovrapporsi ad una seconda anomalia di forma quadrata di circa 2 m di lato di cui è ben visibile la parte ovest che coincide con la fossa riempita da polistirolo.

## 2.5 Caratteri del rilievo GPR

La campagna di misura è stata eseguita nelle giornate del 29-30 luglio 2004 e 17 novembre 2004. Il sistema GPR utilizzato è il Georadar Sir3000 con antenna da 400MHz, capace di garantire una penetrazione del segnale fino a circa 3m di profondità in condizioni litologiche favorevoli.

Sono stati acquisiti dati relativi a due griglie di misura posizionate in corrispondenza delle precedenti già sfruttate per il rilievo magnetico ed aventi dimensioni di 50×20 m e 25×18 m. Le linee di acquisizione radar (transetti) sono stati spaziate 1m e registrati con un numero di 50 scan/m, disposti in direzione Nord-Sud (X) e Est-Ovest direzione (Y).

### 2.5.1 Dati e risultati

La conoscenza della posizione e delle profondità di interro delle strutture presenti nell'area test ha favorito la fase di taratura dei parametri caratteristici dell'indagine radar. La presenza ad una profondità variabile ma prossima alla superficie del *bedrock* ha in alcuni casi inficiato la risposta fornita dai target, simulando la presenza di strutture alla medesima profondità.

A differenza di quanto avvenuto per l'indagine gradiometrica non si sono verificati problemi nell'acquisizione dei dati relativi al settore Est dell'area di indagine per via della presenza della fonte di disturbo; la prospezione GPR è stata in grado di definire l'esatta posizione e geometria del target non dichiarato. I dati sono stati interpolati ed è stato possibile effettuare una ricostruzione 3D dell'intero settore di indagine.

**Target non dichiarato** (Fig. 2.5) - In corrispondenza del margine Est dell'area di indagine è stata individuata la presenza di un elemento metallico, probabilmente un tubo che in corrispondenza del target 6 (platea in cemento con maglia metallica elettrosaldata) è interessato da una perdita d'acqua che ha mascherato la risposta all'indagine.

L'ipotesi ha trovato riscontro nei dati, presentati al Workshop in Geofisica tenutosi presso il Museo Civico di Rovereto, relativi ad un profili di geoelettrica eseguito nel medesimo settore. L'immagine 2.5 mostra inoltre lineamenti relativi all'andamento del *bedrock* in risalita nel settore *Est* dell'area di indagine.

Dall'interpolazione delle risposte che i bersagli hanno offerto all'indagine radar, è stato possibile ricostruire la pianta dell'intera area test (Fig.2.6). L'elemento metallico sopra citato è facilmente individuabile in corrispondenza del target 8 mentre è meno visibile in corrispondenza delle progressive metriche 20-40 m, dove però se ne hanno evidenze sul radargramma di figura 2.5. Di un certo impatto visivo risulta l'anomalia estesa (Figg. 2.6 - 2.7) individuata nel settore a *sud* dell'area, ascrivibile a del materiale depositato in fase di allestimento o in una fase precedente alla sua realizzazione.

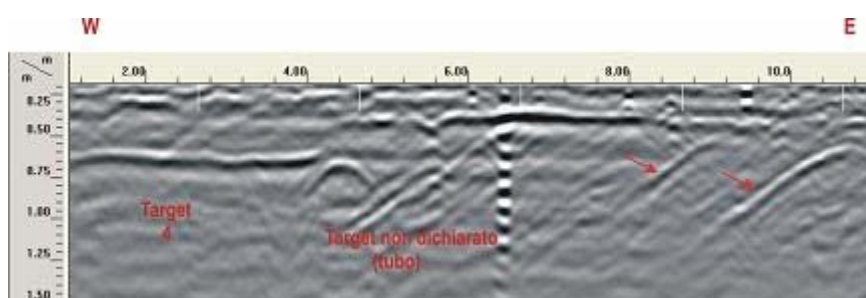


Figura 2.5 - Radargramma mostrandote il target non dichiarato e l'andamento del *bedrock*.

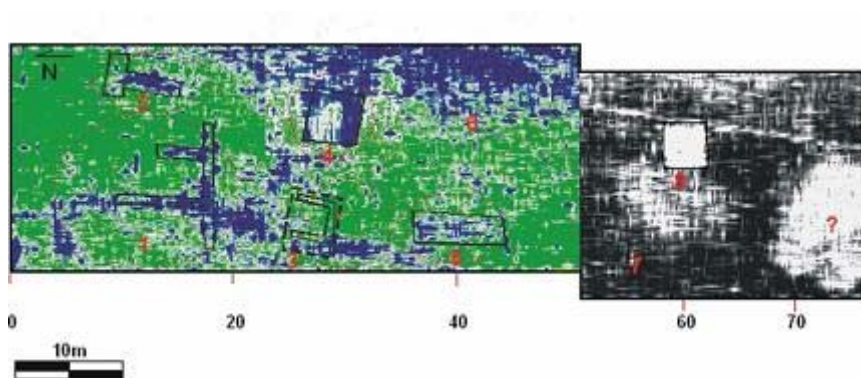


Figura 2.6 - Ricostruzione in pianta dell'Area Test attraverso l'interpolazione delle risposte dei differenti target.

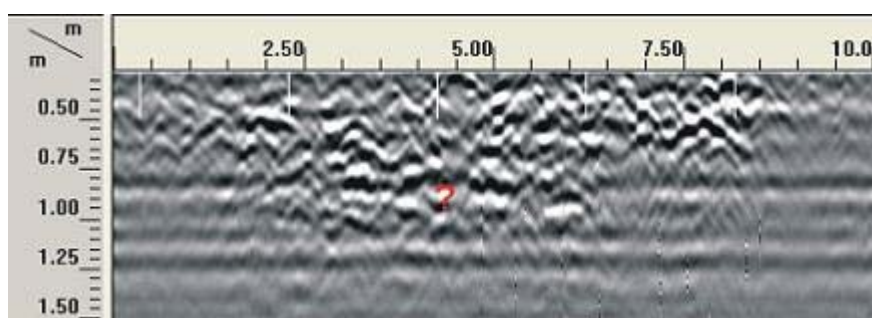


Figura 2.7 - Radargramma dell'anomalia ubicata nel margine meridionale dell'Area Test.

Di seguito sono riportati i radargrammi relativi ad alcuni dei target presenti nell'area test e che hanno fornito la risposta migliore all'indagine GPR.

**Target 1-Muro di sassi a secco con tratto riempito con bentonite** (Fig. 2.8) - Il target è posto ad una profondità di circa 0.60m dal piano campagna; l'acquisizione è avvenuta con un numero di 50 scan/m. La sua visibilità è abbastanza buona e nel radargramma è possibile apprezzare il contatto tra zona a secco e tratto riempito con bentonite, in corrispondenza del quale è generata una iperbole.

Sembra comunque esservi un'evidenza del passaggio, in seno alla struttura, tra il tratto in semplice muro in pietra ed il tratto riempito con bentonite.

Una migliore resa potrà essere raggiunta impostando un numero maggiore di scan/m; tale parametro non ha comunque influenzato negativamente il risultato della ricostruzione tridimensionale in pianta del target che mostra chiaramente i contorni della struttura a forma di pettine.

Il settore in cui è ubicato il target 1 mostra inoltre chiare evidenze della risalita del *bedrock* o comunque della presenza di una litologia differente da quella che interessa lo strato superficiale per i primi 0.60 m.

**Target 4-Platea in cemento** (Fig. 2.9) - La platea in cemento è assieme al vuoto (target 8 - fig. 2.12) il target che meglio viene localizzato dall'indagine radar. Anche in questo caso il numero di scan/m è di 50 ma il più netto contrasto nei valori dei parametri elettromagnetici offerti dal cemento rispetto al materiale costituente il target 1 ha favorito la migliore visibilità della struttura.

**Target 5-Strada di sassi e cemento** (Fig. 2.10) - La presenza del cemento utilizzato come legante nella realizzazione della struttura che simula una massicciata stradale ha migliorato sicuramente la visibilità del target all'indagine, rispetto alla risposta del target 1.

**Vuoto riempito con polistirolo** (Fig. 2.11) - Una cavità è stata simulata riempiendo lo scavo con del polistirolo; la costante dielettrica del materiale è circa 2.5 - 3. L'anomalia grazie al forte contrasto di costante dielettrica è ben visibile all'indagine radar. Il radargramma mostra chiaramente il tetto e la base del target; l'inclinazione è dovuta all'andamento topografico non perfettamente piano.

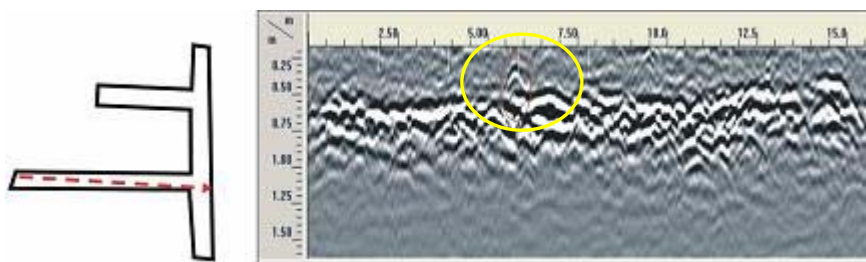


Figura 2.8 - Radargramma ed ubicazione dello stesso rispetto al target 1. È evidenziato il contatto tra il tratto di muro a secco e quello con bentonite.

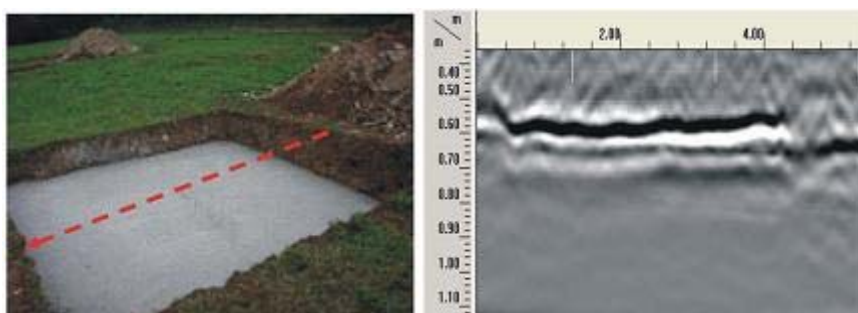


Figura 2.9 - Radargramma ed ubicazione dello stesso rispetto al target 4; (Foto del Museo Civico di Rovereto).

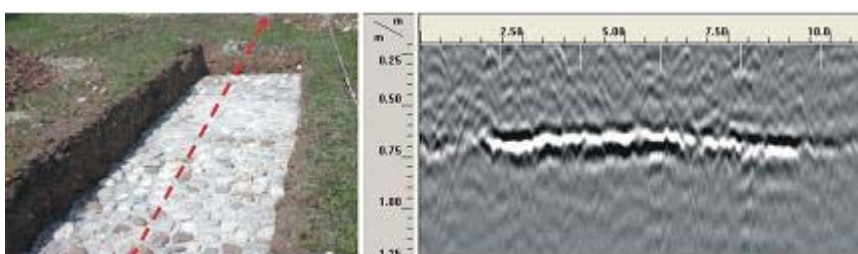


Figura 2.10 - Radargramma ed ubicazione rispetto al target 5. (Foto del Museo Civico di Rovereto).

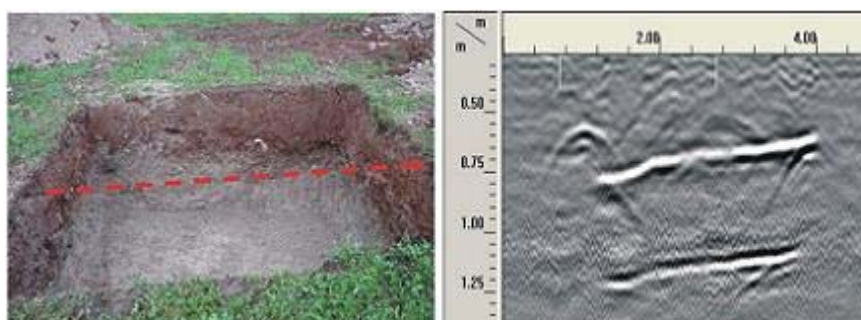


Figura 2.11 - Radargramma ed ubicazione rispetto al target 8. (Foto del Museo Civico di Rovereto). Sono visibili il tetto e la base dello scavo; l'inclinazione è dovuta all'andamento della superficie in lieve pendenza nel settore specifico.

## 2.6 *Considerazioni conclusive*

L'indagine ha permesso di stabilire l'esatta posizione delle strutture presenti nell'area test attraverso una correlazione dei risultati ottenuti dalle due differenti metodologie di prospezione, grazie alla copertura totale che la tecnica Magnetica e GPR hanno offerto.

I limiti maggiori sono stati riscontrati dalla magnetometria a causa della presenza nel settore Est dell'area test, di un elemento metallico (tubo); ciò ha reso pressoché invisibili i target localizzati su tale settore ad esclusione dei target 4 e 6, rispettivamente platea in cemento e platea in cemento con rete elettrosaldata. L'indagine nel settore Ovest dell'area test ha consentito di individuare senza alcun disturbo apportato da fonti esterne i target 3 e 7: il primo costituito da un muro in mattoni in argilla con malta ed il secondo rappresentato da una fossa riempita di argilla limosa lacustre. I restanti target relativi al settore Ovest hanno però dato solo delle labili risposte all'indagine magnetica per via della presenza, almeno nell'estremità di Nord-Ovest, di un dipolo magnetico ascrivibile ad una risalita del *bedrock* o ad una struttura di natura ignota.

Attraverso la tecnica di prospezione GPR, probabilmente più adatta visti i risultati, alla situazione simulata nell'area test, è stato possibile identificare gran parte dei bersagli ad esclusione proprio dei target 3 e 7, assolutamente invisibili all'indagine; non sono stati riscontrati problemi relativi al bersaglio non dichiarato presente nel settore Est, facilmente individuato in tutta la sua estensione e profondità di interro pressoché simile a quella delle strutture.

Ultima considerazione va fatta in merito all'interessante ed estesa anomalia presente nel settore a sud dei target 7 e 8, probabilmente da imputare a del materiale di riporto e che comunque sarà oggetto di studio in una prossima campagna di indagine.

## ***Monitoraggio integrato su una discarica***

### 2.7 *Introduzione*

La caratterizzazione di depositi di discarica attraverso l'applicazione di tecniche non invasive proprie della geofisica applicata, rappresenta un valido strumento di integrazione alle metodologie tipiche della geologia applicata (piezometri per il monitoraggio dei fluidi contenuti all'interno del corpo, penetrometrie, ecc).

La localizzazione e definizione dei parametri idrologici in mezzi eterogenei attraverso l'ausilio delle misure geoelettriche, radar e sismiche, è spinta dai caratteri che generalmente contraddistinguono i depositi; essi spesso presentano delle caratteristiche dielettriche molto diverse dai materiali al contorno e dal *bedrock* su cui i depositi possono essere appoggiati, a seconda dello schema costruttivo della discarica stessa.

Nel presente lavoro, l'indagine geofisica eseguita su un corpo di discarica di rifiuti solidi urbani risalente agli anni '60, è finalizzata all'individuazione dell'eventuale presenza e sviluppo di percolato al di fuori del deposito con minacce all'ambiente circostante, oltre alla definizione delle proprietà dielettriche del mezzo. La campagna ha visto l'esecuzione di una serie di profili di geoelettrica riferiti a due differenti periodi (Fig. 2.12).

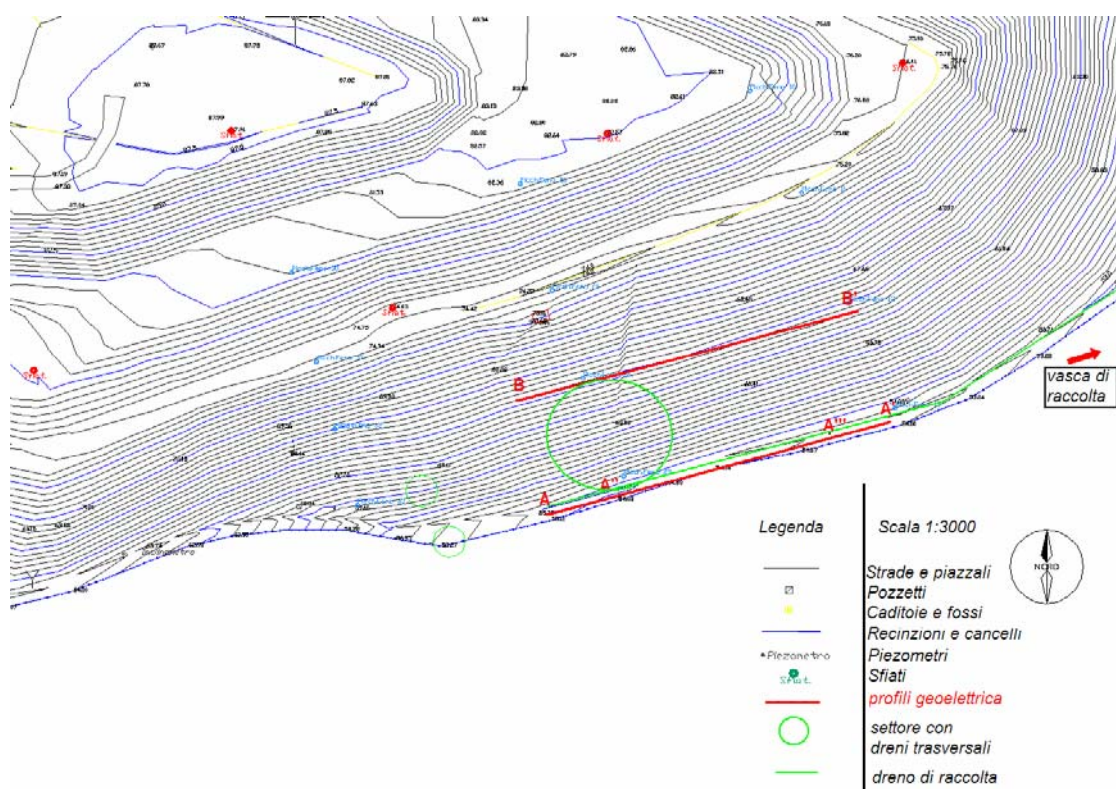


Figura 2.12 - Pianta dell'area di indagine; in rosso sono indicati i profili di acquisizione. Evidenziato in verde è indicata l'area di fuoriuscita del percolato dove sono stati posizionati i dreni.

## 2.8 Evoluzione dell'indagine

**Giugno / 06:** l'evidenza di percolato da parte dei tecnici addetti al controllo periodico della discarica, ha spinto verso la realizzazione di un sistema di pompaggio dei fluidi di percolato al fine di convogliare gli stessi in una vasca di raccolta.

Diversi dreni trasversali sono stati ubicati lungo il fianco della discarica, nel settore di evidenza delle fuoriuscite; un dreno di raccolta alla base del rilevato è stato posizionato all'interno di una trincea della profondità di circa 2 m e collegato ad una vasca di raccolta e ad una pompa per l'aspirazione.

**Agosto / 06:** l'efficienza del sistema drenante così costituito è stata monitorata attraverso l'esecuzione di due profili elettrici, uno lungo il fianco della discarica (BB') e l'altro alla base dello stesso (AA') (Fig. 2.12). I due profili sono paralleli tra loro e distanziati 25 m. Il profilo (AA' agosto) (Fig. 2.13) mostra chiaramente l'efficienza del sistema drenante almeno per la parte a *dx* della sezione; in tale settore infatti si nota una situazione caratterizzata da valori di resistività sicuramente maggiori rispetto al resto del settore.

Ciò non si verifica nella parte *sin* della sezione dove permane la presenza di un livello basso resistivo; sembra dunque essersi rivelato inefficiente il sistema drenante per il settore più lontano dalla vasca di raccolta e dalla pompa di aspirazione.

**Febbraio / 07:** le misure sono state ripetute lungo gli stessi profili. Non sono state riscontrate evidenze di fuoriuscite di percolato nel bimestre gennaio/febbraio.

La sezione (A''A''' febbraio), più corta della (AA' agosto) e riferita alla base del rilevato della discarica, denota un approfondimento della sacca basso resistiva fino ad almeno 16 m di profondità. La realizzazione di un profilo più corto è stata dettata dalla necessità di concentrarsi in un particolare settore di interesse, tralasciando la parte con valori di resistività maggiori.

Le misure sul fianco della discarica (BB') (Fig. 2.13, 2.14) hanno reso possibile apprezzare le variazioni di saturazione imputabili alle due distinte stagioni di misura, e localizzare lo spessore del pacco di deposito. Il profilo (BB') mostra dunque l'andamento del pacco di rifiuto, chiaramente più imbevuto nella sezione relativa al mese di febbraio. Entrambe le sezioni mostrano inoltre un ispessimento dello strato basso resistivo nella parte a *sin* della figura. Questo aspetto può essere correlato a quanto osservato nelle sezioni alla base; si può ipotizzare dunque che:

- il sistema drenante è inefficiente per il settore a maggior distanza dalla vasca di raccolta dei fluidi;
- la fuoriuscita di percolato in superficie in questo settore è indicativa di un flusso ben più cospicuo in profondità, come confermato dalle indagini. La completa



assenza di fuoriuscite nell'ultimo bimestre (gennaio - febbraio / 07) è dovuta all'effetto del drenaggio superficiale.

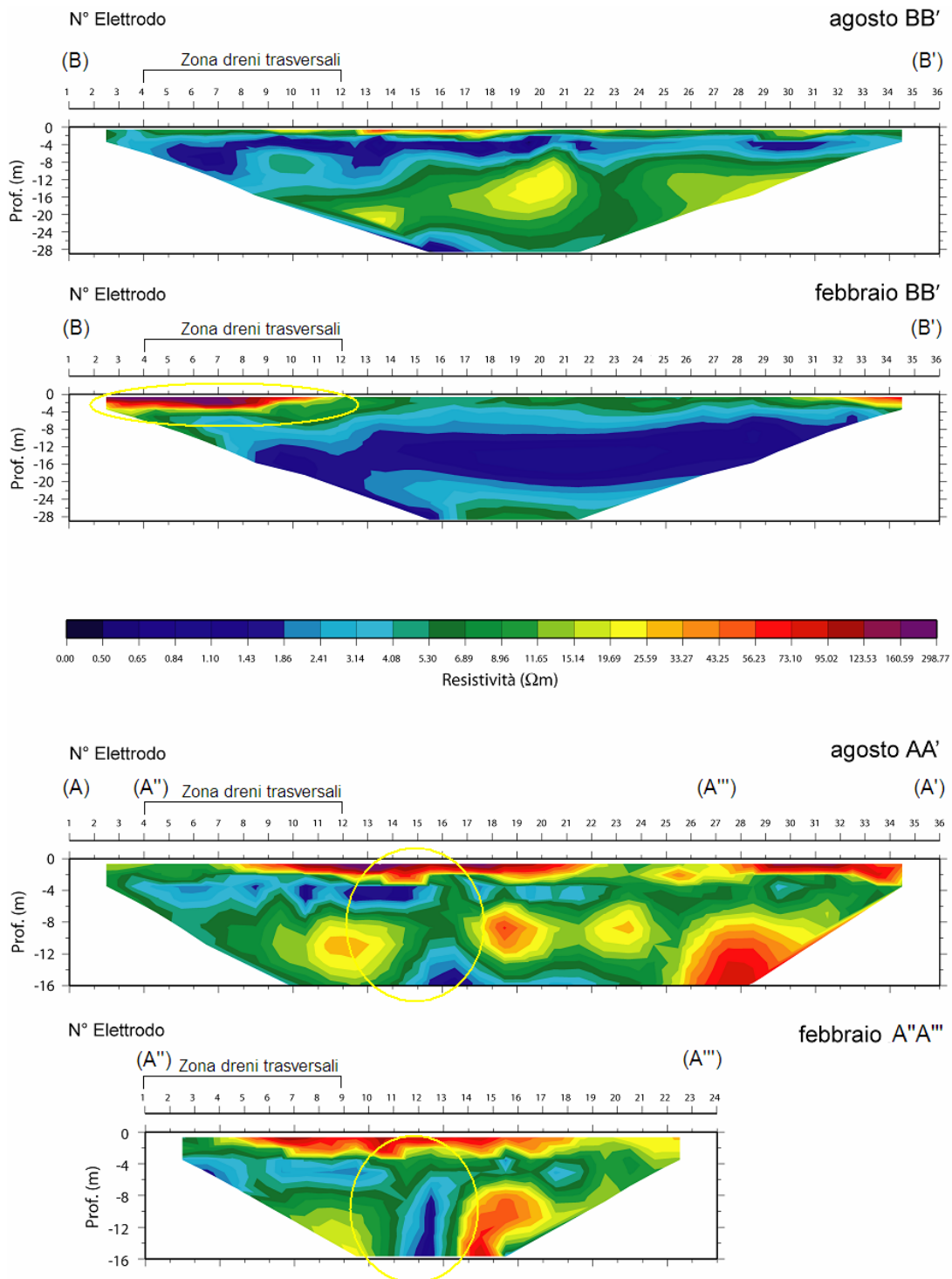


Figura 2.13 - BB': sezioni sul fianco del rilievo; sono riferite al mese di agosto e febbraio. È indicata la posizione del settore interessato dalla fuoriuscita di percolato (giugno/06) su cui è stato impiantato il sistema di drenaggio; questo ha avuto effetti positivi per i primi 3 - 4 m di suolo (BB' febbraio) che risulta essere più asciutto (evidenziato in giallo) rispetto alla condizione rilevata nel mese di agosto (BB' agosto).

Ulteriore aspetto è che lo spessore dello strato basso resistivo relativamente al mese di febbraio è maggiore per via del periodo più piovoso in cui le misure sono state realizzate.

**AA'**: la sezione relativa alle misure al mese di agosto mostrano la perfetta efficienza del sistema drenante collegato alla pompa di aspirazione ubicata a circa 200 m verso dx del punto A'. Tale settore mostra valori di resistività nettamente più elevati. Permane e si accentua nelle misure di febbraio la sacca basso resistiva localizzata in corrispondenza degli elettrodi 10 - 14 (sez. febbraio) e 13 - 17 (sez. agosto), mentre la zona superficiale risulta generalmente più resistiva.



Figura 2.14 - Particolare del profilo BB'; il profilo è posizionato sul fianco del rilevato di discarica a circa 20 m verso monte del profilo AA'.

## 2.9 *Sviluppi futuri dell'indagine*

Quella eseguita nel sito di discarica può essere definita un'indagine preliminare visti i risultati confortanti ottenuti; per tale ragione è stata programmata una campagna per il medio lungo periodo incentrata sul monitoraggio dell'efficienza dei dreni. L'indagine sarà realizzata su 5 profili attraverso una rete di controllo semipermanente necessaria alla valutazione della presenza ed eventuale flusso preferenziale di acque di infiltrazione superficiale e di percolato. La valutazione delle variazioni legate a tale parametro avverrà su una finestra temporale di 20 giorni per alcuni mesi.

A tale indagine sarà accompagnata la realizzazione di profili mediante metodologia georadar e sismica a rifrazione per una migliore comprensione della geometria del deposito di discarica.

## Misure GPR e geoelettriche in ambiente costiero

### 2.10 Introduzione

Il fenomeno di ingressione di acqua marina in ambiente costiero è sicuramente un argomento di forte attualità. Per tale ragione e per testare l'applicabilità delle metodologie di prospezione geofisica in tale settore di indagine, è stata operata una campagna di indagine mediante l'utilizzo delle tecniche di misura radar e geoelettrica. L'indagine è stata eseguita in un tratto di costa adriatica in prossimità della località di San Benedetto de Tronto. L'indagine ha inoltre lo scopo di definire le caratteristiche idrologiche del mezzo sabbioso nel settore di indagine.

La facilità con cui la tecnica di indagine radar consente l'individuazione di fluidi all'interno di un mezzo poroso e la capacità di differenziare fluidi diversi è stata testata in un ambiente naturale.

Le misure sono state eseguite con il sistema georadar con antenna da 400 MHz e georesistivimetro multicanale per tomografia elettrica. Il profilo (O - E) eseguito è perpendicolare alla linea di costa (N - S) per una lunghezza complessiva di 80 m (profilo radar) e 48 m (profilo geoelettrico) (Fig. 2.15).



Figura 2.15 - Particolare del profilo di acquisizione geoelettrico; centro della misura in corrispondenza del pattino.

La misura delle proprietà dielettriche e la successiva estrapolazione dei parametri idrologici del corpo sabbioso è avvenuta per mezzo di una calibrazione, su target di riferimento, delle velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche riferite alle misure GPR.

### 2.11 Misura GPR

La traccia radar è stata acquisita con georadar SirSystem 3000, utilizzando una antenna di tipo monostatico a frequenza centrale 400MHz.

La determinazione delle velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche è avvenuta per mezzo di una calibrazione su target precedentemente sepolti a profondità note (Tab.2.1); è stato possibile valutare le velocità per spessori differenti ricavando in una seconda fase dell'analisi i parametri idrologici del mezzo (saturazione residua, saturazione totale, porosità).

Come da letteratura la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche in un litotipo sabbioso è pari a circa 0.140 m/ns in condizioni asciutte e 0.06 m/ns per sabbia bagnata. Tali valori hanno trovato conferma nelle misure sperimentali condotte sul corpo sabbioso in esame; questo è stato sottoposto ad un processo di saturazione mediante l'aggiunta di acqua in corrispondenza di due target utilizzati per la calibrazione delle velocità (Fig. 2.16). La velocità misurata per le condizioni rappresentative di una sabbia asciutta è pari a 0.138 m/ns mentre per le condizioni di saturazione totale la velocità misurata è 0.063 m/ns.

Target	Tipo	Profondità (m)	Dimensioni (m) $h \times l \times L$
Target 1	asse in legno rivestito da lastra metallica	0.50	0.5 × 0.20 × 0.50
Target 2	blocco in travertino (in foto)	1.0	0.20 × 0.40 × 0.40

Tabella 2.1 - Posizione e caratteristiche dei target sepolti.

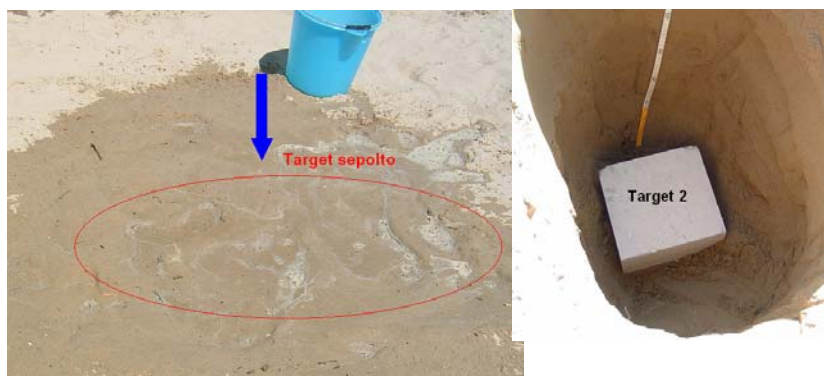


Figura 2.16 - Particolare dell'operazione di imbibizione del materiale sabbioso in corrispondenza del target 2 sepolto alla profondità di 0.50 m dal piano campagna.

La scelta delle due diverse profondità di interro dei target è stata definita in modo da caratterizzare in maniera esatta lo spessore di sabbia fino ad una profondità di 1 m mediante la calibrazione a due distinti livelli di profondità.

Il radargramma acquisito in corrispondenza dei due target di riferimento ha permesso di individuare la presenza di un livello altamente riflettente alla base del target n.2 ad una profondità di circa 1.50 m (Fig. 2.17). Si tratta con buona probabilità della riflessione generata da un livello ghiaioso probabilmente messo in posto in fasi di ripascimento della linea di costa. Alcuni ciottoli sono stati rinvenuti nell'operazione di interro dei target a profondità di circa 1 m dal piano campagna.

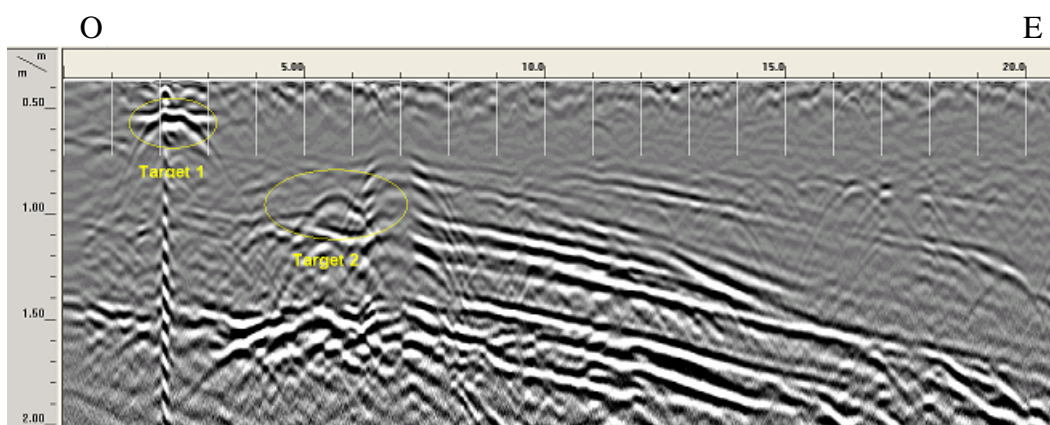


Figura 2.17 - Radargramma acquisito con antenna da 400 MHz in corrispondenza dei due target sepolti rispettivamente a 0.50 m (target 1) e 1 m (target 2) dal piano campagna. È evidente la riflessione generata dalla presenza di un livello ghiaioso alla profondità variabile di circa 1.50 m.

Sulla base di una operazione di fitting iperbolico sulle perboli di diffrazione generate dai target e sulla base della conoscenza delle profondità di interro delle stesse, sono stati ricavati i valori di velocità relativi al corpo sabbioso; ciò ha permesso di estrapolare i

relativi parametri idrologici ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\phi$ ), sulla base delle relazioni petrofisiche di Topp (1980) e del CRIM (Wharton et al., 1980).

La porosità ( $\phi$ ) determinata attraverso l'equazione del CRIM (*Complex Refractive Index Method*) (crf. Cap. 4) è stata riferita a condizioni di saturazione totale del mezzo sabbioso (Eq. 2.1):

$$\begin{aligned} \sqrt{\kappa_{sat}} &= (1 - \phi) \cdot \sqrt{\kappa_g} + \phi \sqrt{\kappa_w} \\ [\sqrt{\kappa_{sat}} - \sqrt{\kappa_g}] &= \phi [\sqrt{\kappa_w} - \sqrt{\kappa_g}] \\ \phi &= \frac{\sqrt{\kappa_{sat}} - \sqrt{\kappa_g}}{\sqrt{\kappa_w} - \sqrt{\kappa_g}} = 0.376 \end{aligned} \quad (2.1)$$

con  $\kappa_{sat}$  costante dielettrica del corpo sabbioso in condizioni di saturazione totale,  $\kappa_g$  costante dielettrica del singolo granulo di roccia e  $\kappa_w$  costante dielettrica dell'acqua.

Un ulteriore aspetto messo in luce dall'indagine GPR è l'individuazione della regione interessata dall'ingressione dell'acqua marina (Fig. 2.18 - 2.19). Il fenomeno è caratterizzato dalla completa attenuazione del segnale radar che mette in luce la particolare geometria legata al fenomeno.

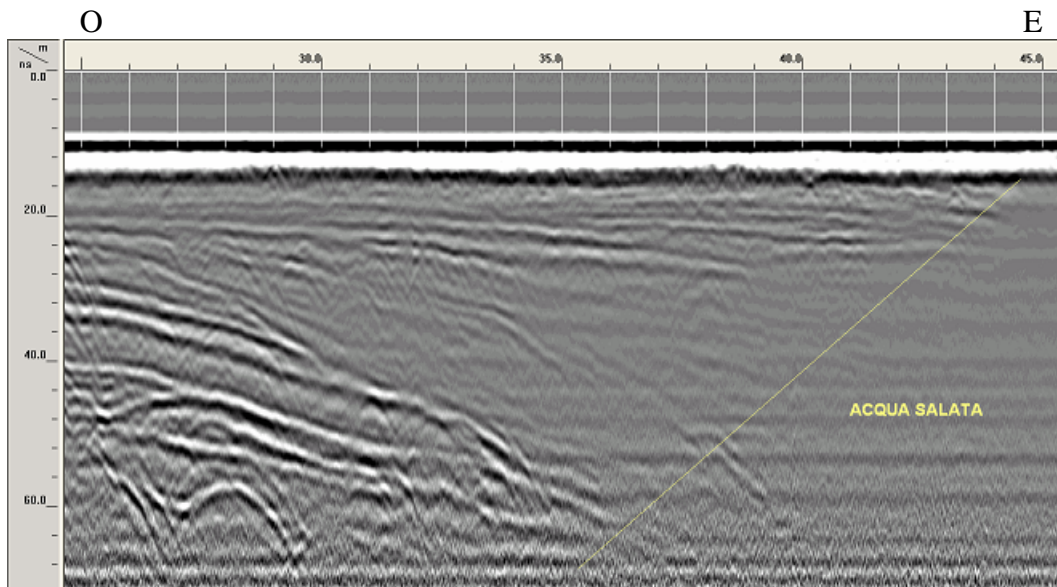


Figura 2.18 - Radargramma mostrante un particolare della regione di contatto tra acqua dolce e salata

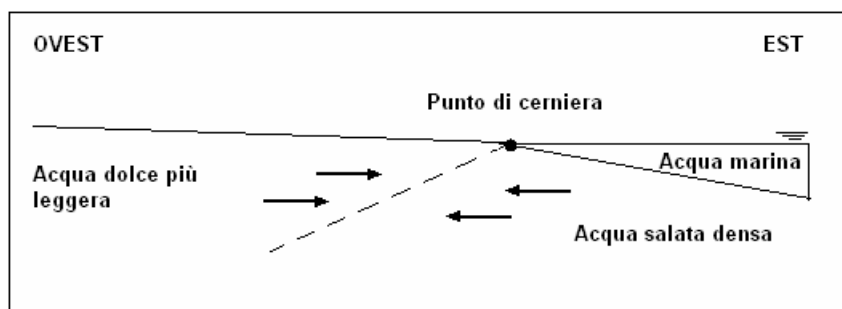


Figura 2.19 - Schematizzazione del radargramma e rappresentazione del contatto acqua dolce - acqua salata. L'acqua salata più densa tende ad approfondirsi sotto l'acqua dolce.

### 2.12 Indagine geoelettrica

Il profilo (O-E) ha una lunghezza totale di 48m con spaziatura interelettrodica di 1m; l'*offset* è di 20 m rispetto alla "zero" della traccia radar lungo la linea di acquisizione.

La misura è stata eseguita secondo differenti disposizioni elettrode per la valutazione della sensibilità delle stesse alle variazioni delle caratteristiche dielettriche del mezzo; i quadripoli di tipo Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo hanno fornito un'immagine della stratificazione del corpo sabbioso in esame (Fig. 2.20).

L'indagine geoelettrica ha permesso di localizzare l'andamento dello strato alto resistivo imputabile alla spiaggia che mostra un ispessimento procedendo da mare verso l'entroterra. È stato altresì possibile individuare la zona di ingressione di acqua marina, sul margine *dx* delle sezioni di figura 2.20. Le tre disposizioni denotano la differente sensibilità alle variazioni verticali e laterali. Alla progressiva metrica 24 m è localizzato il blocco in travertino precedentemente interrato per la taratura delle velocità nell'indagine GPR.

### 2.13 Risultati dell'indagine

L'esecuzione delle misure radar e geoelettriche ha consentito di definire il corpo sabbioso investigato da un punto di vista delle caratteristiche dielettriche ed idrologiche, ricavate sulla base dell'ausilio di relazioni petrofisiche (CRIM). Risulta evidente come sia un fattore molto importante la definizione esatta delle profondità relative ai target di riferimento utilizzati nella calibrazione. L'integrazione delle metodologie GPR e geoelettrica ha inoltre permesso di localizzare la zona di ingressione marina all'interno del corpo sabbioso.

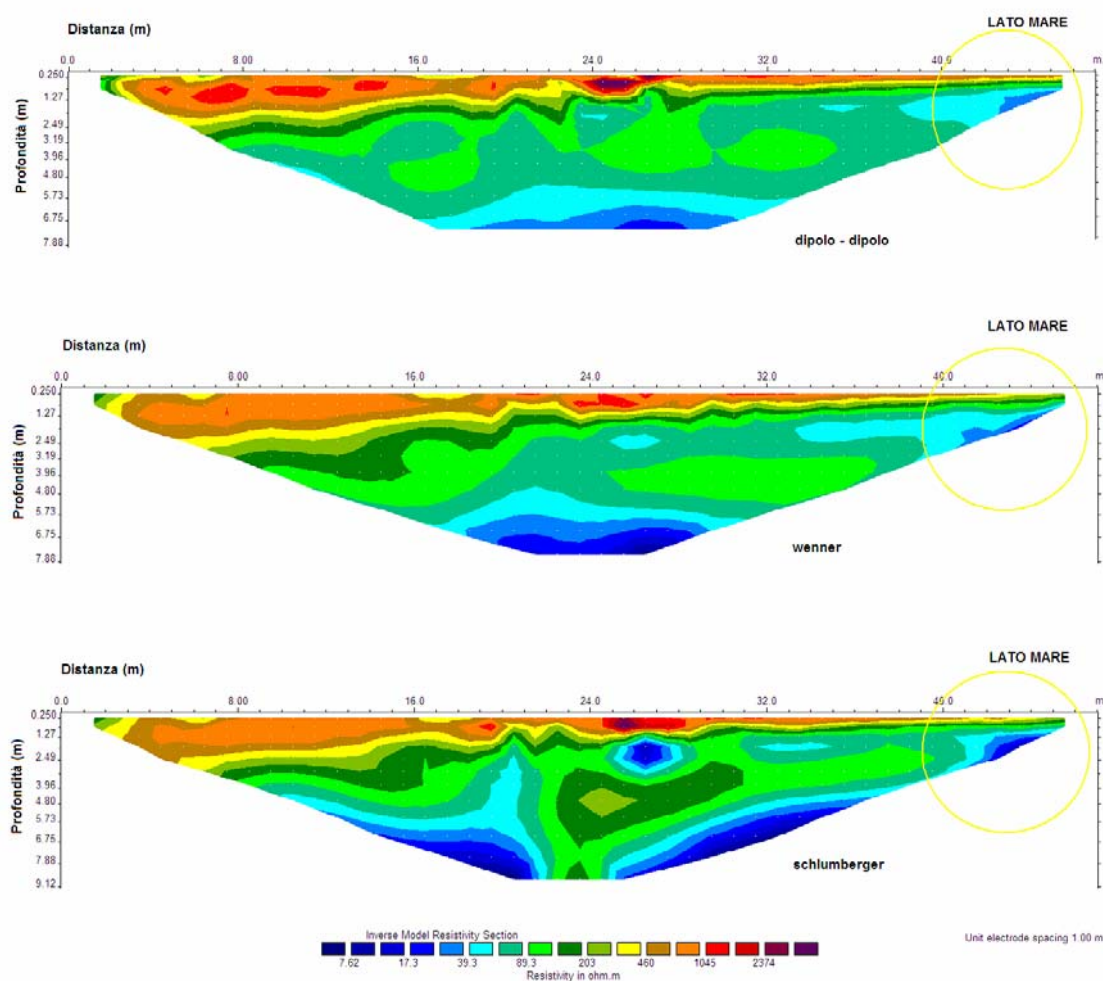


Figura 2.20 - Sezioni geoelettriche relative ai differenti tipi di disposizione quadripolare utilizzati nella misura; tutte mostrano in modo concorde un ispessimento relativo ad un livello più resistivo procedendo dal lato mare verso l'entroterra, si tratta della spiaggia. Evidenziato in giallo si può notare il fenomeno di ingressione marina dell'acqua salata. Questa si intrude con una geometria a cuneo.

### ***Indagine GPR su litotipo gessoso (Gessi della Croara - Bologna)***

#### **2.14 Introduzione**

A partire dal 1960 i metodi di prospezione geofisica sono stati utilizzati per la caratterizzazione di aspetti di carattere geotecnico relativi a problematiche inerenti *Sinkhole* e fenomeni di fratturazione in rocce carsiche.

Il metodo geoelettrico, per la sua rapidità di esecuzione, rapidità di interpretazione dei dati e relativamente bassi costi di esercizio, ha trovato largo impiego nella ricerca vuoti in rocce carsiche.



Allo stesso modo i metodi elettromagnetici rappresentano un valido strumento per determinare la presenza di vuoti; in Carpenter et al., (1995, 1998) è descritta un'indagine geofisica integrata per l'individuazione di *Sinkhole* nella riserva di *Oak Ridge*, Tennessee. Negli ultimi anni è stato dato ampio spazio all'applicazione della tecnica di prospezione radar per l'individuazione ed identificazione di fratture e cavità in rocce carsiche come pure per la valutazione di fenomeni di allargamento delle stesse per processi di dissoluzione (Tallin et al., 2006).

Ottime *reviews* della tecnica di prospezione GPR si trovano in Davis e Annan (1989), Stevens et al., (1987), Mellet (1995).

Quello dei *Sinkhole* è un problema relativo a molte aree geografiche caratterizzate da litotipi carsici, per fenomeni che interessano il livello della superficie piezometrica determinando un collasso della zona insatura (Fig. 2.21).

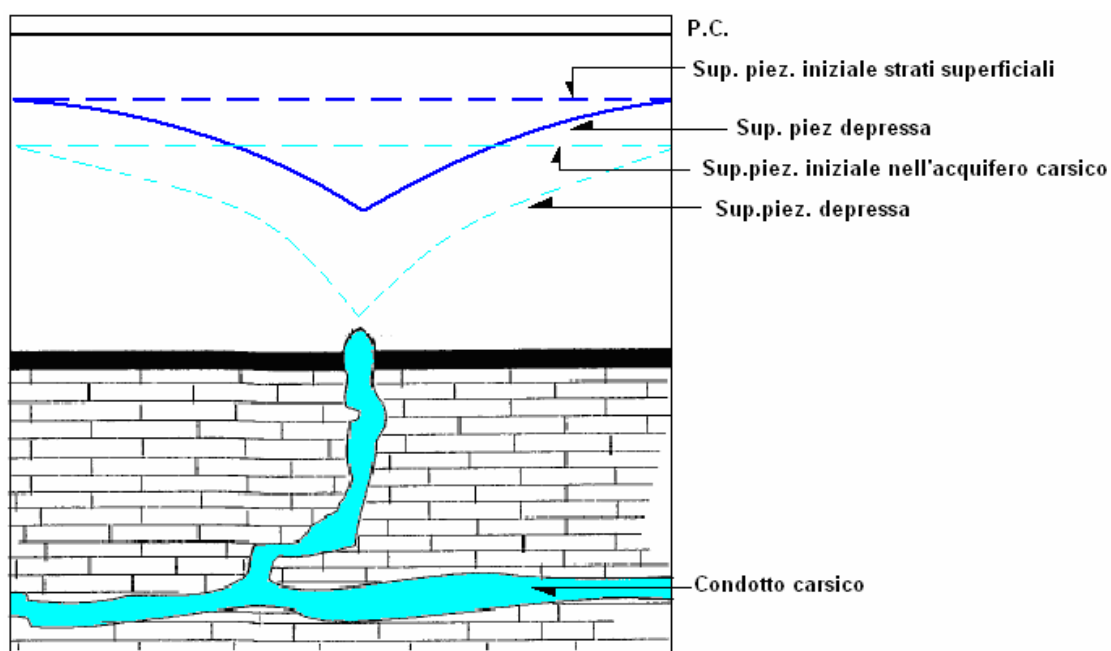


Figura 2.21 - Fenomeno di depressione che interessa la superficie piezometrica nelle fasi iniziali della formazione di un *Sinkhole*, sia al livello degli strati sovrastanti che all'interno dell'acquifero carsico.

Lo studio di un'area interessata da fenomeni di collasso per dissoluzione necessita di informazioni relative alla porzione di suolo che dalla superficie piezometrica si estende in profondità (Fig. 2.22).

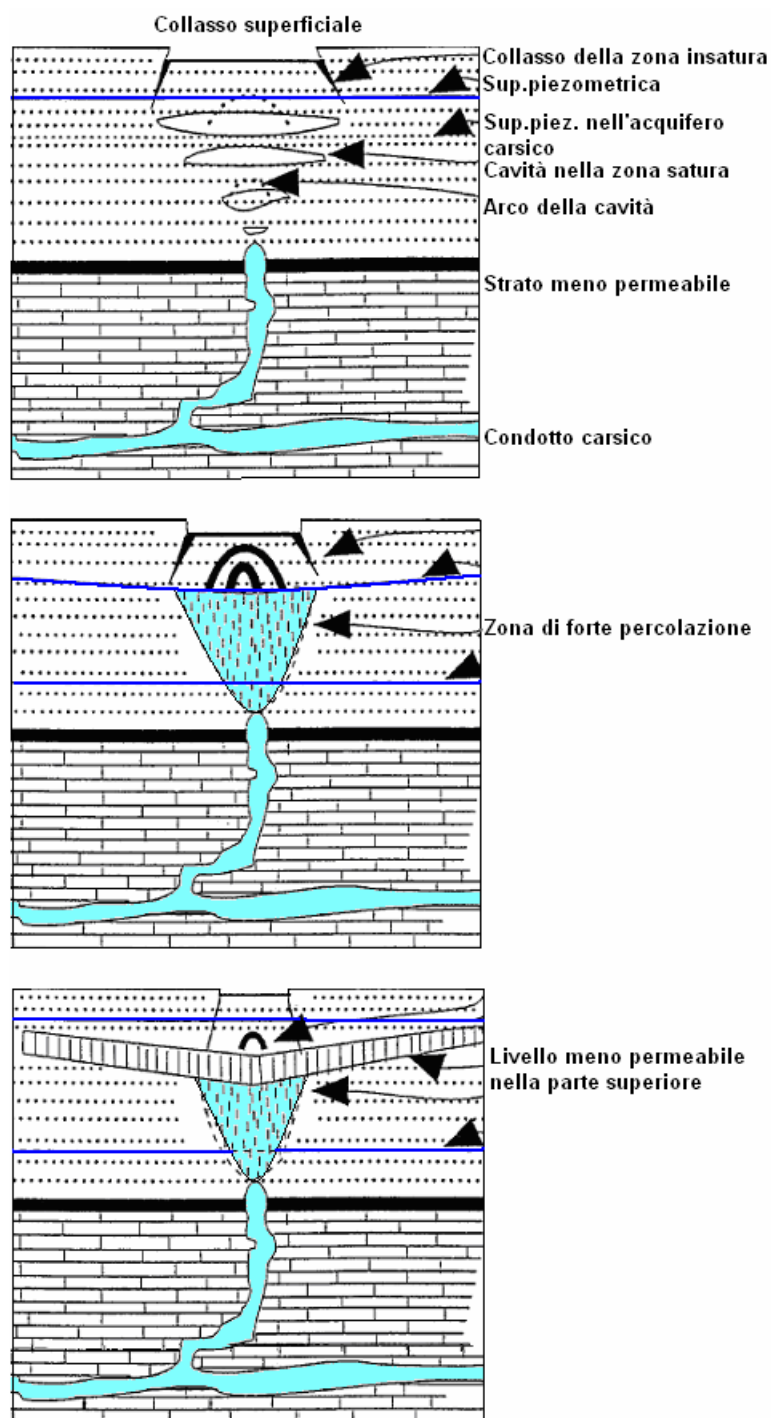


Figura 2.22 - Schema evolutivo di un *sinkhole*.

### 2.15 Scopo del lavoro e inquadramento

Il lavoro eseguito descrive un esempio reale e relativo alla localizzazione di un *Sinkhole* in una grotta ubicata nel Parco dei Gessi della Croara, nell'Appennino Bolognese. La finalità dello studio è di dimostrare l'utilità della tecnica di indagine radar nella localizzazione di cavità sepolte e definizione dello stato di fatturazione in un litotipo gessoso, definendo al tempo stesso le caratteristiche dielettriche del mezzo investigato.

L'indagine è stata eseguita nel mese di giugno 2005 utilizzando un georadar con antenna da 400 MHz ed un georesistivimetro per l'indagine geoelettrica. L'area dell'indagine è localizzata all'interno di un tunnel di natura antropica utilizzato in passato per l'estrazione del gesso (Fig. 2.23). Il tunnel ha forma di spirale e si sviluppa dalla superficie fino ad una profondità nota di circa 40 m nel sottosuolo.

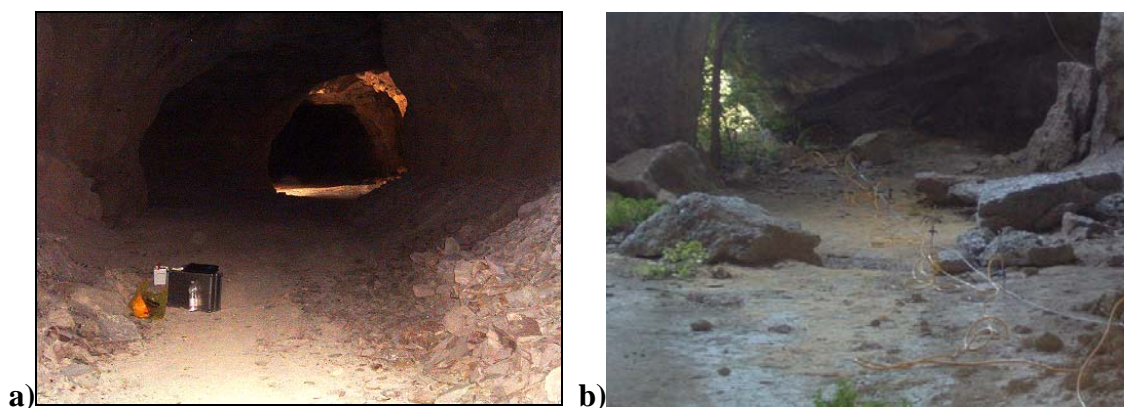


Figura 2.23 - a) Particolare interno della grotta; b) ubicazione profilo geoelettrica.

### 2.15.1 Indagine geoelettrica

L'indagine geoelettrica è stata realizzata all'interno del tunnel della grotta su menzionata secondo le disposizioni quadripolari di tipo wenner e dipolo-dipolo. La lunghezza complessiva dello stendimento composto da 24 elettrodi con spaziatura interelettrodica di 3 m, è di 69 m. In figura 2.24 è mostrato un particolare di una frattura e un vuoto presente lungo la linea di acquisizione delle indagini geofisiche. Dalle sezioni di figura 2.25 è stato possibile localizzare due anomalie con più bassi valori di resistività nel contesto dell'intero settore di indagine. Sono stati indicati come *sinkhole* vista la predisposizione del materiale gessoso ad ospitare queste forme di sprofondamento.

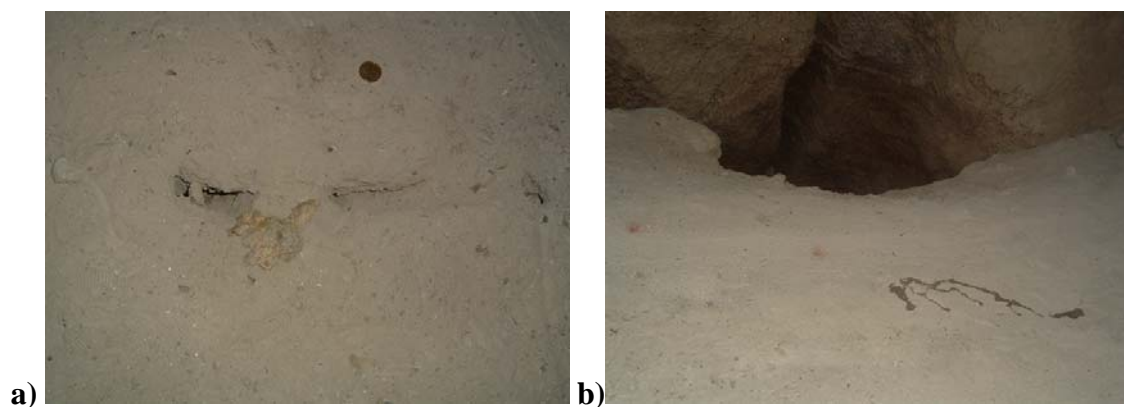


Figura 2.24 - a) Particolare di una fessura visibile lungo il profilo di acquisizione; b) Cavità posizionata a lato del profilo.

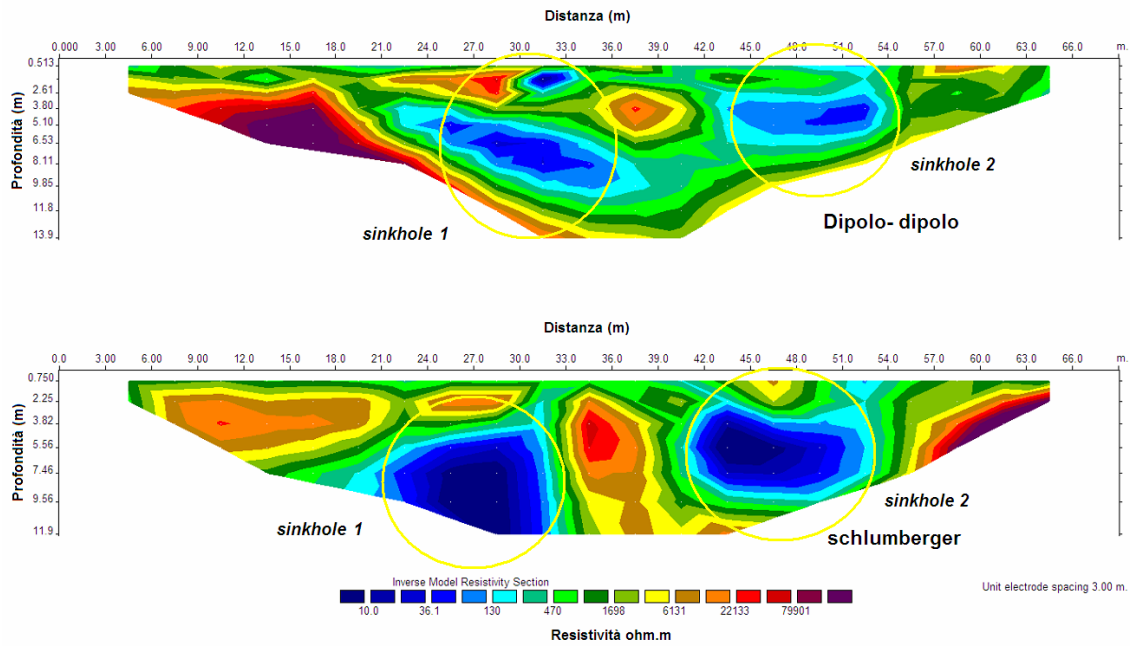


Figura 2.25 - Sezioni tomografiche realizzate all'interno della grotta; le disposizioni quadripolari adottate sono del tipo dipolo-dipolo e wenner. In entrambe sono evidenziati i settori ritenuti anomali e imputabili alla presenza in profondità di *sinkholes*.

### 2.15.2 Indagine GPR

Sono stati acquisiti transetti radar paralleli all'asse del tunnel mediante antenna con frequenza centrale di 400 MHz. Le misure sono state concentrate in corrispondenza delle anomalie intercettate dal profilo di tomografia elettrica.

L'indagine GPR ha sorprendentemente individuato in corrispondenza delle anomalie osservate dall'indagine geoelettrica, evidenze di strutture dalla geometria riconducibile a dei *sinkholes* e forme di dissoluzione (Tallin et al., 2006). La taratura delle velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche sui gessi, sulla base misure effettuate su spessori misurabili, è stata fissata pari a 0.116 m/ns, corrispondente ad una costante dielettrica di 6.5, in buon accordo con i dati di letteratura.

Gli eventi anomali osservati sono mostrati nelle sezioni di figura 2.26 e 2.27. Il target nella figura 2.27 presenta uno sviluppo verticale fino ad una profondità di 13 m, ottenuta sulla base delle velocità ricavate per il litotipo gessoso.

Noto il processo di formazione di tali strutture, si può ipotizzare che i target rinvenuti siano corrispondenti a momenti differenti nel processo di formazione delle stesse. Ulteriori indagini saranno oggetto di una imminente campagna che vedrà l'impiego della sismica passiva, per una migliore caratterizzazione del target.

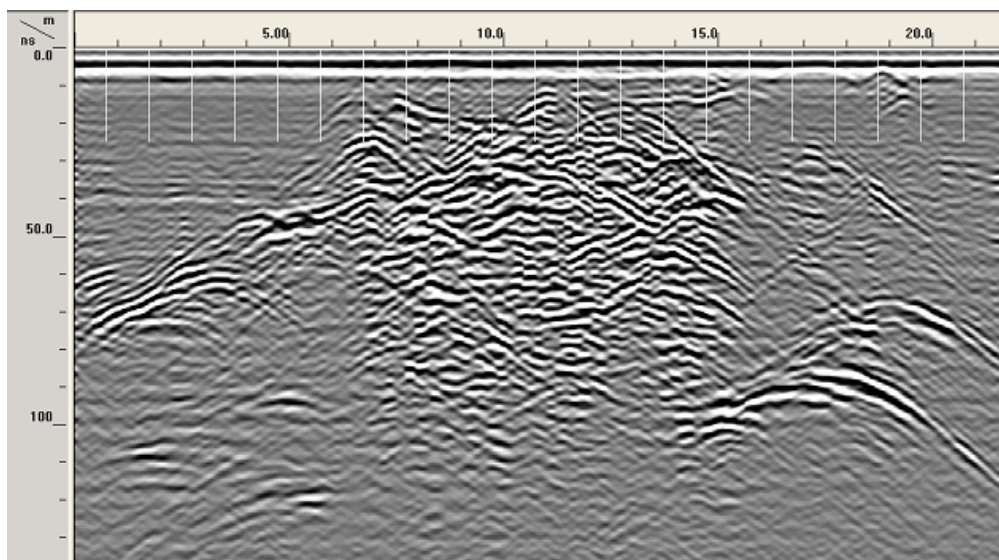


Figura 8.26 - Radargramma acquisito con antenna da 400 MHz e relativo all'anomalia individuata dall'indagine elettrica (sinkhole 2). Mostra i tratti caratteristici di strutture relative a un fenomeno di dissoluzione.

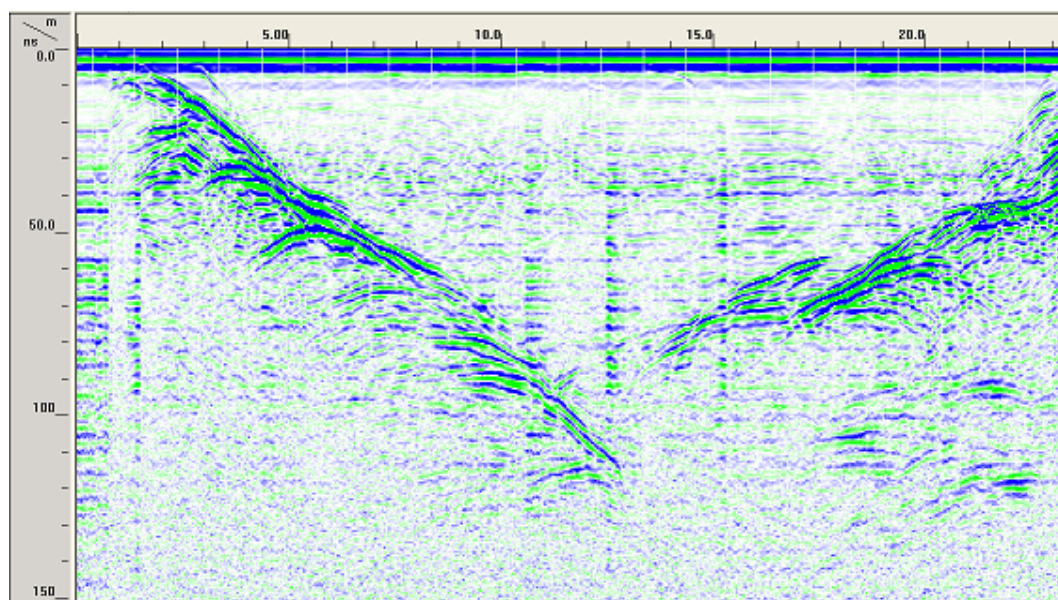


Figura 2.27 - Radargramma acquisito con antenna da 400 MHz mostrante la forma caratteristica di un *sinkhole* con sviluppo verticale fino ad una profondità approssimativa di 13 m. La profondità è stata ricavata dalla definizione della velocità di propagazione delle onde su litotipo gessoso pari a 0.116 m/ns. Corrisponde al target (sinkhole 1) nella sezione di geoelettrica.

# Capitolo 3

## *Studio della Zona Insatura*

È un capitolo introduttivo alle problematiche inerenti lo studio della *Zona Insatura*; in esso si sottolinea l'importanza di una adeguata caratterizzazione da un punto di vista della determinazione dei parametri idrologici caratteristici. La definizione della curva di ritenzione idrica permette di schematizzare il settore definito "Insaturo" e dunque ottenere informazioni in merito alla distribuzione dei fluidi all'interno del mezzo stesso. Il processo di risalita capillare che determina in parte la distribuzione dei fluidi all'interno della *Zona Insatura* è descritto al fine di comprendere i meccanismi alla base dello stesso.

L'applicazione di metodi di prospezione geofisica consente un approccio al problema attraverso la misura dei parametri fisici.

### **3.1** *Introduzione*

Tutti i materiali geologici presentano delle proprietà elettriche fortemente influenzate dalla presenza di acqua nella loro struttura interna. La molecola d'acqua è costituita da un atomo di ossigeno e da due atomi di idrogeno disposti a formare un angolo di circa  $104^\circ$ . L'elevata elettronegatività dell'ossigeno, fa sì che la distribuzione delle cariche elettriche nella molecola sia uniforme ma polare; per tale ragione le molecole d'acqua tendono ad orientarsi da sole all'interno di un campo elettrico, secondo un meccanismo noto come polarizzazione.

La corrente elettrica totale in un materiale è legata al trasporto o moto delle cariche libere che prendono posizione negli spazi interstiziali ed alle correnti di polarizzazione. Da ciò si evince l'importanza della determinazione della quantità e distribuzione dell'acqua all'interno dei mezzi porosi e nello specifico all'interno della *Zona Insatura*, come parametro di influenza delle proprietà elettromagnetiche di suoli e rocce.

Parametri quali mineralogia, litologia, porosità, contenuto in fluidi e permeabilità, pressione interstiziale, sono grandezze che permettono di caratterizzare la *Zona Insatura*.

Tali parametri possono essere ricavati attraverso i metodi di prospezione geofisica poiché direttamente o indirettamente correlabili a grandezze quali la velocità delle onde sismiche, l'attenuazione e le variazioni nei valori di impedenza acustica (definizione dei confini strutturali), la conducibilità elettrica e la costante dielettrica, le proprietà magnetiche.

L'utilizzo di tecniche di misura geofisica in fori di sondaggio come pure l'esecuzione di misure direttamente dalla superficie del piano campagna, offrono profili verticali delle proprietà fisiche del terreno misurate con un buon grado di risoluzione. Oltre a singole misure di tipo puntuale, i metodi geofisici costituiscono un valido strumento per il monitoraggio delle variazioni temporali delle proprietà fisiche legate a particolari processi naturali e di origine antropica. L'applicazione delle tecniche di prospezione geofisica per lo studio della zona parzialmente satura, all'estero divenuta una procedura di misura ormai consueta, è in Italia ancora alle fasi iniziali nonostante la riconosciuta necessità di una caratterizzazione approfondita del terreno. La stima della condizione di umidità degli strati più superficiali del suolo è di grande importanza poiché il processo di infiltrazione gioca un ruolo fondamentale in numerosi fenomeni tra cui la ricarica delle falde sotterranee, l'innescò di fenomeni di instabilità dei pendii, situazioni di diffusione di contaminanti. Non sono poche infatti le situazioni di emergenza in cui lo sviluppo e diffusione di *plumes* di inquinanti è stato monitorato attraverso metodi di prospezione geofisica consentendo di evitare situazioni di pericolo e al contempo di programmare gli eventuali interventi di risanamento; in campo agronomico la determinazione del contenuto d'acqua rappresenta un aspetto fondamentale nella coltivazione delle viti e di quelle specie con profondità dell'apparato radicale limitata ai primi metri di suolo (Hubbard et al., 2003).

Per tale ragione la modellizzazione della distribuzione spaziale dei fluidi contenuti all'interno dei mezzi eterogenei, attraverso informazioni sulle grandezze fisiche ricavate dall'integrazione di differenti metodi di prospezione geofisica, rappresenta un settore di rilevante importanza nello studio dei processi che interessano i mezzi porosi e la *Zona Insatura* nello specifico del presente lavoro. Questo aspetto è fortemente legato all'incertezza che governa la determinazione di alcune grandezze idrauliche di difficile estrapolazione che caratterizzano i processi di moto e di infiltrazione dei fluidi

all'interno del suolo; tra queste citiamo la conducibilità idraulica, parametro fortemente legato al contenuto d'acqua degli strati superficiali di suolo.

### 3.2 Caratteri fisici e proprietà idrologiche della “Zona Insatura”

Un terreno sciolto, da un punto di vista fisico e idrogeologico è generalmente considerato come un sistema di tubi capillari costituiti da spazi non occupati dalla fase solida detti vuoti. Questi, in condizioni naturali, sono disponibili ad ospitare sia una fase liquida che una gassosa, acqua ed aria rispettivamente, rendendo il mezzo in condizioni naturali un perfetto sistema bifase.

Parametri quali porosità e saturazione sono necessari per descrivere le caratteristiche di un mezzo e ottenere il profilo di distribuzione verticale dell'acqua naturalmente contenuta all'interno dello stesso. In tal senso è possibile discriminare all'interno di un suolo tre differenti settori ciascuno con un differente grado di saturazione ( $\theta_w$ ) compreso tra un valore minimo e massimo ( $\theta_r$  e  $\theta_s$ ):

- zona insatura o aerata: i pori tra i granuli di terreno sono parzialmente riempiti con acqua o da liquido che filtra lentamente verso il basso per gravità, il restante spazio dei pori libero dall'acqua è occupato dall'aria. ( $\theta_w < 1 \equiv \theta_r$ )
- zona di transizione. La saturazione è intorno al 75% ( $\theta_w \leq 1$ ). È posta al centro della zona insatura; in essa le acque circolano solo verso la falda.
- frangia capillare ( $\theta_w = 1 \equiv \theta_s$ ). È la zona situata immediatamente al di sopra della zona satura (superficie piezometrica) ed ha con essa un legame stretto (Bear, 1972; de Marsili, 1982). I pori sono parzialmente riempiti d'acqua ma la pressione della stessa è inferiore a quella atmosferica. La frangia capillare presenta spessori molto diversi a seconda della granulometria dei terreni: qualche centimetro per le ghiaie fino a un paio di metri per i limiti argillosi e le argille. Il movimento dell'acqua è essenzialmente verticale con componente verso il basso dovuta a gravità e componente verso l'alto dovuta a principalmente alle forze capillari.

Alla base della frangia capillare è localizzata la zona satura o acquifero; in essa i pori tra i granuli di terreno sono tutti occupati dall'acqua di falda che si muove per moto



proprio; la pressione dell'acqua aumenta con la profondità e il livello dove questa è uguale alla pressione atmosferica, rappresenta il livello della superficie freatica.

La porzione di terreno così rappresentabile, ad esclusione della parte interessata dalla falda acquifera, va sotto il nome di “Zona Insatura” ed è nota come la regione compresa tra il piano campagna e la superficie piezometrica (Stephens, 1996) (Fig. 3.1).

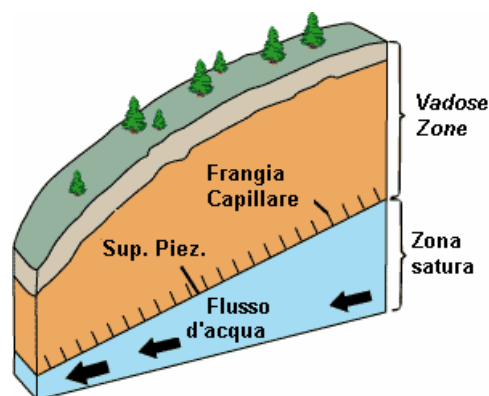


Figura 3.1 - Rappresentazione della Zona Insatura

Nella zona insatura l'acqua si muove attraverso meccanismi quali capillarità e gravità all'interno dei pori, riempiti da aria, acqua ed eventualmente da altri fluidi sottoposti ad una sotto pressione con valori negativi ed inferiori alla pressione atmosferica. Tale sottopressione, maggiore della forza di gravità, lega i fluidi alle particelle di suolo, ed i valori di pressione misurabili lungo la parte superiore della frangia capillare sono detti di “suzione critica”; essi sono corrispondenti ai valori di pressione necessari a provocare il parziale svuotamento dei pori stessi. La forza peso e di attrazione elettrostatica agiscono sui fluidi contenuti all'interno di un suolo, soprattutto in prossimità dei cristalli argillosi; le forze di tensione superficiale sono responsabili del fenomeno di risalita capillare per mezzo del quale l'acqua si muove in senso verticale all'interno della rete costituita dai pori, dalla zona di completa saturazione verso quella non satura.

È dunque evidente come questi aspetti, assieme alla dimensione e distribuzione dei pori, controllino la distribuzione verticale dei fluidi nei mezzi porosi, definendo l'estensione dei settori in cui un suolo può essere schematizzato.

Dimensione dei pori ridotte determinano una risalita dei fluidi di ritenzione all'interno del suolo molto più rapidamente di quanto si verifichi per una dimensione dei pori maggiore; pori di grandezza maggiore drenano molto più facilmente di pori di

dimensioni minori. È evidente come detto in precedenza che la distribuzione e dimensione dei pori influenza in modo inequivocabile la velocità con cui si raggiungono all'interno del suolo i livelli di saturazione residua o totale.

Ne consegue che vi sia un differente comportamento dei suoli soggetti a processi di drenaggio ed imbibizione da parte di fluidi naturalmente presenti nel terreno o introdotti in esso dall'uomo (Fig. 3.2).

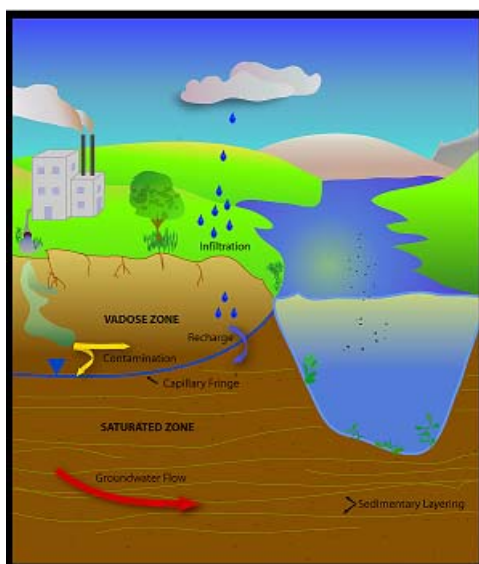


Figura 3.2 - Ubicazione della *Zona Insatura* all'interno di un sistema naturale ed interazioni con l'ambiente circostante, per fenomeni di origine antropica e naturali.

Quanto sopra rende chiara la necessità di comprendere ed analizzare il comportamento dei fluidi e attraverso uno studio delle caratteristiche del suolo all'interno della *Zona Insatura*, nell'ottica della definizione dei meccanismi di flusso all'interno della stessa come pure quelli relativi a flussi tra contaminanti e superficie piezometrica. Condizioni come acquiferi non confinati, zone sottostanti corsi d'acqua o tutte quelle aree soggette ad infiltrazione di acque meteoriche o legate a fenomeni quali allagamenti o inondazioni, rappresentano casi comuni in cui anche in condizioni naturali si assiste a variazioni del grado di saturazione di un suolo, proprio nel settore della *Zona Insatura*. Ciò si verifica anche per l'intervento antropico con immissioni di contaminanti nei suoli e opere che destabilizzano le condizioni di equilibrio naturale. Tutto ciò ha ripercussioni immediate sulla *Zona Insatura*, che può essere considerata il nodo centrale nello studio delle problematiche inerenti le proprietà fisiche ed idrologiche dei suoli nonché nel monitoraggio delle aree soggette al rischio di inquinamento della falda.

### 3.3 Curva di ritenzione idrica e capillarità

Da un punto di vista fisico è possibile rappresentare le caratteristiche della *Zona Insatura* attraverso la cosiddetta curva di ritenzione idrica; essa esprime le variazioni del contenuto idrico di un suolo mettendo in relazione la pressione capillare ed contenuto idrico dello stesso. La curva di ritenzione idrica può essere definita sulla base dei valori di pressione capillare ma è solitamente espressa in funzione della distanza (in *cm* o *m*) dalla della superficie piezometrica. La curva di ritenzione consente dunque di raffigurare la distribuzione verticale dei fluidi di saturazione offrendo una chiave di lettura per la descrizione della zona insatura. Parametri quali saturazione residua ( $\theta_r$ ) e totale ( $\theta_s$ ) sono alcune delle unità ricavabili dalla determinazione e lettura della curva di ritenzione idrica (Figura 3.3). Procedendo dalla superficie piezometrica verso l'alto si assiste ad una variazione consistente del grado di saturazione del mezzo, passando dunque da un livello di saturazione totale ad uno di saturazione residua. Gli spessori sono come detto in precedenza regolati dalla dimensione dei pori del mezzo come pure dalla tensione superficiale dei fluidi all'interno dello stesso (Fig. 3.4).

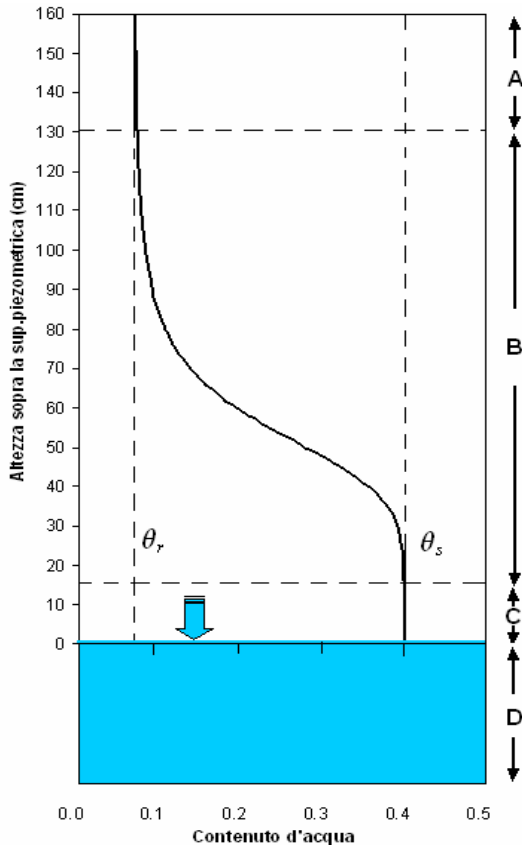


Figura 3.3 - Diagramma schematico della curva di ritenzione di un suolo e significato dei valori di saturazione residua e totale; A - zona non satura; B - zona di transizione; C - frangia capillare; D) Superficie piezometrica e zona di saturazione totale.

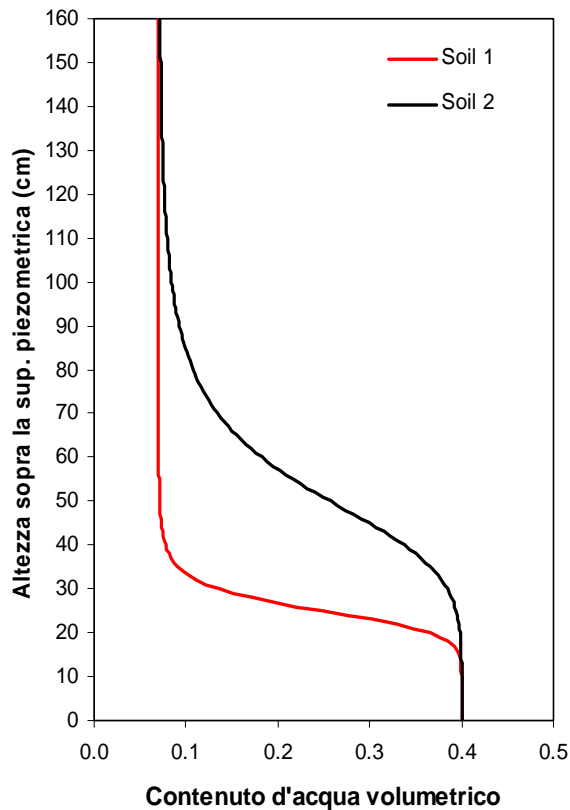


Figura 3.4 - Curve di ritenzione a confronto per suoli a differente granulometria; il suolo 1 è relativo ad una dimensione dei granuli maggiore rispetto al suolo 2

In un mezzo poroso solitamente bifase, due fluidi coesistono e vengono a contatto all'interno degli spazi interstiziali. La differenza nei valori di pressione tra i due fluidi alle interfacce, viene definita come pressione capillare  $P_c$ . Questa tensione è causata da uno squilibrio delle forze di attrazione molecolare e, in un sistema bifase aria - acqua, l'equazione matematica relativa all'equilibrio delle forze agenti sulla superficie di contatto tra le due fasi è la seguente:

$$P_{nw}(\pi r^2) = \sigma \cos \theta (2\pi r) + P_w(\pi r^2) \quad (3.1)$$

I termini  $P_{nw}$  e  $P_w$  rappresentano rispettivamente la pressione della fase definita “non wetting” e “wetting” (aria e acqua nel sistema bifase);  $\sigma$  rappresenta la tensione superficiale (Fig. 3.5),  $\theta$  indica l'angolo di contatto del menisco alle pareti dei granuli di roccia (Fig. 3.6). Infine con il termine  $r$  è indicato il raggio di curvatura del menisco.

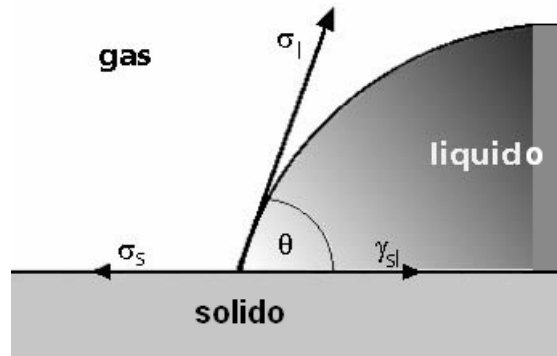


Figura 3.5 - Schematizzazione dei parametri di tensione superficiale  $\sigma$  (del gas, del solido e del liquido)

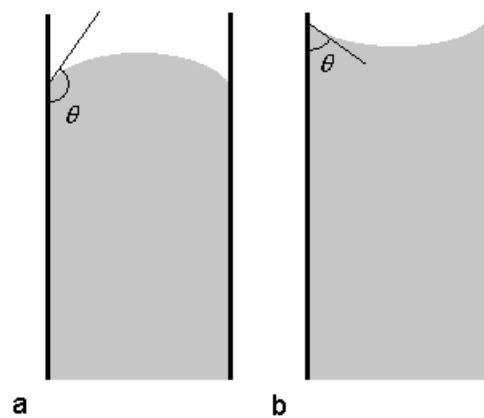


Figura 3.6 - a) Menisco convesso - tipico del processo di imbibizione; b) Menisco concavo - tipico del processo di drenaggio; sono inoltre mostrati i rispettivi angoli di contatto alle pareti del tubo capillare.

Dalla 3.1 si ricava la formulazione per la pressione capillare relativamente ad un sistema bifase aria - acqua.

$$(P_{mw} - P_w)\pi r^2 = \sigma \cos \theta (2\pi r) \quad (3.2)$$

$$P_c = P_{mw} - P_w \quad (3.3)$$

$$P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{r} \quad (3.4)$$

Schematizzando un sistema bifase come in figura 3.7 ossia attraverso un tubo capillare contenente liquido all'interno a contatto con aria all'esterno dello stesso, la formulazione della pressione capillare è definita nelle equazioni da 3.5 a 3.10. In esse si assume l'assenza di una pressione capillare attraverso le interfacce orizzontali.

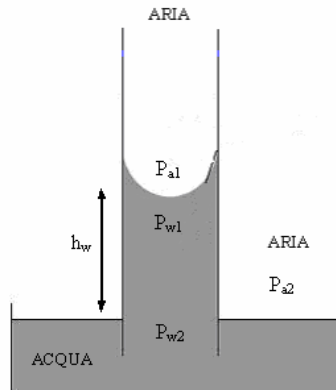


Figura 3.7 - Definizione dei parametri in un tubo piezometrico con acqua all'interno in equilibrio con la pressione atmosferica esterna; i termini  $P_{a1}$  e  $P_{a2}$  sono rispettivamente le pressioni atmosferiche nei punti 1 e 2 mentre i termini  $P_{w1}$ ,  $P_{w2}$  e  $h_w$  indicano la pressione del fluido nei punti 1,2 e l'altezza della colonna d'acqua all'interno del tubo capillare

$$P_{a2} = P_{w2} \quad (3.5)$$

$$P_{a1} = P_{a2} = P_{w2} \quad (3.6)$$

ma

$$P_{w2} = P_{w1} + h_w \rho_w g \quad (3.7)$$

$$P_{a1} - P_{w1} \cong h_w \rho_w g \quad (3.8)$$

poichè

$$P_c = P_{a1} - P_{w1} \quad (3.9)$$

e

$$P_c = h_w \rho_w g \quad (3.10)$$

I termini  $\rho_w$  e  $g$  sono relativi alla densità dell'acqua e all'accelerazione di gravità.

Le due espressioni (3.4 e 3.11) per la pressione capillare in un tubo viste precedentemente, una espressa in termini di raggio di curvatura del menisco di adesione del fluido alle pareti dei pori e l'altra in termini di altezza della colonna di fluido, possono essere combinate nell'equazione seguente:

$$h_w = \frac{2\sigma_{aw} \cos \theta}{r\rho_w g} \quad (3.11)$$

L'equazione mostra la relazione inversa tra altezza del fluido e raggio capillare; più il raggio capillare è piccolo tanto maggiore sarà l'altezza del fluido nella colonna. Traducendo tale espressione in termini granulometrici si può generalizzare che tanto più uniforme è la dimensione dei pori tanto più graduale e meno netto sarà il passaggio tra la zona satura e la zona insatura; in più tanto maggiore sarà la dimensione dei grani rocciosi tanto minore sarà l'altezza di risalita dell'acqua nel mezzo (Fig. 3.8).

Una intuitiva rappresentazione del sistema di pori presenti in un suolo è descritta dal sistema di tubi capillari secondo cui vale la relazione (2.12)

$$h_w = \frac{2\sigma_{aw} \cos \theta_{aw}}{r(\rho_w - \rho_a)g} \quad (3.12)$$

dove  $\rho_w$  e  $\rho_a$  rappresentano rispettivamente le densità di acqua ed aria,  $\sigma_{aw}$  indica la tensione superficiale al contatto aria - acqua;  $\theta_{aw}$  indica l'angolo di contatto del menisco.

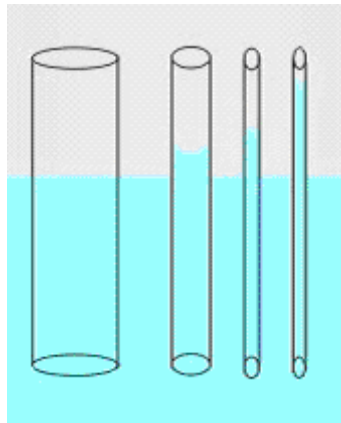


Figura 3.8 - Rappresentazione del fenomeno di risalita capillare in tubi di differente diametro da cui si ricava il comportamento dei liquidi all'interno di un mezzo poroso.

Diametri differenti dei tubi capillari consentono di rappresentare mezzi aventi differenti porosità.

Una ulteriore rappresentazione può essere effettuata per mezzo di un aggregato di sfere a differente diametro (Fig. 3.9); applicando le due espressioni (3.4 - 3.5) per la pressione capillare in termini di raggio dell'interfaccia di contatto e di altezza del fluido nella colonna, è possibile ricavare la seguente espressione:

$$P_c = \sigma \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) = \frac{h(\rho_w - \rho_o)}{144} \quad (3.13)$$

$$h = \frac{144\sigma \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right)}{\rho_w - \rho_o} \quad (3.14)$$

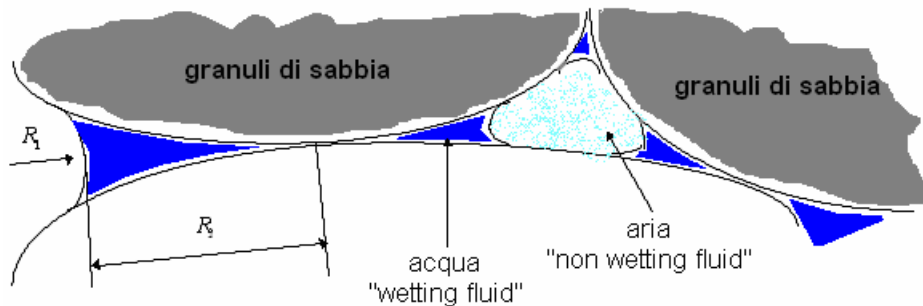


Figura 3.9 - Raggi di curvatura e disposizione della fase fluida e non fluida all'interno dei pori.

I valori di curvatura  $R_1$  ed  $R_2$  dell'equazione (3.13 - 3.14) non sono determinabili facilmente; per questo li si ricava empiricamente dalla conoscenza di altri parametri. Per tale motivo è più pratico l'utilizzo della relazione relativa all'altezza raggiunta dal fluido all'interno della colonna capillare.

Qualora, come spesso avviene in un sistema naturale bifase, uno dei due valori di pressione è maggiore dell'altro, si assiste ad un fenomeno chiamato “*displacement*” per cui un fluido allontana dagli spazi interstiziali il secondo fluido. La pressione capillare che si misura nel momento in cui il fluido inizia a rimpiazzare il secondo è nota come pressione di “*displacement*” o come detto in precedenza di suzione critica. Risulta chiaro come tale pressione sia dipendente dalle proprietà dei due fluidi interessati oltre che dalla tessitura del suolo e sua granulometria. Il valore di “*displacement pressure*” può essere individuato graficamente (Fig. 3.10). Essa risulta dall'intersezione delle due rette tangenti alla zona di transizione ed a quella di saturazione totale rispettivamente.

Il diverso comportamento dei fluidi nei fenomeni di drenaggio ed imbibizione cui un suolo può essere sottoposto, è prevalentemente visibile nella differente forma dell'angolo di contatto tra fluido e pareti degli spazi interstiziali di un suolo poroso; il fenomeno è noto come isteresi e determina una sostanziale differenza nelle curve di ritenzione idrica. La differenza negli angoli di contatto di un fluido sulle pareti di un tubo capillare spiega chiaramente quello che in mezzi porosi naturali determina la sostanziale differenza nelle curve di ritenzione idrica; questo si traduce in differenti disposizioni dei fluidi all'interno del suolo lungo il profilo verticale.



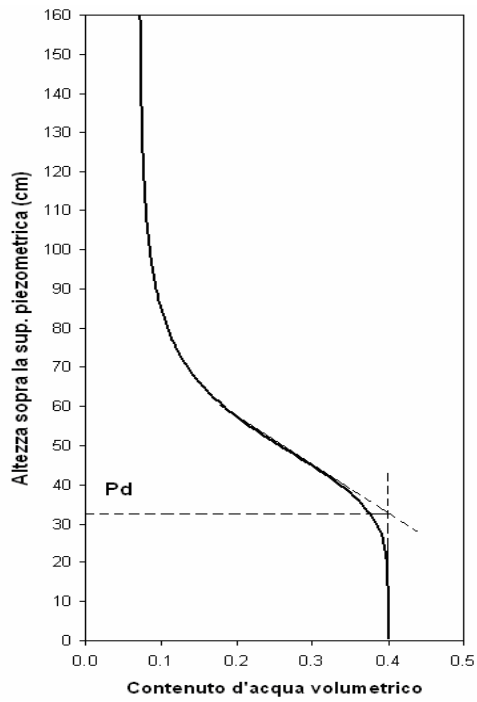


Figura 3.10 - Determinazione grafica della pressione di "displacement" o di suzione critica. Si tratta del punto individuato dalle rette tangenti ai due tratti di curva (pendenza della zona di transizione e tangente al valore di saturazione totale).

# Capitolo 4

## ***Ground Penetrating Radar e Time Domain Reflectometry nello studio della Zona Insatura***

Il capitolo puntualizza l'importanza dei metodi di prospezione geofisica nello studio della *Zona Insatura* con particolare attenzione alle metodologie del *GPR* e del *TDR*. Riporta al contempo una breve descrizione della teoria relativa alla propagazione delle onde elettromagnetiche, su cui le metodologie sono fondate.

### ***4.1 Introduzione***

La rapidità di utilizzo ed il carattere spesso non invasivo, rendono i metodi geofisici un ottimo strumento in grado di fornire una immagine della *Zona Insatura* da un punto di vista delle caratteristiche dielettriche e dunque dei parametri idrologici da esse ricavabili; in particolare il *GPR* (*Ground Penetrating Radar*), il *TDR* (*Time Domain Reflectometry*), rappresentano dei validi strumenti nella determinazione della distribuzione e contenuto d'acqua dei suoli. Il metodo *GPR* fornisce un'alta risoluzione e una correlabilità diretta tra i parametri dielettrici misurati ed i parametri idrogeologici del suolo. Il *TDR* consente la determinazione di parametri idrologici direttamente attraverso la misura della costante dielettrica di un mezzo.

Naturalmente sono richiesti ulteriori sviluppi nelle applicazioni di tali metodologie in campo idrogeologico per garantire un alto grado di precisione nella stima dei parametri sopra citati.

È dunque importante consentire l'integrazione di più metodologie per poter derivare le proprietà fisiche di rocce e suoli con una maggiore accuratezza e per poter estendere le profondità di indagine rispetto a misure effettuate con una singola tecnica, acquisendo il maggior numero di informazioni; ciò consente di prevedere il comportamento della

Zona Insatura al variare di una delle variabili da cui essa risulta influenzata, qualora cambino le condizioni al contorno come avviene in condizioni naturali ed anche a causa dell'intervento antropico.

Una breve descrizione dei principi su cui le due tecniche si fondano è riportato nei paragrafi seguenti.

#### 4.2 Teoria sulla propagazione delle onde elettromagnetiche

Le equazioni di Maxwell sono equazioni differenziali che collegano le variazioni temporali e spaziali dei campi elettrici e magnetici in un punto dello spazio. Esse consentono di prevedere i fenomeni elettromagnetici in moltissime applicazioni fisiche. La forma differenziale delle equazioni è la rappresentazione più ampiamente utilizzata per descrivere e correlare i vettori di campo, le densità di corrente e le densità di carica (Tab. 4.1).

In forma differenziale le equazioni di Maxwell sono esprimibili come:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (4.1)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (4.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.4)$$

dove

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4.5)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} = \epsilon_r \epsilon_0 \vec{E} \quad (4.6)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} = \mu_r \mu_0 \vec{H} \quad (4.7)$$

I termini  $\varepsilon, \varepsilon_r, \varepsilon_0$  e  $\mu, \mu_r, \mu_0$  sono rispettivamente permittività dielettrica e magnetica complessa, reale e immaginaria.

Simbolo	Quantità	Unità di misura
$\vec{D}$	vettore densità di flusso elettrico	coulomb/metro <sup>2</sup>
$\rho$	densità di carica	coulomb/metro <sup>3</sup>
$\vec{B}$	vettore densità di flusso magnetico	waber/metro=volt · sec/metro <sup>2</sup>
$\vec{E}$	vettore campo elettrico	volt/metro
$\vec{H}$	vettore campo magnetico	ampere/metro
$\vec{j}$	vettore densità di corrente	ampere/metro <sup>2</sup>

Tabella 4.1 - Definizione e misura dei parametri utilizzati nella descrizione del fenomeno della propagazione delle onde elettromagnetiche attraverso le equazioni di Maxwell.

Il regime sinusoidale è indubbiamente la variazione temporale più importante sia in ambito geofisico che nelle applicazioni ingegneristiche in generale. Per questo specifico caso dunque le equazioni di Maxwell sono semplificate sostituendo il termine  $\frac{\partial}{\partial t}$  con il termine  $j\omega$  ( $j = \sqrt{-1}$  e  $\omega = 2\pi f$ ).

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + j\omega\vec{D} \quad (4.8)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -j\omega\vec{B} \quad (4.9)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (4.10)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.11)$$

Le equazioni di Maxwell consentono di ricavare le equazioni delle onde elettromagnetiche; in una regione di spazio priva di sorgenti, in modo che non compaiano nelle equazioni ne termini di carica ne di corrente, le equazioni (4.1 - 4.2) scritte per  $\vec{E}$  ed  $\vec{H}$  diventano:

$$\nabla \times \vec{H} = \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (4.12)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (4.13)$$

ricordando che i termini  $\varepsilon$  e  $\mu$  sono grandezze complesse cioè composte da una parte reale ed una immaginaria.

Al fine di rendere le equazioni 4.12 e 4.13 omogenee, è possibile calcolare il rotore per entrambi i membri; ad esempio si ha:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\mu \nabla \times \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (4.14)$$

e considerando una regione di spazio senza sorgenti per cui  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ , si ottiene:

$$\nabla^2 \vec{E} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (4.15)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad (4.16)$$

Assumendo che i vettori del campo elettrico e magnetico dipendono soltanto da  $x$  e  $t$  ovvero:

$$\frac{\partial E}{\partial y} = \frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\partial H}{\partial y} = \frac{\partial H}{\partial z} = 0 \quad (4.17)$$

le (4.15 - 4.16) diventano

$$\frac{\partial^2 E}{\partial x^2} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (4.19)$$

Tra le possibili soluzioni delle equazioni delle onde (4.18 e 4.19) possiamo prendere in considerazione quella relativa all'onda piana uniforme:

$$E = E_0 \exp(j\omega t - \gamma x) \quad (4.20)$$

$$H = H_0 \exp(j\omega t - \gamma x) \quad (4.21)$$

che variano periodicamente nel tempo con una frequenza  $f = \omega/2\pi$  e avanza nella direzione +x dello spazio con un fattore di propagazione complesso detto anche costante di propagazione  $\gamma$ .

$$\gamma = j\omega\sqrt{\varepsilon\mu} = \alpha + j\beta \quad (4.22)$$

dove  $\alpha$  è il fattore di attenuazione e  $\beta$  è il fattore di fase dell'onda. Per sostituzione nelle (4.20 e 4.21) si ottiene:

$$E = E_0 \exp(-\alpha x) \exp[j2\pi(vt - \beta x/2\pi)] \quad (4.23)$$

$$H = H_0 \exp(-\alpha x) \exp[j2\pi(vt - \beta x/2\pi)] \quad (4.24)$$

dove l'onda ha un periodo temporale

$$T = 1/f \quad (4.25)$$

ed un periodo spaziale

$$\lambda = 2\pi/\beta \quad (4.26)$$

ed una velocità di fase

$$\frac{dx}{dt} = v = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{\beta} \quad (4.27)$$

Un'onda TEM (trasversale elettromagnetica) è un'onda in cui il campo elettrico e magnetico sono perpendicolari tra di loro e perpendicolari alla direzione di propagazione dell'onda; un'onda TEM è piana *uniforme* quando le superfici di equiampiezza sono anch'esse dei piani paralleli e coincidono con i piani equifase. Le componenti trasversali delle onde  $E$  e  $H$  formano insieme con la direzione di propagazione un sistema di coordinate.

Il rapporto tra il campo elettrico e magnetico accoppiati permette di definire l'impedenza intrinseca del mezzo  $Z$  come:

$$\frac{|E|}{|H|} = \frac{\gamma}{j\omega\varepsilon} \equiv Z \quad (4.28)$$

che può essere scritta come:

$$Z = \frac{\gamma}{j\omega\varepsilon} = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} = \frac{j\omega\mu}{\gamma} \quad (4.29)$$

dove  $\varepsilon$  e  $\mu$  sono quantità complesse. Considerando nuovamente l'equazione della costante di propagazione ed esplicitando i prodotti delle quantità complesse:

$$\gamma = j\omega\sqrt{\varepsilon\mu} = j\omega\sqrt{(\varepsilon' - j\varepsilon'')(\mu' - j\mu'')} = \alpha + j\beta \quad (4.30)$$

Eguagliando parte reale ed immaginaria da entrambi i membri dell'equazione si ottengono le seguenti due relazioni che definiscono esplicitamente attenuazione e costante di fase di un'onda:

$$\alpha = \frac{\omega}{\sqrt{2}} \left[ \sqrt{\mu'^2 + \mu''^2} \sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} - \varepsilon' \mu' + \varepsilon'' \mu'' \right]^{1/2} \quad (4.31)$$

$$\beta = \frac{\omega}{\sqrt{2}} \left[ \sqrt{\mu'^2 + \mu''^2} \sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} - \varepsilon' \mu' - \varepsilon'' \mu'' \right]^{1/2} \quad (4.32)$$

La velocità di fase sulla base dell'equazione  $v = \frac{\omega}{\beta}$  può essere riscritta come:

$$v = \frac{\sqrt{2}}{\left[ \sqrt{\mu'^2 + \mu''^2} \sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} + \varepsilon' \mu' - \varepsilon'' \mu'' \right]^{1/2}} \quad (4.33)$$

Nel caso specifico dei processi di interesse geofisico relativi a materiali senza perdite magnetiche, è possibile assumere che  $\mu'' = 0$  dunque le equazioni precedenti sono semplificate in

$$\alpha = \frac{\omega}{\sqrt{2}} \left[ \mu' \sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} - \varepsilon' \mu' \right]^{1/2} \quad (4.34)$$

$$v = \frac{\sqrt{2}}{\left[ \mu' \sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} + \varepsilon' \mu' \right]^{1/2}} \quad (4.35)$$

Queste possono essere ricondotte alla forma più usuale attraverso alcuni passaggi algebrici:

$$\alpha = \frac{\omega}{2} (\varepsilon'' \mu') \cdot \frac{1}{\left\{ \frac{(\varepsilon' \mu')}{2} \cdot \left[ 1 + \sqrt{\left( \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} \right] \right\}^{1/2}} \quad (4.36)$$

$$v = \frac{1}{\left\{ \frac{(\varepsilon' \mu')}{2} \cdot \left[ 1 + \sqrt{\left( \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} \right] \right\}^{1/2}} \quad (4.37)$$

Inoltre introducendo la tangente di perdita elettrica effettiva  $\delta_e = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}$  come generalmente utilizzato nelle applicazioni geofisiche, le equazioni possono essere riscritte come:



$$\alpha = \frac{\omega}{2} (\varepsilon'' \mu) \cdot \frac{1}{\left\{ \frac{(\varepsilon' \mu')}{2} \cdot [1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta_e}] \right\}^{1/2}} \quad (4.38)$$

$$v = \frac{1}{\left\{ \frac{(\varepsilon' \mu')}{2} \cdot [1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta_e}] \right\}^{1/2}} \quad (4.39)$$

Per materiali non magnetici, per i quali  $\mu' = \mu_0$ , le suddette equazioni possono essere ulteriormente semplificate ricordando che la velocità di un'onda nel vuoto è espressa come:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \mu_0}} \text{ e che } \sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}} = 120\pi \quad (4.40)$$

$$v = \frac{c}{\left\{ \frac{(k_r')}{2} \cdot [1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta_e}] \right\}^{1/2}} \quad (4.41)$$

$$\alpha = \frac{60\pi\omega\varepsilon''}{\left\{ \frac{(k_r')}{2} \cdot [1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta_e}] \right\}^{1/2}} \quad (4.42)$$

$k_r'$  rappresenta la costante dielettrica relativa.

Nel caso specifico in cui siano trascurabili anche le perdite elettriche cioè quando  $\varepsilon \cong \varepsilon'$  ( $\varepsilon'' = 0$ ) ovvero  $\tan \delta_e \ll 1$  si ha:

$$\alpha = \frac{60\pi\omega\varepsilon''}{\sqrt{k_r'}} \quad (4.43)$$

$$v = \frac{c}{\sqrt{k_r'}} \quad (4.44)$$

La velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche è naturalmente funzione delle proprietà dielettriche del materiale attraversato. Perdite dielettriche e fenomeni di rilassamento ne determinano ritardi nella propagazione (Heimovaara et al., 1993).

I sistemi di acquisizione radar e TDR si basano sul fenomeno di riflessione di un'onda elettromagnetica in corrispondenza di un contrasto di impedenza.

### 4.3 I parametri elettromagnetici della Zona Insatura - la "permittività dielettrica"

Essendo questo studio rivolto all'applicazione ed integrazione delle metodologie di prospezione radar e TDR, l'attenzione è focalizzata sulle proprietà elettromagnetiche che tali tecniche prendono in considerazione e sul legame tra queste e i parametri idrologici.

La grandezza che in assoluto riveste un ruolo dominante è la permittività dielettrica, proprietà fisica che governa la propagazione del campo elettromagnetico all'interno dei materiali.

Nei materiali geologici la presenza d'acqua è uno dei fattori più importanti da cui dipendono le proprietà elettriche di un mezzo; la *permittività dielettrica* globale è fortemente dipendente dal contenuto d'acqua (Pettinelli, 2005).

A tale scopo nel presente lavoro di tesi sono state analizzate le informazioni ottenute da misure sperimentali attraverso la tecnica *TDR* e *GPR* per la determinazione di parametri elettromagnetici ed idraulici di un mezzo poroso (si veda misure geofisiche in area test) mediante appropriate relazioni e modelli petrofisici.

La permittività dielettrica, misura della polarizzabilità delle cariche elettriche all'interno di un mezzo, è espressa in *farad* per metro (F/m) ed è proporzionale al campo elettrico applicato ( $E$ ) e alla densità del flusso elettrico ( $D$ ) secondo la relazione seguente:

$$\varepsilon = \frac{D}{E} \quad (4.45)$$

La permittività è in genere una grandezza complessa che viene espressa come permittività complessa relativa ( $k_r$  o  $\varepsilon_r$ ) quando il suo valore assoluto viene diviso per la permittività dielettrica del vuoto ( $8.854 \times 10^{-12}$  F/m). È altresì importante notare come la permittività dielettrica complessa dipenda dalla frequenza di misura e dalla conducibilità elettrica del mezzo:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i \left( \varepsilon'' + \frac{\sigma_{dc}}{\omega \cdot \varepsilon_0} \right) \quad (4.46)$$

$\varepsilon'$  rappresenta la parte reale,  $\varepsilon''$  la parte immaginaria,  $\sigma_{dc}$  la conducibilità,  $\omega$  la frequenza angolare del campo elettrico applicato ed  $\varepsilon_0$  la permittività dielettrica del vuoto. Ad alti valori di frequenza di misura (superiori a 1MHz) la parte immaginaria della permittività può essere trascurata e dunque la quantità misurata è definita come permittività apparente o costante dielettrica apparente  $\varepsilon_a$  (o  $k_a$ ) dove  $\varepsilon_a \approx \varepsilon'$ . Nell'uso comune dei parametri elettromagnetici la costante dielettrica "k" è espressa in termini relativi secondo la relazione seguente

$$k = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (4.47)$$

- Se il mezzo non è polarizzabile, cioè se applicando un campo il mezzo non cambia le sue caratteristiche, esso si comporta come il vuoto ( $\varepsilon = \varepsilon_0$  cioè  $\varepsilon_r = 1$ ).
- Se il materiale è polarizzabile avremo  $\varepsilon_r > 1$ ; quindi,  $\varepsilon_r$  è una misura di quanto il materiale è in grado di reagire ad un campo elettrico esterno.

Come anticipato nella 4.16, la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche può essere espressa in funzione dei valori di costante dielettrica apparente e permeabilità magnetica; quest'ultima assume valori pari a quelli del vuoto ( $\mu = 1$ ) per i materiali di interesse geologico (Tab. 4.2). È chiara dalla tabella 4.2 la proporzionalità tra costante dielettrica ed il valore di contenuto d'acqua per mezzi porosi. Esiste una differenza notevole fra la permittività di rocce e suoli secchi (3-10) rispetto alla permittività dell'acqua (80), per cui anche una minima quantità d'acqua nella struttura interna di suoli e rocce determina modifiche sostanziali della permittività globale del terreno.

Materiale	$\varepsilon_r (\kappa)$	$\sigma (S/m)$	v (m/ns)	$\alpha$ (dB/m)
Acqua	80	0.5	0.30	0.1
Sabbia asciutta	3-5	0.01	0.15	0.01-1
Sabbia bagnata	20-30	0.1-1	0.06	0.03-0.3
Argilla	5-40	2-1000	0.06	1-300
granito	6	0.01-1	0.12	0.01-1

Tabella 4.2 - Valori di permittività dielettrica ( $\varepsilon_r$ ), velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche (v), attenuazione ( $\alpha$ ), conducibilità ( $\sigma$ ).

La dipendenza della velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche dai valori di costante dielettrica come espresso nella 4.44, consente di determinare i valori di contenuto d'acqua e distribuzione all'interno della *Zona Insatura*, sulla base dei dati forniti dalle misure GPR e TDR e dell'ausilio di modelli e relazioni petrofisiche analizzate nel prossimo capitolo.

Infatti come sarà mostrato in seguito, esistono relazioni empiriche che permettono di stimare i parametri idrologici da grandezze elettriche.

#### 4.4 Ground Penetrating Radar - cenni sulla tecnica di indagine

Un generico sistema radar è costituito da vari sottosistemi: un generatore di segnale alimentato a batteria e collegato ad un'antenna trasmittente ( $Tx$ ), un'antenna ricevente ( $Rx$ ) ed un ricevitore di segnale. Il sistema è generalmente corredato da un'unità di controllo che permette la registrazione in digitale dei dati acquisiti e la loro visualizzazione. L'antenna trasmittente emette impulsi della stessa forma e durata in successione a intervalli definiti, la cui lunghezza temporale è determinata dalla frequenza dell'antenna usata. Tale frequenza rappresenta in realtà un valore centrale  $f_c$ , essendo l'impulso composto da un pacchetto di frequenze detto banda ( $B$ ). In particolare, tale banda presenta una larghezza pari alla frequenza centrale: per un'antenna operante con  $f_c = 450\text{MHz}$ ,  $B$  contiene le frequenze comprese nell'intervallo 225 – 675 MHz (Martinez, 2001; Pettinelli, 1993); Il segnale si propaga nel mezzo con un tempo di transito dell'ordine dei nanosecondi [ $ns = 10^{-9}s$ ] e la sua lunghezza temporale  $W$  è determinata dal reciproco della frequenza centrale del segnale  $f_c$ , ossia è inversamente proporzionale alla larghezza della banda in frequenze  $B$ :

$$W = 1/B = 1/f_c \quad (4.48)$$

Attraversando il mezzo da indagare il segnale viene riflesso da eventuali discontinuità (variazioni di impedenza elettromagnetica) e “captato” dall'antenna ricevente. L'impulso ricevuto, trasformato in formato digitale e registrato su supporto magnetico, può fornire informazioni sulla natura e sullo stato fisico del mezzo attraversato. La registrazione nel tempo del segnale, relativa al singolo impulso emesso, è definita “traccia”, mentre il risultato della prospezione è un radargramma. Quest'ultimo consiste in una rappresentazione bidimensionale (distanza/tempi) in cui in ascissa, è espressa la posizione delle antenne lungo il profilo e in ordinata è riportato il “*travel time*”, cioè il

tempo di andata e ritorno del segnale. Il metodo presenta il vantaggio di poter visualizzare le tracce acquisite in tempo reale durante l'esecuzione della prospezione stessa, direttamente sul monitor di un computer. Questo consente il controllo della qualità dei dati, ed eventualmente di apportare correzioni già in fase di rilievo. La scansione è inoltre ripetibile (Mellet, 1995) e la precisione nel localizzare oggetti e/o formazioni, è accompagnata da bassi costi di acquisizione dei dati. Per contro, il principale limite all'utilizzo della tecnica GPR è essenzialmente imputabile alla scarsa profondità di penetrazione del segnale, dovuta ai processi dissipativi presenti nei mezzi più conduttivi.

#### 4.4.1 Origine delle riflessioni

Quando il segnale incontra un'interfaccia tra due strati a differente composizione chimico-fisica o un'anomalia a geometria finita, l'energia di questo può essere riflessa e/o scatterata. Il fenomeno di diffrazione o scattering si verifica quando l'oggetto sepolto ha dimensioni confrontabili con la lunghezza d'onda del segnale che si propaga nel terreno, mentre nel caso in cui le dimensioni dell'oggetto siano nettamente superiori, si originano fenomeni di riflessione (parziale o totale) del segnale inviato (Fig. 4.1). Gli echi di ritorno possono seguire diversi percorsi per giungere all'antenna ricevente, settata per compiere un numero predefinito di scansioni (Reynolds, 1997).

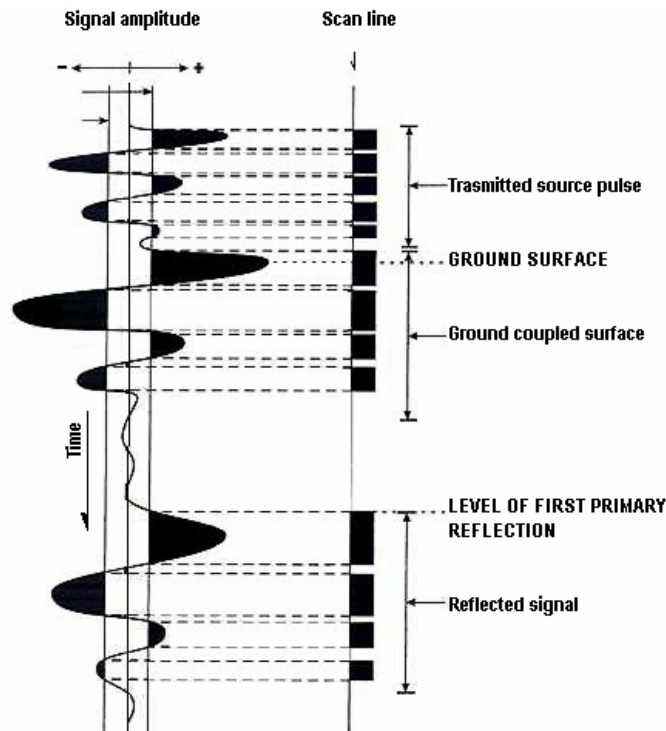


Figura 4.1 - Schematizzazione di un'onda elettromagnetica (modificato da Reynolds, 1997)

L'importanza che assume ognuno dei possibili "cammini" dell'impulso, dipende soprattutto dalla distanza di separazione delle antenne, dalla loro elevazione rispetto alla superficie del terreno e dalla profondità del target. In realtà, gli eventi che arrivano all'antenna ricevente sono almeno tre: 1) l'onda diretta in aria (*Air wave*), importante in quanto costituisce il primo arrivo che viene registrato, e determina il tempo di inizio (*time zero*) della sezione radar; 2) l'onda diretta nel terreno (*Ground wave*), 3) il segnale riflesso dal bersaglio (*Reflected wave*).

L'ampiezza del segnale riflesso (e trasmesso) è determinata dal contrasto di impedenza tra mezzi adiacenti, definito dal coefficiente di riflessione  $R$ , (Reynolds, 1997):

$$R = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)} \quad (4.49)$$

Dove  $Z_2$  e  $Z_1$  sono le impedenze caratteristiche rispettivamente dello strato superiore e di quello inferiore.

La 4.49 può essere semplificata se si considerano materiali non magnetici, quindi ponendo  $\mu_r' = 1$  e  $\mu_r'' = 0$  e supponendo  $\sigma$  trascurabile, per mezzi poco conduttivi ( $\sigma < 10 \text{ mS/m}$ ) (Martinez, 2001); assunzioni generalmente valide in suoli con basso contenuto in argille o in materiali sedimentari contenenti acqua dolce nei pori. Ad una singola frequenza,  $R$  diviene allora dipendente dalla sola permittività reale. Nel caso di un riflettore piano e per incidenza normale del segnale sull'interfaccia, (per cui tutte le componenti del campo subiscono identica riflessione) (Annan, 2004), il coefficiente si riduce a:

$$R = \frac{(\sqrt{\epsilon_{r1}'} - \sqrt{\epsilon_{r2}'})}{(\sqrt{\epsilon_{r1}'} + \sqrt{\epsilon_{r2}'})} \quad (4.50)$$

con  $-1 < R < +1$

Il modulo di  $R$  stabilisce la quantità di energia incidente che viene riflessa; la riflessione del segnale può essere totale ( $|R| = 1$ ), nel caso di una falda posta sotto sabbia asciutta o nella condizione di una riflessione generata da un contrasto suolo-metallo (Annan, 2004).

#### 4.4.2 Applicabilità del metodo GPR

Nell'utilizzo della strumentazione GPR, la scelta della frequenza dell'antenna da utilizzare nella prospezione viene fatta in funzione allo scopo dell'indagine. Per applicazioni dove si richiede maggiore profondità di penetrazione si usano frequenze minori dell'ordine di 100-50 MHz, mentre per indagini superficiali e dettagliate, vengono impiegate antenne con frequenze centrali anche oltre 3 GHz.

L'applicabilità della tecnica radar in un determinato contesto, è funzione della capacità del mezzo indagato di farsi attraversare dal segnale radar e dell'entità del contrasto delle proprietà elettromagnetiche tra i diversi strati di terreno interessati. In generale i mezzi naturali risultano estremamente eterogenei; il suolo infatti è un sistema multifase che può variare fortemente in composizione e contenuto idrico, influenzando parametri quali velocità e attenuazione delle onde e.m. nel mezzo, e dunque condizionando la profondità di indagine.

Materiali come il ghiaccio, i cui dipoli sono “bloccati”, non producono apprezzabili perdite di segnale e possono considerarsi virtualmente trasparenti alle onde e.m.; altri come le argille sature, o acque ricche in sali, si dicono “opachi”, in quanto attenuano il segnale quasi totalmente, limitando la profondità di indagine fino a ridurla anche a pochi *cm* (Reynolds, 1998). La qualità del segnale può inoltre essere inficiata da rumori strumentali ed ambientali. Una misura dell'energia riflessa da un bersaglio è espressa dal parametro *Power Reflectivity* ( $P_r$ ) secondo la relazione seguente (Annan, 1996):

$$P_r = (R)^2 \geq 0.01 \quad (4.51)$$

dove  $R$  è il coefficiente di riflessione (Eq. 4.50).

Lo schema di acquisizione può essere di diversi tipi (Fig. 4.2):

- monostatico - antenna ricevente e trasmittente sono vicine e l'offset è nullo; entrambe sono mosse accoppiate lungo la superficie di indagine.
- bistatico - esiste un offset tra antenna trasmittente e ricevente; queste vengono mosse lungo la superficie di indagine mantenendo costante la distanza.
- CMP - (*common mid-point*): si tratta di uno schema bistatico in cui la misura è relativa al punto centrale del profilo di acquisizione; la  $T_x$  e la  $R_x$  si muovono per *step* successivi in direzioni diametralmente opposte.

- wide angle reflection refraction (*WARR*): l'antenna *Tx* rimane fissa nel punto iniziale della linea di acquisizione; l'offset aumenta allontanando l'antenna *Rx* progressivamente dalla *Tx*.

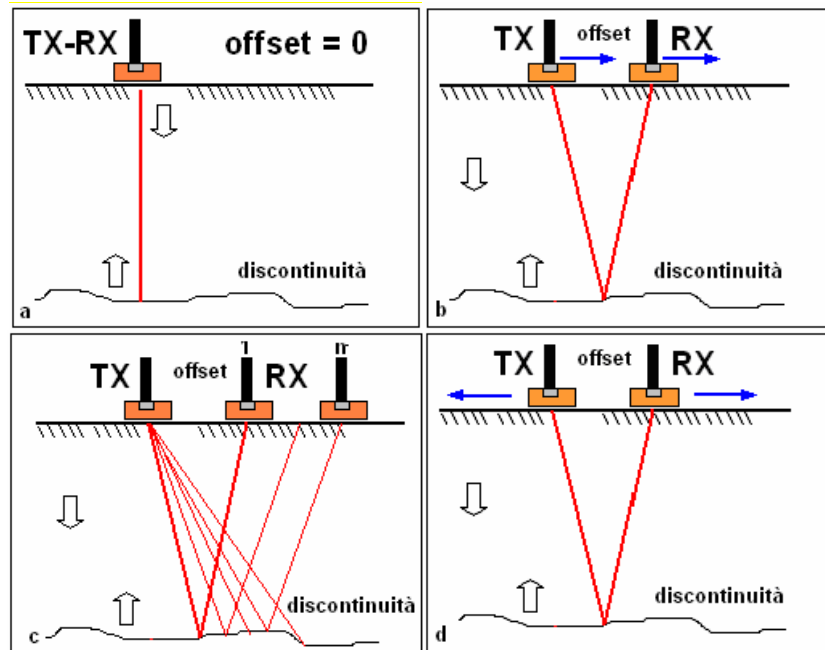


Figura 4.2 - Schemi di acquisizione radar: a) monostatica; b) bistatico; c) *WARR*; d) *CMP* (modificato da Baradello, 2005).

#### 4.5 Cenni sulla tecnica di misura *TDR* (*Time Domain Reflectometry*)

Il *TDR* (*Time Domain Reflectometry*) è un metodo di prospezione geofisica per la prima volta utilizzato da Fellner e Feldeg (1969) per la determinazione delle proprietà fisiche dei materiali. Essi determinarono le proprietà dielettriche dei suoli ottenendo importanti informazioni in merito al contenuto d'acqua degli stessi. Negli anni precedenti il *TDR* ha avuto larga diffusione come *tester* di cavi coassiali e linee di trasmissione. La tecnica di misura si basa sull'emissione e la successiva ricezione di onde elettromagnetiche secondo una modalità simile a quella del radar. Le onde elettromagnetiche emesse dallo strumento sono di tipo guidato e si propagano all'interno di un cavo coassiale o tra i due conduttori di una linea di trasmissione. Qualsiasi variazione delle proprietà elettriche (induttanza, resistenza, impedenza) all'interno del cavo produce una riflessione (parziale o totale) delle onde emesse. La strumentazione permette di misurare il tempo che intercorre tra l'emissione delle onde e la loro successiva ricezione, dopo che queste si sono propagate all'interno di un cavo (o linea di trasmissione) e sono state riflesse da



una discontinuità. La conoscenza della velocità di propagazione nel cavo permette poi di individuare la posizione della discontinuità all'interno di quest'ultimo, mentre l'ampiezza della riflessione consente di ottenere informazioni relative al tipo di discontinuità. In applicazioni geologiche il cavo coassiale viene sostituito da una linea bifilare parallela rappresentata da una coppia di conduttori metallici di lunghezza nota che, in fase di misura vengono infissi nel terreno il quale assume la funzione del dielettrico di cui determinare il valore di permittività (Fig. 4.3). Il metodo è basato sulla relazione esistente tra contenuto d'acqua e permittività dielettrica relativa (Campbell, 1990); la strumentazione misura il tempo di percorrenza  $T$  e dissipazione di un impulso elettromagnetico emesso lungo sonde metalliche parallele infisse nel terreno. L'impulso viaggia nel tempo con una velocità inversamente proporzionale alla radice quadrata della permittività dielettrica relativa del suolo, mentre la dissipazione del segnale è legata alla conducibilità elettrica del mezzo. Nella determinazione dei valori di contenuto d'acqua sarà necessario conoscere i tempi di percorrenza dell'onda elettromagnetica nel suolo e la lunghezza del percorso, fornito dalla lunghezza delle sonde di misura.

Il TDR è dunque un apprezzabile strumento di indagine in applicazioni idrogeologiche per le quali è spesso necessario conoscere le abbondanze relative ad elementi quali aria, acqua e qualsiasi altro fluido all'interno del mezzo – suolo; tali parametri come noto sono correlabili direttamente o per mezzo di relazioni petrofisiche ai valori di costante dielettrica misurati (cfr cap. 5). La facilità e rapidità di utilizzo consente misure di tipo istantaneo o veri e propri monitoraggi temporali. Naturalmente la limitata profondità di indagine richiede l'ausilio di ulteriori metodologie di prospezione per garantire la definizione dei parametri geofisici relativamente a spessori di suolo maggiori.



Figura 4.3 - Sonde TDR verticali aventi differente lunghezza, 0.10 e 0.20m.

#### 4.5.1 Il “Metallic Cable Tester”

La tecnica TDR si applica utilizzando un Metallic Cable Tester (MCT) che è generalmente formato da quattro parti: un generatore d’impulso a gradino, un cavo coassiale, un campionatore ed un oscilloscopio (figura 4.4)

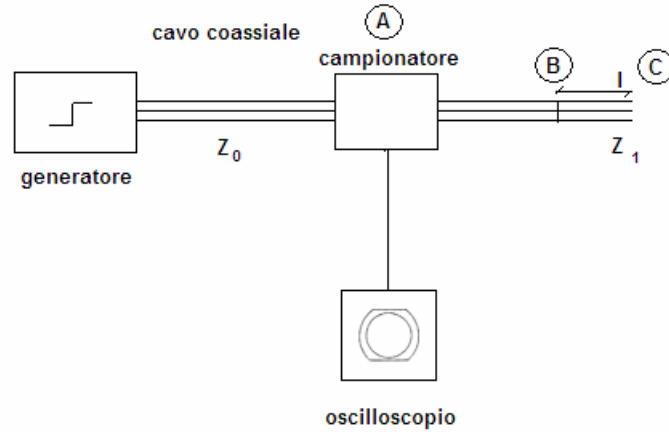


Figura 4.4 - Rappresentazione schematica degli elementi del MCT

**Generatore d’impulso a gradino** - Il generatore di impulsi a gradino produce delle onde elettromagnetiche sinusoidali che coprono un’estesa banda in frequenza. La sovrapposizione della fondamentale con le armoniche produce un’onda quadra periodica detta impulso a gradino; tuttavia, poiché la banda in alta frequenza è limitata, l’onda prodotta è soltanto approssimativamente quadra. La Fig. 4.5 mostra il tipo d’onda quadra generata dall’apparecchio MCT Tektronics 1502B/C.

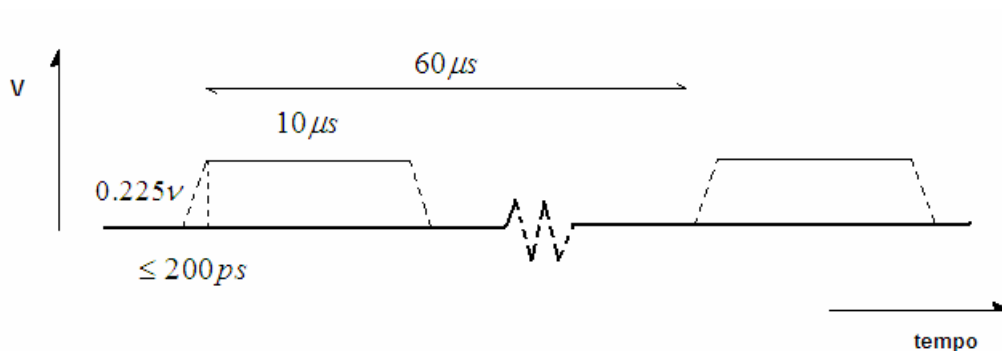


Figura 4.5 - Segnale a gradino generato dal MCT

Il gradino di tensione è prodotto dalla sovrapposizione di onde sinusoidali che vanno dalla frequenza di 16.6 KHz (fondamentale) a quella di 1.75 GHz. Ciascun gradino di tensione viene trasmesso per 10  $\mu$ s con una pausa di 50  $\mu$ s tra un gradino ed il successivo.

**Il cavo coassiale** - Il generatore di impulso ed il campionatore sono collegati attraverso un cavo coassiale del tipo di quelli per antenne ( $Z=50 \Omega$ ). Lo schermo (calza) del cavo coassiale è collegato a terra. Le onde elettromagnetiche prodotte dal generatore vengono lanciate sul conduttore del cavo coassiale con una caduta di tensione tra conduttore e schermo di 0.225 V.

**Il campionatore** - A seconda del tipo di dielettrico le onde elettromagnetiche viaggiano all'interno di un cavo o di una guida a diversa velocità. Se il dielettrico è rappresentato dal vuoto queste si propagheranno alla velocità della luce, mentre se il dielettrico è rappresentato dal polietilene, la loro velocità sarà ridotta al 66% della velocità della luce. Ne consegue che il tempo che intercorre tra l'inizio della trasmissione delle onde da parte del generatore e l'inizio della loro ricezione nel campionatore è molto breve.

Il campionatore è costituito da due parti: un sistema di temporizzazione ed un voltmetro ad alta precisione. Quando il campionatore riceve le onde e.m. comincia a misurare la tensione tra lo schermo ed il conduttore a intervalli di tempo prefissati, in modo da generare un set di dati che ne rappresentano la variazione nell'unità di tempo.

**L'oscilloscopio** - L'oscilloscopio mostra su uno schermo a cristalli liquidi simultaneamente i valori temporali e le tensioni ottenute dal campionatore

Quando le onde riflesse tornano indietro verso lo strumento, si sovrappongono a quelle che vengono trasmesse e l'ampiezza della tensione risultante dipenderà dal fatto che queste siano in fase o in controfase. L'ampiezza delle onde riflesse è funzione del cambiamento d'impedenza che produce la riflessione, perciò se le onde e.m. incontrano un aumento d'impedenza, le onde riflesse saranno in fase con quelle trasmesse, mentre saranno in controfase se l'impedenza diminuisce.

Si consideri il caso in cui onde e.m. incontrano un cambiamento d'impedenza che causa la riflessione totale delle onde stesse. Ciò avviene in due casi:

- 1) quando il cavo ha un estremo aperto (l'impedenza tende ad infinito e le onde vengono riflesse in fase);
- 2) quando il conduttore e lo schermo vengono cortocircuitati (l'impedenza tende a 0 e le onde vengono riflesse in controfase).

L'ampiezza della tensione delle onde riflesse è la stessa in entrambi i casi ed è uguale all'ampiezza dell'onda trasmessa, tuttavia l'ampiezza complessiva è diversa nei due casi. Nel primo, quando l'onda riflessa è in fase con l'onda trasmessa, l'ampiezza risultante è pari a due volte l'ampiezza dell'onda trasmessa; nel secondo l'ampiezza risultante è uguale a 0.

Se il campionatore registra un aumento di tensione nel cavo ci sarà un aumento d'impedenza, e viceversa. Se sono note sia la tensione iniziale che le impedenze, è possibile calcolare l'ampiezza della riflessione secondo la formula seguente:

$$V_r = V_0 \left( \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \right) \quad (4.52)$$

dove:

$V_r$  = ampiezza della riflessione

$V_0$  = ampiezza dell'onda trasmessa (0.225 V)

$Z_1$  = impedenza del cavo da cui l'onda viene trasmessa

$Z_2$  = impedenza del cavo a valle

Il principio di funzionamento del TDR si basa sulla sovrapposizione delle onde riflesse con quelle trasmesse. Le riflessioni devono tornare al campionatore in un tempo non superiore ai 10  $\mu$ s, tempo di trasmissione della funzione a gradino, con una pausa di 50  $\mu$ s tra un segnale e il successivo assicura che le onde stazionarie si esauriscano prima che nuove onde vengano inviate. Dalla misura dell'intervallo di tempo è possibile calcolare la distanza lungo la linea di trasmissione alla quale si trova il cambiamento d'impedenza se è nota la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche (e.m.) nel cavo.

# Capitolo 5

## ***Modelli idrologici e relazioni petrofisiche come ausilio nella caratterizzazione della Zona Insatura***

I concetti relativi alla descrizione della curva di ritenzione idrica sono ripresi in questo capitolo; dalla teoria di van Genuchten (1980) a quella di Brooks e Corey (1964) è ripercorsa la storia nell'evoluzione delle formulazioni petrofisiche e modelli idrologici attraverso cui ricavare informazioni sulle proprietà idrologiche di suoli e rocce porose. La possibilità di ottenere da misure delle proprietà fisiche i corrispondenti valori delle proprietà idrologiche è stata analizzata attraverso le relazioni di Topp (1980), Archiè (1942), CRIM (Wharton et al., 1980).

### **5.1 Modelli idrologici**

La determinazione e rappresentazione delle proprietà idrologiche della *Zona Insatura* può essere effettuata attraverso l'utilizzo di una serie di modelli in grado di definire l'andamento delle proprietà di un suolo sulla base di alcuni parametri di calibrazione stimati in laboratorio.

I due modelli comunemente utilizzati per predire e descrivere la distribuzione dei fluidi all'interno della *Zona Insatura* sono quello proposto da van Genuchten (1980) e Brooks-Corey (1964).

Si tratta di due modelli ricavati empiricamente ed utilizzati per descrivere le informazioni relative ai rapporti di saturazione - pressione capillare, nella definizione della curva di ritenzione idrica e nell'estrapolazione di ulteriori parametri idrologici.

### 5.1.1 Van Genuchten

Basandosi sulle equazioni proposte da Burdine (1963) e Maulem (1976), van Genuchten propose una equazione analitica flessibile che poneva in relazione la pressione capillare in termini di altezza equivalente ( $h_c$ ) ed il contenuto volumetrico d'acqua ( $\Theta$ ).

$$\Theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha h_c|^2\right)^m} \quad (5.1)$$

dove:

$$m = 1 - n^{-1} \quad (0 < m < 1) \quad (5.2)$$

I parametri  $\theta_s$  e  $\theta_r$  sono riferiti ai valori di saturazione totale e residua (crf. Cap. 3.3).

I parametri  $\alpha$ ,  $m$  ed  $n$  sono parametri empirici (van Genuchten, 1978). Per  $\alpha$  il valore più basso riportato in letteratura è pari a  $0.1m^{-1}$  per suoli ad alto contenuto in argilla mentre per  $n$  il limite superiore è circa 10 per materiali aventi una distribuzione della dimensione dei pori estremamente serrata; generalmente alti valori dei due parametri sono caratteristici di suoli sabbiosi. Il parametro  $m$  variabile da 1 a 2 rispettivamente per il modello di Maulem e di Burdine, può essere scritto in funzione dei parametri  $k_m$  ed  $n$ : La forma particolare dell'equazione consente di derivare delle espressioni analitiche attraverso cui ricavare la conducibilità idraulica  $K_r(h)$ , per sostituzione nelle equazioni proposte da Maulem e Burdine; essa è espressa in termini di contenuto d'acqua (van Genuchten, 1980).

Il modello proposto è dunque basato sulla relazione esistente tra la conducibilità idraulica relativa (velocità di un flusso di acqua nell'attraversare l'unità di superficie di un suolo) e la ritenzione idrica dei suoli (capacità di trattenere acqua per capillarità o adesione).

$$K_r = \Theta^{1/2} \left[ \int_0^\Theta \frac{1}{h(x)} dx / \int_0^1 \frac{1}{h(x)} dx \right]^2 \quad (5.3)$$

dove:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{S - S_r}{1 - S_r} \quad (5.4)$$

$\Theta$  rappresenta il valore in contenuto d'acqua o saturazione tra i livelli di saturazione totale ( $\theta_s$ ,  $S_s = 1$ ) e saturazione residua ( $\theta_r$ ,  $S_r$ ); il parametro  $K_r$  è la conducibilità idraulica relativa.

Dalla relazione precedente van Genuchten ha estrapolato una serie di relazioni utilizzando parametri empirici ed ha espresso la conducibilità idraulica relativa in termini di pressione capillare ( $h_c$ ) come mostrato nell'equazione.

$$K_r(h) = \frac{\left\{ 1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{m/2}} \quad (5.5)$$

dove:

$$\Theta(h) = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \quad (5.6)$$

I parametri  $\theta_r$  e  $\theta_s$  sono ottenuti da misure di laboratorio o stimate per regressione lineare.

I parametri  $\alpha$ ,  $m (=1-n^{-1})$  ed  $n$  rappresentano i sopra citati parametri empirici mentre  $h$  è la pressione capillare nel fluido.

È possibile graficamente ricavare una stima dei parametri  $\alpha$  ed  $n$ ; la procedura è abbastanza semplice e richiede l'individuazione della pendenza della tangente ( $\gamma$ ) alla curva di ritenzione nel punto di flesso  $P$ .

$$\gamma = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \left| \frac{\Delta \theta_{wi}}{\Delta(\log h_i)} \right| \quad (5.7)$$

$\theta_{wi}$  ed  $h_i$  rappresentano i valori di contenuto d'acqua ed altezza sopra la superficie piezometrica relativamente ai due punti per cui la pendenza viene calcolata.

I parametri empirici  $m$  ed  $\alpha$  possono essere ricavati rispettivamente attraverso le equazioni seguenti con l'unica restrizione che  $\alpha$  è calcolato in funzione di  $m$ :

$$\gamma = \ln(10) \frac{m}{1-m} \Theta(1 - \Theta^{1/m}) \quad (5.8)$$

Noto  $m$ ,  $\alpha$  è definito dall'equazione:

$$\alpha = \frac{1}{h} (\Theta^{-1/m} - 1)^{1-m} \quad (5.9)$$

con  $h$  altezza del punto di flesso  $P$  sopra la superficie piezometrica.

Le due precedenti equazioni possono essere semplificate se il punto di flesso è scelto nel punto di mezzo tra saturazione totale e residua ( $\Theta = 1/2$ ):

$$\gamma = \frac{\ln(10)}{2} \frac{m}{1-m} (1 - s^{-1/m}) \quad (5.10)$$

dove:

$$\alpha = \frac{1}{h^*} (2^{1/m} - 1)^{1-m} \quad (5.11)$$

con  $h^*$  pressione capillare nel punto  $P$ .

Nella tabella 5.1 sono riportati i valori caratteristici relativi ai parametri presenti nell'equazione proposta da van Genuchten.

	Tipo	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$m$	$L$	$k_s$
<b>Topsols</b>	Grossolana	0.025	0.403	0.0383	1.3774	0.274	1.25	60
	Media	0.01	0.439	0.0314	1.1804	0.1528	-2.3421	12.06
	Medio-fine	0.01	0.43	0.0083	1.2539	0.2025	-0.5884	2.272
	Fine	0.01	0.52	0.0367	1.1012	0.0919	-1.9772	24.8
	Molto Fine	0.01	0.614	0.0265	1.1033	0.0936	2.5	15
<b>Subsoils</b>	Grossolana	0.025	0.366	0.043	1.5206	0.3424	1.25	70
	Media	0.01	0.392	0.0249	1.1689	0.1445	-0.7437	10.76
	Medio-fine	0.01	0.412	0.0082	1.2179	0.1789	0.5	4
	Fine	0.01	0.481	0.0198	1.0861	0.0793	-3.7124	8.5
	Molto Fine	0.01	0.538	0.0168	1.073	0.068	0.0001	8.235
<b>Organic</b>		0.01	0.766	0.013	1.2039	0.1694	0.4	8

Tabella 5.1 - Parametri caratteristici proposti nell'equazione di van Genuchten



### 5.1.2 Brooks-Corey

Il modello proposto da Brooks e Corey (1964) trova fondamento nella teoria elaborata da Burdine (1953), espressa dalla relazione seguente:

$$K_r = \Theta^2 \left[ \frac{\int_0^\Theta \frac{1}{h^2(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{h^2(x)} dx} \right]^2 \quad (5.12)$$

Il modello descrive le relazioni per mezzi porosi e parzialmente saturi, relative alle proprietà idrologiche, in funzione di parametri quali saturazione, pressione capillare e permeabilità (Eq. 5.13, 5.14). Sulla base della relazione 5.12 Brooks e Corey hanno sviluppato una serie di relazioni costituenti un modello applicabile preferibilmente a suoli aventi una sola dimensione dominante dei pori e dunque caratterizzati da un drenaggio prevalente secondo una singola pressione interstiziale (Timlin et al., 1999).

$$K_r(h) = \left( \frac{P_d}{h} \right)^{2+3\lambda} \quad (5.13)$$

$$\Theta(h) = \left( \frac{P_d}{h} \right)^\lambda \quad (5.14)$$

dove  $P_d$  (“displacement pressure”),  $\lambda$  (“curve fitting parameter”) e  $h$  pressione capillare. Il parametro  $\lambda$  controlla il tasso di riduzione della saturazione in funzione della pressione mentre il valore di  $P_d$  determina lo spostamento del punto iniziale di desaturazione del mezzo, in alto o in basso lungo il profilo di ritenzione (Fig. 5.1 a, b).

I modelli proposti da van Genuchten e Brooks - Corey differiscono nella caratterizzazione della zona di transizione pur coincidendo nei valori di saturazione residua e totale (Fig. 5.1b). È proprio tale settore come descritto in precedenza a rivestire un ruolo fondamentale negli scambi che si verificano all’interno della *Zona*

Insatura tra superficie piezometrica e contaminanti o più genericamente tra la falda in profondità e la porzione di suolo sovrastante.

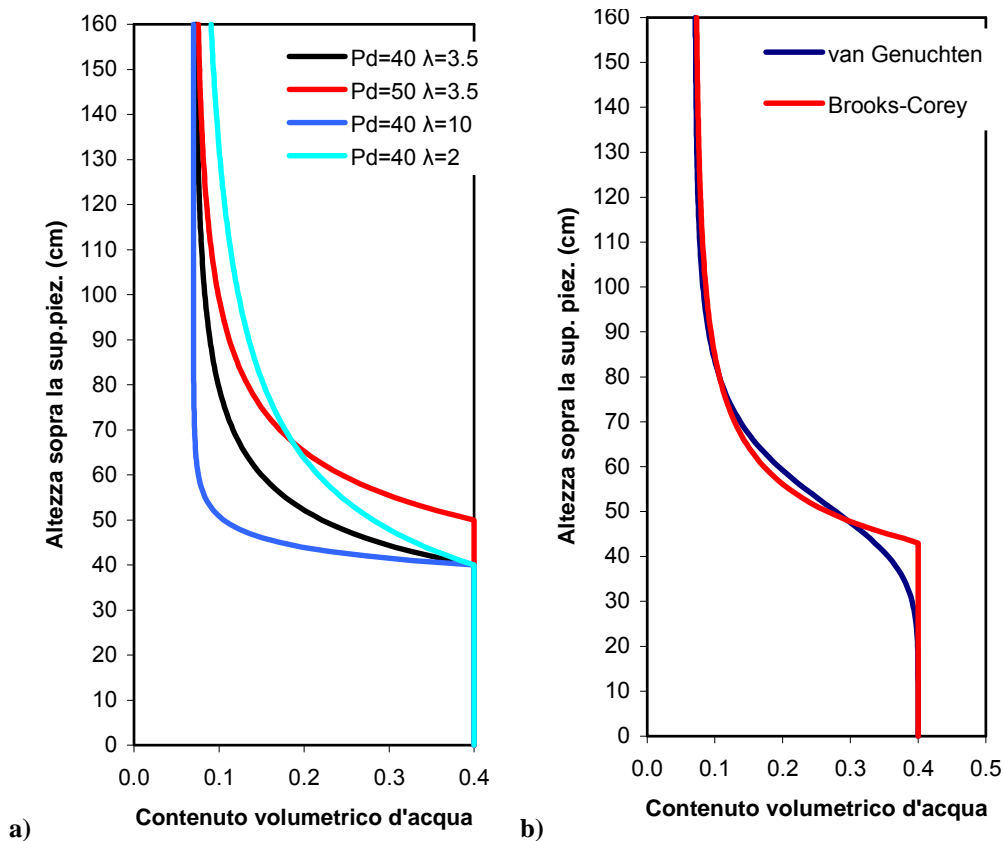


Figura 5.1 - a) Curve relative a differenti valori di pressione di “displacement” e coefficiente  $\lambda$ ; b) Modelli idrologici di van Genuchten e Brooks - Corey a confronto.

## 5.2 “Realazioni Petrofisiche” e “Mixing models”

L’abilità di caratterizzare attraverso relazioni petrofisiche le proprietà idrologiche di un mezzo poroso attraverso la misura e studio di alcuni parametri fisici, rappresenta un valido strumento che negli anni ha trovato larga applicazione nella ricerca in campo petrolifero.

Sebbene molto lavoro sia stato svolto in tale settore di indagine, dunque in condizioni di rocce consolidate sottoposte ad elevate pressioni, non molta strada è stata percorsa relativamente all’applicazione di tali relazioni a condizioni in cui i materiali sono non consolidati ed in condizioni di bassa pressione, come avviene generalmente per i materiali presenti nella così detta “near surface”.

L’applicazione delle metodologie di prospezione radar e TDR è stata supportata da una serie di modelli che hanno consentito di modellizzare le proprietà idrologiche dei differenti tipi di materiale, sulla base delle conoscenze acquisite dalle campagne di

indagine geofisiche. Grazie a questa integrazione, i valori di permittività dielettrica ottenuti da misure *TDR* e *GPR* possono essere utilizzati ad esempio per stimare la distribuzione dell'acqua all'interno dei suoli.

Le relazioni note risultano suddivise in quattro classi principali, come dalla tabella 5.2

Categoria	Metodo	Tipo	Vantaggi	Svantaggi	Riferimento
<b>Proprietà effettive del mezzo</b>	Calcolare le proprietà dielettriche per sostituzioni successive	Bruggeman-Hanai-Sen (BHS)	-Accurata per geometrie note	- Ingombrante da implementare  - Necessita della scelta di un numero di componenti, del materiale iniziale, ordine e forma del materiale di sostituzione	Sen et al., 1981; Ulaby et al., 1986
Categoria	Metodo	Tipo	Vantaggi	Svantaggi	Riferimento
<b>Empirici e semi-empirici</b>	Relazione matematica funzionale tra proprietà dielettriche ed altre proprietà misurabili	Logaritmica, polinomiale	-Facile sviluppare relazioni quantitative  -Consente di inserire materiali complessi nei vari modelli	-Possono non presentare una giustificazione per la relazione;  -Valida solo per dati specifici utilizzati per sviluppare la relazione stessa e può essere non applicabile ad altri <i>data sets</i>	Dobson et al., 1985; Olhoeft and Strangway, 1975; Topp et al., 1980; Wang and Schmugge, 1980
Categoria	Metodo	Tipo	Vantaggi	Svantaggi	Riferimento
<b>Fenomenologici</b>	Relazione il comportamento in funzione della frequenza, al tempo di rilassamento caratteristico	Cole-Cole; Debye	-Non necessità delle proprietà delle componenti o delle relazioni geometriche	-Dipende da parametri specifici di frequenza	Powers, 1997; Ulaby et al., 1986; Wang, 1980
<b>Volumetrici</b>	Relazione le proprietà dielettriche di un mezzo alle proprietà dielettriche di ciascun suo costituente	Complex Refractive Index (CRIM); Media aritmetica; Media armonica; Lichtenenecker-Rother; Time-Propagation (TP)	-Facilità nell'ottenere dati volumetrici	-Non tengono in considerazione la microgeometria dei diversi componenti  -Non considerano le interazioni elettrochimiche tra ciascun componente	Alharthi and Lange, 1987; Birchak et al., 1974; Roth et al., 1990; Wharton et al., 1980; Wobschall, D., 1977.

Tabella 5.2 - Schema riassuntivo delle differenti categorie di modelli idrologici presenti in letteratura.

### 5.2.1 Modelli empirici

Descrivono matematicamente le relazioni esistenti tra proprietà dielettriche ed altre caratteristiche del mezzo, in particolar modo contenuto d'acqua e informazioni sulla tessitura.

#### 5.2.1.1 Equazione di Archiè

Molte formule empiriche sono state ottenute attraverso curve di ritenzione idrica ricavate da misure di laboratorio o dalle proprietà elettriche relative a campioni di roccia o suolo di petrografia nota.

Numerosi studi sono stati condotti al fine di formulare un'equazione petrofisica che ponesse in relazione la conducibilità delle rocce con la sua porosità.

Le basi sono state sviluppate da Sundberg (1932) il quale fu il primo a definire una relazione tra “porosità interconnessa” e “fattore di resistività” ( $R$ ); questo è definito come il rapporto tra la resistività del suolo (o roccia) completamente saturo  $\rho$ , e la resistività dell'acqua  $\rho_w$  ( $\Omega \cdot m$ ). Il lavoro è stato poi ripreso da Archiè (1942) nella sua ormai nota equazione, esprimibile in termini di resistività e conducibilità elettrica ( $\sigma$ ) (in  $mS/m$ ) di un mezzo:

$$\sigma = a \phi^m S_w^n \sigma_w \quad (5.15)$$

$$\rho = a^{-1} \phi^{-m} S_w^{-n} \rho_w \quad (5.16)$$

I parametri  $\sigma_w$  e  $\phi$  sono rispettivamente la conducibilità dell'acqua e la porosità del mezzo. In Keller e Frischknecht (1966) il valore attribuito al parametro  $a$  è definito pari ad 1 per mezzi granulari; Archiè (1942) ha definito  $m$  come variabile tra 1.3 e 2 per sabbie parzialmente consolidate, mentre ulteriori ricerche definiscono lo spettro di variabilità di  $m$  compreso tra 1.4 e 1.6 (Jackson et al., 1978). Per  $n$ , differenti studi hanno definito un valore compreso tra 1.1 (Binley et al., 2002) e 2.5 (Schön, 1996).

L'equazione di Archiè è basata su misure effettuate su arenarie sature, prevedendo la sostituzione del “fattore di resistività” con il fattore di formazione ( $F$ ).

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} = \frac{\sigma_w}{\sigma} = a\phi^{-m} \quad (5.17)$$

Nel caso particolare di un sistema trifase caratterizzato dalla presenza di aria, acqua ed un fluido contaminante, l'equazione di Archiè può essere utilizzata per stimare il grado di saturazione d'acqua del mezzo, a partire dai dati relativi a condizioni di saturazione totale dello stesso. Assumendo che  $a$  e  $m$  siano indipendenti dal grado di saturazione e  $\sigma_w$  del mezzo e che non cambino in modo apprezzabile nel settore interessato dalla contaminazione, si ottiene che il grado di saturazione può essere determinato se  $n$  ed il valore di conducibilità in condizioni di completa saturazione sono noti.

$$\begin{aligned} \frac{\sigma_{nonsat.}}{\sigma_{saturo}} &= \frac{a\phi^m S_w^n \sigma_w}{a\phi^m 1^n \sigma_w} \\ \frac{\sigma_{nonsat.}}{\sigma_{saturo}} &= S_w^n \\ S &= \left( \frac{\sigma_{nonsat.}}{\sigma_{saturo}} \right)^{1/n} \end{aligned} \quad (5.18)$$

### 5.2.1.2 Equazione di Topp

L'equazione proposta da Topp (1980) è basata su misure di laboratorio con il metodo di misura *TDR*, su differenti tipi di suolo naturale e sfere in vetro simulanti differenti granulometrie, per differenti condizioni di saturazione.

Egli notò una variazione sistematica nei valori di “*bulk dielectric constant*” al variare dei valori di saturazione del mezzo. Quella proposta è dunque una relazione polinomiale del terzo ordine su dati ottenuti dalle prove sui quattro differenti campioni di suolo.

$$\theta_w = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \kappa - 5.5 \times 10^{-4} \kappa^2 + 4.3 \times 10^{-6} \kappa^3 \quad (5.19a)$$

$$\kappa = 3.03 + 9.3\theta_w + 146.0\theta_w^2 - 76.7\theta_w^3 \quad (5.19b)$$

Queste equazioni sono state determinate per regressione lineare dei dati provenienti da quattro tipi di suolo a differente contenuto di argilla e grado di saturazione.

Le equazioni 5.19 *a* e 5.19 *b* sono applicabili a gran parte dei suoli presenti in natura e forniscono risultati sul contenuto d'acqua con un errore inferiore all' 1.3%. Esse consentono di rapportare i valori di costante dielettrica ottenuti da misure *TDR* e *GPR*, ai corrispondenti valori di contenuto d'acqua dei suoli analizzati. Le due relazioni non presentano una esatta coincidenza; questo è mostrato chiaramente nel grafico sottostante che mette a confronto le due curve relative (Fig. 5.2). Per valori di costante dielettrica compresa tra 4 e 28 si ottiene una buona coincidenza mentre per valori superiori a 28 si assiste ad una deviazione da tale valore. La conversione devia rapidamente oltre i due limiti minimo e massimo. Il grafico mostra chiaramente come vi sia una non perfetta corrispondenza relativamente alle due relazioni.

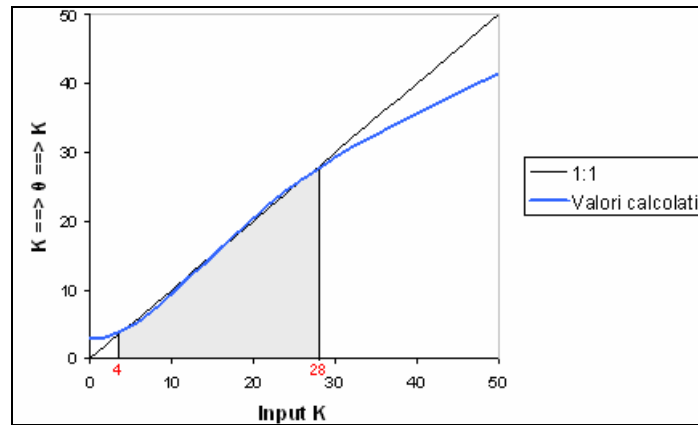


Figura 5.2 -Relazione esistente tra i modelli diretto ed inverso nella determinazione di *k* e  $\theta$ ; si noti come non vi sia corrispondenza per valori di costante dielettrica rispettivamente inferiori a 4 e superiori a 28.

Il “*fitting*” perfetto nell’inversione dei valori di costante dielettrica si ottiene attraverso l’utilizzo dell’equazione proposta successivamente da Topp e Reynolds:

$$\theta_w = 0.115\sqrt{\kappa} - 0.176 \quad (5.20)$$

Il modello proposto da Topp funziona molto bene per frequenze di esercizio attorno a 100 MHz, ma presenta difficoltà per bassi valori di contenuto d'acqua specialmente per suoli con alto contenuto in argilla. Proprio per ovviare a ciò sono state proposte altre relazioni empiriche adatte a condizioni più generali.

Suoli aventi alti contenuti di materia organica presentano solitamente valori più bassi di bulk density; studi hanno dimostrato che l’equazione proposta da Topp in questi casi sottostima il contenuto d'acqua di circa un 30%.

Una delle relazioni proposte è quella di Jacobsen; questa consente di inserire il valore relativo al contenuto in argilla e materia organica nella definizione dei valori di contenuto d'acqua di un mezzo in condizioni naturali ed è espressa dalla equazione seguente:

$$\theta_w = (-3.14 \times 10^{-2}) + (3.45 \times 10^{-2} \kappa_a) - (11.4 \times 10^{-4} \kappa_a^2) + (17.1 \times 10^{-6} \kappa_a^3) - (3.70 \times 10^{-2} \rho_b) + (7.36 \times 10^{-4} \%clay) + (47.7 \times 10^{-4} \%materia \cdot organica) \quad (5.21)$$

### 5.2.1.3 Modelli volumetrici

I modelli volumetrici descrivono le proprietà dielettriche dei suoli sulla base delle relative proporzioni e caratteristiche dielettriche di ciascun costituente. La base di partenza è rappresentata dalla materia solida, vuoti (porosità) e contenuto volumetrico d'acqua.

Alcuni modelli consentono di introdurre variabili come la presenza di materia organica in modo da simulare le condizioni naturali in modo più accurato.

I modelli volumetrici sono solitamente calibrati su misure TDR e non tengono in considerazione la dipendenza dalla frequenza. All'interno di questa classe citiamo:

- Media aritmetica
- Media armonica
- Liechtenecker-Rother
- CRIM
- Time-Propagation

In questo ambito solo gli ultimi due vengono descritti e tra questi il più diffuso e di comprovata utilità è sicuramente il *Complex Refractive Index* (CRIM).

### 5.2.1.4 Complex Refractive Index (CRIM)

È un modello basato su una semplice media volumetrica per la prima volta proposto da Brichak et al. (1974), che permette di calcolare il valore di costante dielettrica del mezzo complessivo secondo la relazione:

$$\kappa_a^\alpha = \sum_i \theta_i \kappa_i^\alpha \quad (5.22)$$

$$\alpha = \frac{1}{2}$$

dove  $\theta_i$  è la frazione di volume,  $\kappa_i$  è la costante dielettrica della componente  $i^{\text{esima}}$  e  $\alpha$  è un parametro di “fitting” semiempirico. Alcuni autori hanno determinato il *range* di variabilità di  $\alpha$  compreso tra -1 e +1, valori corrispondenti rispettivamente a orientazione del campo elettrico perpendicolare e parallela agli strati omogenei di un mezzo. Dobson et al., (1985) hanno aggiunto un quarto termine al modello, rappresentato dall’acqua assorbita dalle particelle di suolo, ottenendo un valore di  $\alpha$  pari a 0.65 relativamente ad alte frequenze ( superiori a 4GHz).

Il *Complex Refractive Index Method* (Wharton et al., 1980) è basato sull’assunzione che il tempo che un’onda elettromagnetica impiega a percorrere un mezzo avente un certo spessore e porosità, è dato dalla somma dei diversi tempi di percorrenza dell’onda stessa attraverso gli spessori delle frazioni volumetriche di matrice solida e fluida presenti nel mezzo.

Nel CRIM il termine  $\kappa^{1/2}$  è approssimativamente uguale all’indice di rifrazione.

La formulazione del CRIM è riportata di seguito (Eq. 5.23).

$$\sqrt{\kappa} = (1 - \phi)\sqrt{\kappa_g} + \theta_w \sqrt{\kappa_w} + (\phi - \theta_w)\sqrt{\kappa_a} \quad (5.23)$$

dove  $\kappa_s, \kappa_w, \kappa_a$  sono rispettivamente, le permittività dielettriche della matrice solida, dell’acqua e della fase immiscibile (aria nel caso generale). Il CRIM considera l’abbondanza relativa di ciascun costituente ma non possiede una relazione specifica tra la struttura dei vuoti e le proprietà dielettriche di rocce e suoli.

### 5.2.1.5 Time-Propagation model (TP)

Rientra nella categoria dei modelli volumetrici e risulta particolarmente utile per materiali geologici.

Esso è basato sulla seguente equazione:

$$\varepsilon_r = \left[ \sum V_i (\varepsilon_{ri})^{0.5} \right]^2 \quad (5.24a)$$



dove  $V_i$  ed  $\varepsilon_{ri}$  sono rispettivamente la frazione di volume e la costante dielettrica del componente  $i$ -esimo (Knoll, 1996). L'equazione precedente è uno specifico caso della più generale equazione di Lichtenecker-Rother (1931):

$$\varepsilon_r = \left[ \sum V_i (\varepsilon_i)^\alpha \right]^{1/\alpha} \quad (5.24b)$$

dove  $\alpha$  è un fattore geometrico che mette in relazione la direzione di stratificazione delle componenti con la direzione del campo elettrico applicato; tale valore è 0.5 da (Knoll, 1996).

I modelli del CRIM e del TP non tengono conto della frequenza per cui i parametri dielettrici sono calcolati; valgono dunque solo nell'intervallo di frequenza per cui la permittività dielettrica può essere considerata indipendente dalla frequenza.

In aggiunta il modello TP non considera gli effetti dovuti all'attenuazione ed alla permeabilità magnetica; da ciò si evince che esso risulta valido per predire la costante dielettrica per materiali definiti *low-loss* (bassa conducibilità:  $\sigma < 10$  mS/m) e non-magnetici ( $\mu_r \approx 1$ ). Un ulteriore svantaggio relativo al gruppo cui questo modello appartiene è quello di non considerare la micro-geometria dei componenti che costituiscono il materiale in esame oltre ad ignorare interazioni elettrochimiche tra gli stessi.

# Capitolo 6

## ***Misure geofisiche in area test simulante una Zona Insatura a regime idrico controllato***

Gli esperimenti condotti in aree test sono generalmente finalizzati all'ottenimento di una riproducibilità delle misure e ad una determinazione dei parametri fisici attraverso tecniche di indagine differenti. Molto spesso la capacità di stimare tali parametri direttamente *in situ*, è funzione di una serie di conoscenze relative ai rapporti che sono alla base di processi e meccanismi che legano le varie grandezze. La realizzazione di un'area test, appositamente concepita per l'esecuzione di misure geofisiche, ha rappresentato nel caso specifico del presente lavoro di tesi, il mezzo per la realizzazione di uno studio idrogeofisico della *Zona Insatura*.

### **6.1 Costruzione dell'area test**

L'area test è situata all'interno dell'azienda agraria dell'Università La Tuscia di Viterbo ed è stata realizzata grazie al contributo e alla collaborazione dei Dip. di Fisica dell'Università Roma Tre, del Dip. di Scienze Ambientali dell'Università La Tuscia ed il Dip. di Scienze della Terra dell'Università Roma La Sapienza, oltre al supporto tecnico della Sensore&Software.

La costruzione dell'area sperimentale è avvenuta nel periodo compreso tra maggio e luglio 2005. Le misure sono state realizzate nei mesi di luglio e agosto.

Le fasi di lavoro per la realizzazione dell'opera vanno dallo sbancamento di un'area di circa 50 m<sup>2</sup> per una profondità pari a circa 1m dal piano campagna, alla copertura dell'intero settore con materiale impermeabile per evitare variazioni del contenuto idrico dell'area. La presenza di un *bedrock* costituito da tufo molto compatto ha limitato la profondità dello scavo e di conseguenza la profondità della "vasca" (Fig. 6.1). La

seconda fase della realizzazione è rappresentata dal posizionamento alla base dello scavo di un sottofondo sabbioso e di un telo in materiale non alterabile in grado di preservare il manto in PVC utilizzato per l'isolamento idrico dell'area (Fig. 6.2 - 6.3). Le fasi conclusive nella costruzione sono rappresentate dal riempimento dell'area con materiale ghiaioso alla base, per uno spessore medio di 0.13 m ed al contempo dal posizionamento sul fondo di un sistema di tubi in PVC di diametro pari a 0.04 m a costituire un impianto idrico (Fig. 6.4 - 6.5).



Figura 6.1 - Fasi realizzative dell'area test; scavo e regolarizzazione delle pareti.



Figura 6.2 - Le pareti dello scavo sono state regolarizzate e alla base è stato posizionato un sottofondo sabbioso per rendere uniforme la base d'appoggio. Sul margine basso di sin si nota il tubo per il deflusso delle acque meteoriche; viene evitato in tal modo il ristagno di acqua all'interno dello scavo.



Figura 6.3 - Il posizionamento del telo in materiale non alterabile per evitare fenomeni di alterazione direttamente al contatto con il terreno.



Figura 6.4 - Posizionamento del telo impermeabile utilizzato per l'isolamento idrico della vasca (in blu) e di uno strato di circa 0.13 m di materiale ghiaioso.

Il sistema viene utilizzato per l'immissione dell'acqua e gestione del contenuto idrico all'interno della vasca; il collegamento con l'esterno è garantito da un tubo verticale mostrato in figura 6.5. L'acqua è stata inserita in modo uniforme nel corpo sabbioso attraverso tre tubi orizzontali forati ( $\phi - 0.40mm$ ) rivestiti con una rete metallica ed un ulteriore strato in TNT, al fine di evitare l'occlusione dei fori da parte delle particelle di sabbia più fini. L'immissione del fluido è avvenuta per gravità per evitare la formazione

di vuoti all'interno del corpo sabbioso ed eventuali variazioni strutturali del materiale in posto.



Figura 6.5 - Posizionamento del sistema idrico; particolare del tubo verticale per l'inserimento dell'acqua dall'esterno mediante serbatoio graduato della capacità di 1000 l e particolare dei tubi orizzontali forati e rivestiti da maglia metallica per il deflusso dell'acqua all'interno del corpo sabbioso.

All'interno della vasca è stato previsto un sistema piezometrico di controllo del livello della falda; questo è costituito da due piezometri posti in due vertici dell'area in grado di rilevare la presenza dell'acqua ad una profondità minima di 0.05 m (Fig. 6.6). La possibilità di effettuare letture del livello della superficie piezometrica in più punti consente di definire la regolarità del fondo della vasca e di conseguenza apportare eventuali ed opportune correzioni ai dati sperimentali. L'aggiunta di materiale sabbioso ha permesso di riempire l'intero volume fino al raggiungimento della quota del piano campagna (Fig.6.7). I materiali di riempimento sono stati collocati all'interno dello scavo manualmente in modo da consentire un loro costipamento naturale ed evitare eventuali danneggiamenti del telo impermeabile.

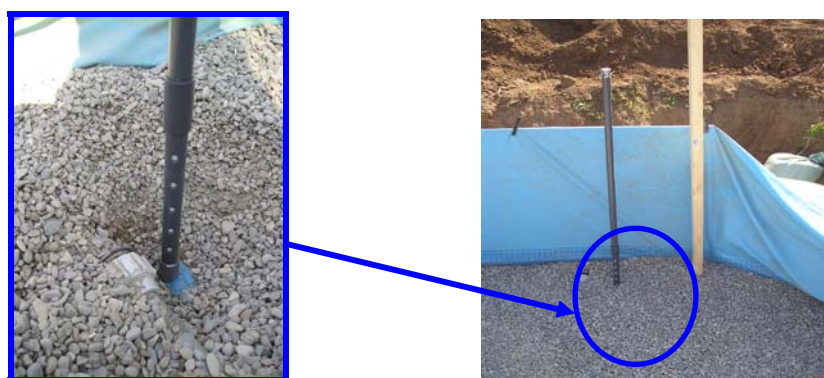


Figura 6.6 - Particolare di uno dei tubi piezometrico posto in un vertice dell'area test. La prima lettura del livello dell'acqua è relativa ad uno spessore minimo di 0.05 m.



Figura 6.7 - Riempimento dell'intero settore con materiale sabbioso fino alla quota del piano campagna.

Le caratteristiche granulometriche della sabbia utilizzata per riempire l'area di scavo sono state determinate in laboratorio attraverso analisi al setaccio e successiva classificazione tessiturale USDA (Tab. 6.1 - 6.2; Fig. 6.8). La sabbia è stata definita come medio-fine. In figura 6.9 è mostrato l'andamento dello spessore dello strato di ghiaia e sabbia in corrispondenza dei picchetti posti ai vertici dell'area test.

Tra la fase di realizzazione dell'opera e quella di esecuzione delle misure l'area test è stata coperta con un telo impermeabile, al fine di mantenere immutato il grado di saturazione naturale all'interno della stessa ed evitare infiltrazioni di acque meteoriche (Fig. 6.10).

Setaccio(mm)	Passante (%)
8	100
6.3	99.6
4	99.4
2	98.2
1	92.3
0.5	76.1
0.25	44
0.125	10.9
0.063	1.2

Tabella 6.1 - Analisi granulometria; è espressa la percentuale di passante al setaccio

Limiti in mm	Classificazione	Granulometria
		1.8%>2mm
2.0-1.0	Sabbia molto grossolana	1mm<5.9%<2mm
1.0-0.5	Sabbia grossolana	0.5mm<16.2%<1
0.5-0.25	Sabbia media	0.25mm<32.1%<0.5mm
0.25-0.1	Sabbia fine	0.125mm<33.1%<0.25mm
0.1-0.05	Sabbia molto fine	0.05mm<9.7%<0.125
		1.2%<0.063mm

Tabella 6.2 - Classificazione tessiturale USDA in termini percentuali di passante al setaccio

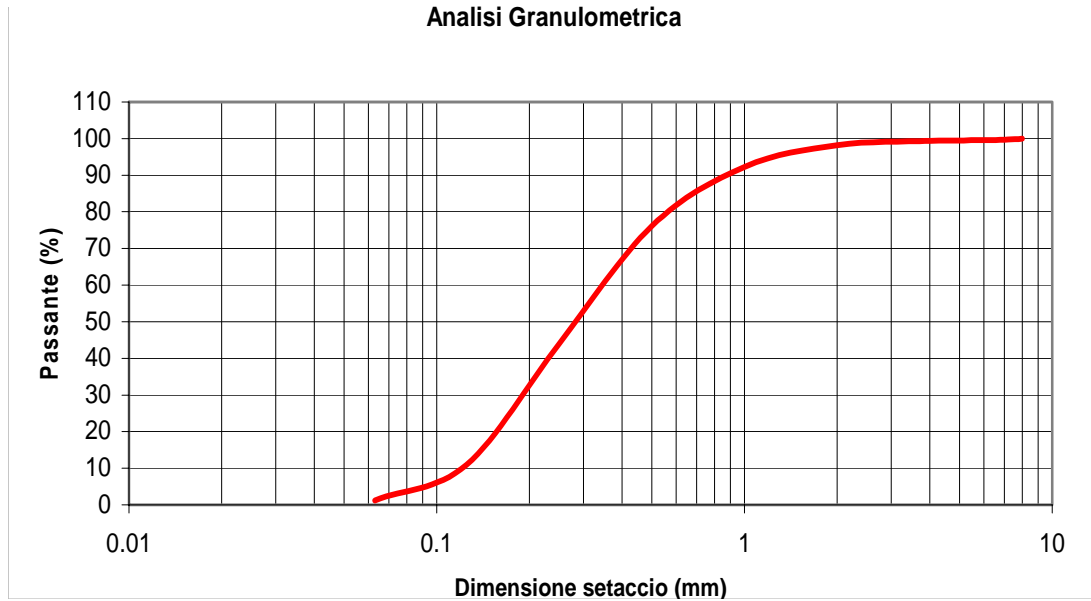


Figura 6.8 - Curva granulometrica

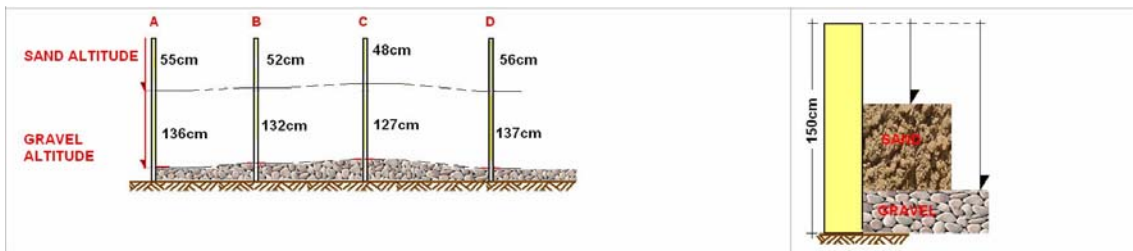


Figura 6.9 - Andamento del livello di ghiaia e sabbia in corrispondenza dei picchetti posti ai vertici dello scavo.



Figura 6.10 - Copertura del settore con materiale impermeabile per evitare infiltrazioni di acqua meteorica e preservare il contenuto idrico del corpo sabbioso.

## 6.2 La campagna di indagine

La campagna di indagine eseguita nell'area test ha offerto la possibilità di applicare ed integrare differenti tecniche di indagine geofisica in un ambiente ideale; il campo sperimentale, costituito da materiale sabbioso e in grado di riprodurre differenti condizioni di saturazione del mezzo, mediante l'aggiunta di volumi controllati d'acqua, è così rappresentativo di una *Zona Insatura* in materiale sabbioso (Bevan et al., 2003, 2006). Nello specifico sono state eseguite delle misure con strumentazione *GPR* (*Ground Penetrating Radar*) e *TDR* (*Time Domain Reflectometry*) in condizioni naturali del mezzo (asciutte = saturazione residua) e per differenti *step* di imbibizione del corpo sabbioso. I volumi d'acqua contenuti all'interno di un serbatoio della capacità massima di 1000 litri, sono stati inseriti per gravità all'interno del corpo sabbioso direttamente da un tubo per l'accesso al sistema idrico posizionato sul fondo dello scavo.

Le misure radar e *TDR* sono state eseguite al termine di ciascuna fase di imbibizione, raggiunte le condizioni di equilibrio statico del livello piezometrico; il monitoraggio del livello della falda e delle sue oscillazioni legate alle varie fasi di inserimento dell'acqua sono state monitorate attraverso piezometri di riferimento ubicati in due vertici del settore di indagine. Lo schema di inserimento controllato dei volumi d'acqua è riportato in tabella come pure l'andamento della superficie piezometrica generata all'interno del corpo sabbioso (Tab. 6.3; Fig. 6.11).

Data/ora Misura piezometrica	Acqua aggiunta (litri)	Nome misura	Posizione sup. Piezometrica (cm) (distanza dal piano campagna)
14-9-1005	/	DRY	/
15/09/2005	1000	W1	81
	1000	W2	68
	1000	W3	54
16/09/2005	1000	W4	42
	500	W5	37
17/09/2005	500	W6	35
19/09/2005	/	/	/
22/09/2005	1000	W7	22.5
23/09/2005	/	/	/
24/09/2005	/	W7h	23.5

Tabella 6.3 - Schema relativo agli *step* di imbibizione e relativa misura *GPR* - *TDR* con posizione della superficie piezometrica.



Gli *step* di imbibizione sono 7 per un totale di 6000 l d'acqua aggiunti; la posizione della superficie piezometrica è stata fatta variare da un livello minimo di 0.81 m dal piano campagna a 0.225 m. La scelta di non proseguire in ulteriori aggiunte d'acqua è legata all'individuazione in superficie di settori completamente saturi; con buona probabilità si tratta dell'effetto della risalita capillare.

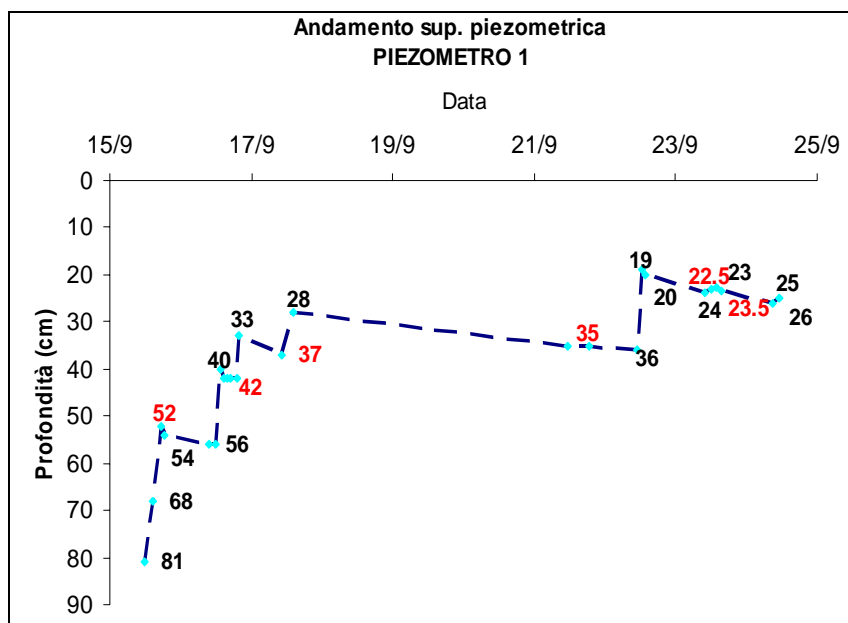


Figura 6.11 - Andamento del livello piezometrico misurato ai piezometri di riferimento in funzione dell'aggiunta di volumi d'acqua all'interno del corpo sabbioso

### 6.3 Misure TDR

La serie di misure *TDR* è stata acquisita per mezzo di una sonda multilivello ubicata in un vertice dell'area test in prossimità di uno dei piezometri utilizzati per il monitoraggio della superficie piezometrica (Fig. 6.12).

La sonda, costruita all'interno del laboratorio dell'Università Roma Tre, e posta ad una profondità di interro di 0.08 m dalla superficie, consta di una struttura in plexiglas con 11 sensori di misura verticali distanziati 0.04 m l'uno dall'altro (Fig. 6.13). Le profondità di interro del primo e ultimo sensore orizzontale sono di 0.08 m e di 0.56 m rispettivamente, consentendo la copertura di una porzione di suolo pari a 0.48 m.



Figura 6.12 - Area di indagine e particolare relativo all'ubicazione della sonda multilivello; sono indicate le posizioni dei piezometri per il monitoraggio delle variazioni della superficie piezometrica.

La sonda multilivello ha permesso di acquisire dati relativi alle proprietà dielettriche del mezzo per un totale di 11 differenti livelli all'interno del corpo sabbioso e relativamente alle 8 condizioni di saturazione dello stesso (da DRY a W7h) secondo lo schema di tabella 6.3 visto in precedenza. La misura agli 11 sensori ha permesso di individuare per ciascun livello della tavola d'acqua l'influenza esercitata dalla presenza del fluido sulle proprietà dielettriche del mezzo, permettendo di discriminare per ciascuna distinta fase e relativamente alla porzione di suolo investigata, la posizione della superficie piezometrica, e i settori caratteristici assimilabili alla curva di ritenzione idrica ottenibile.

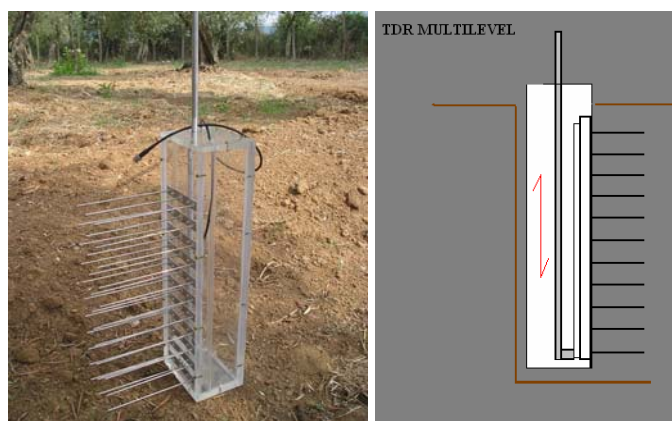


Figura 6.13 - Sonda multilivello in plexiglass e sua schematizzazione. L'asta verticale è in grado di muoversi in basso e in alto in modo da interessare uno alla volta i sensori posti ad una interdistanza di 0.04 m l'uno dall'altro. Per ciascun set vengono misurati 11 valori di costante dielettrica all'interno del corpo sabbioso.

Le misure *TDR* sono riferite agli *step* di imbibizione DRY e  $w_3 \div w_7h$ ; sono state tralasciate le misure dei livelli  $w_1$  e  $w_2$ , poiché per questi non sono stati riscontrati effetti legati alla variazione del contenuto d'acqua, sui valori di costante dielettrica misurati (Tab. 6.4). L'andamento delle curve di variazione della costante dielettrica ( $k$ ) in funzione della profondità del sensore di misura ( $h$ ) della sonda multilivello, relativamente a ciascuna distinta fase di imbibizione del corpo sabbioso, è riportato nei grafici di figura 6.14 (a-g).

Profondità sensore (cm)	DRY	K	Profondità sensore (cm)	WATER3	K	Profondità sensore (cm)	WATER4	K
8	MLDR01	5.39	8	MLW301	5.39	8	MLW401	5.32
12	MLDR02	5.17	12	MLW302	5.32	12	MLW402	5.25
16	MLDR03	5.39	16	MLW303	5.47	16	MLW403	5.03
20	MLDR04	5.10	20	MLW304	4.96	20	MLW404	4.27
24	MLDR05	4.89	24	MLW305	4.68	24	MLW405	3.58
28	MLDR06	4.96	28	MLW306	4.68	28	MLW406	4.21
32	MLDR07	4.47	32	MLW307	4.54	32	MLW407	7.31
36	MLDR08	4.41	36	MLW308	4.21	36	MLW408	14.33
40	MLDR09	4.41	40	MLW309	4.21	40	MLW409	22.31
44	MLDR10	4.41	44	MLW310	6.48	44	MLW410	22.77
48	MLDR11	4.61	48	MLW311	14.21	48	MLW411	23.38
Profondità sensore (cm)	WATER5	K	Profondità sensore (cm)	WATER6	K	Profondità sensore (cm)	WATER7	K
8	MLW501	5.17	8	MLW601	5.54	8	MLW701	8.94
12	MLW502	5.10	12	MLW502	5.54	12	MLW702	8.85
16	MLW503	5.25	16	MLW503	4.82	16	MLW703	14.33
20	MLW504	4.08	20	MLW504	5.25	20	MLW704	24.47
24	MLW505	4.02	24	MLW505	11.91	24	MLW705	22.61
28	MLW506	8.56	28	MLW506	18.58	28	MLW706	19.83
32	MLW507	15.06	32	MLW507	22.01	32	MLW707	20.55
36	MLW508	23.84	36	MLW508	23.53	36	MLW708	22.61
40	MLW509	22.31	40	MLW509	21.86	40	MLW709	21.86
44	MLW510	21.57	44	MLW510	21.57	44	MLW710	21.27
48	MLW511	22.46	48	MLW511	22.31	48	MLW711	22.31
Profondità sensore (cm)	WATER7h	K						
8	MLW701H	8.56						
12	MLW702H	8.56						
16	MLW703H	13.26						
20	MLW704H	23.68						
24	MLW705H	22.31						
28	MLW706H	19.55						
32	MLW707H	20.40						
36	MLW708H	22.46						
40	MLW709H	21.72						
44	MLW710H	21.27						
48	MLW711H	22.01						

Tabella 6.4 - Valori di costante dielettrica misurati dalla sonda multilivello (ML) al livello degli 11 sensori e per ciascuno *step* di saturazione (dry -  $w_3$  -  $w_4$  -  $w_5$  -  $w_6$  -  $w_7$  -  $w_7h$ ).

L'andamento delle curve  $h-k$  mostra chiaramente la sensibilità della misura alle variazioni del contenuto d'acqua all'interno della vasca. Dalle condizioni definite DRY allo *step* di massima saturazione in W7 e W7h i valori di costante dielettrica misurati passano da 4.5-5 a circa 25. L'andamento di ciascun profilo denota il livello della superficie piezometrica con un repentino salto nei valori di costante dielettrica verso valori maggiori. La minima differenza riscontrata nei valori del livello piezometrico relativo agli *step* di misura W7 e W7h denota come vi sia un effetto di distribuzione dell'acqua all'interno del corpo sabbioso per effetto del raggiungimento dell'equilibrio idrico della superficie piezometrica.

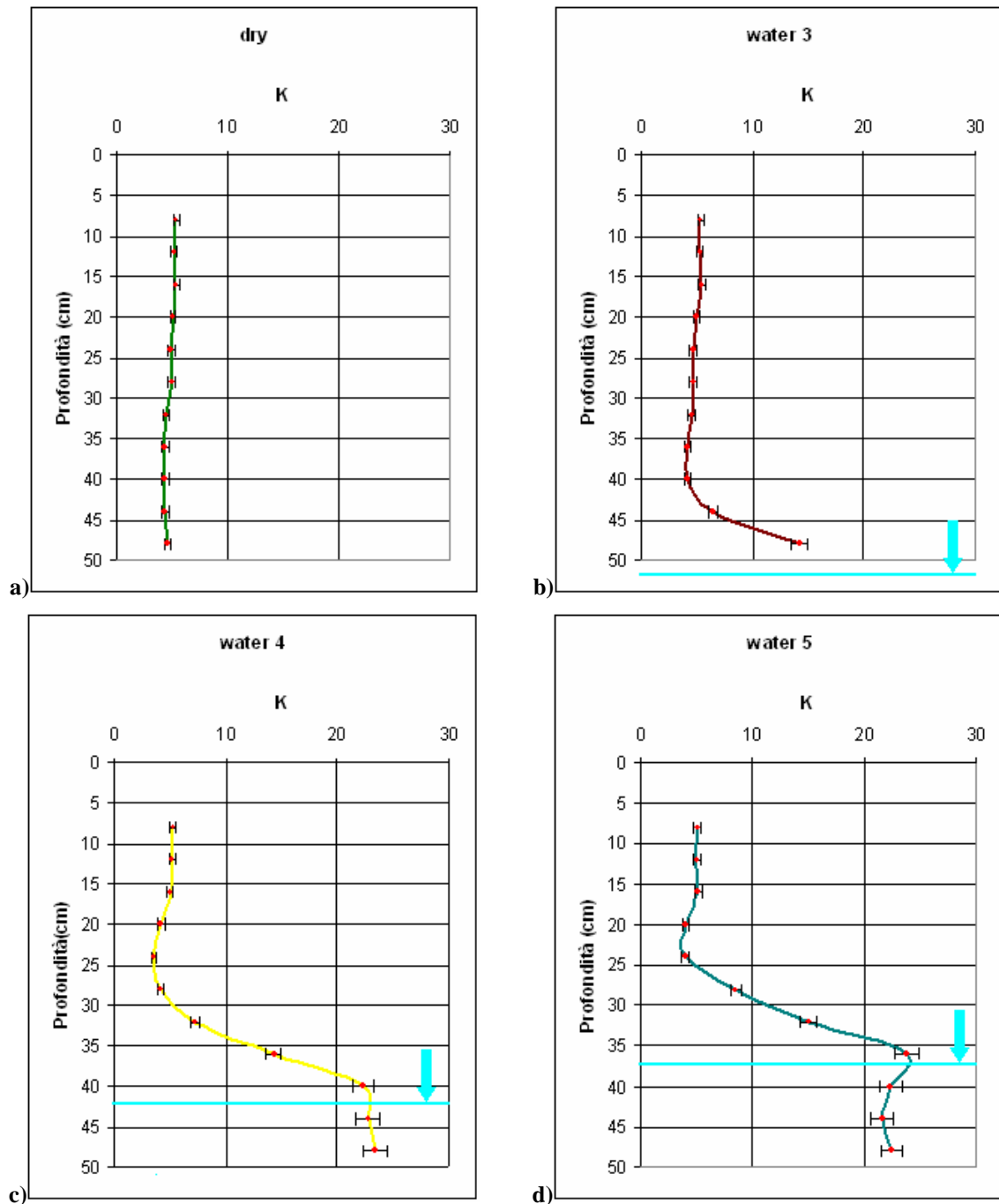


Figura 6.14 - (continua) Curve TDR sperimentali.

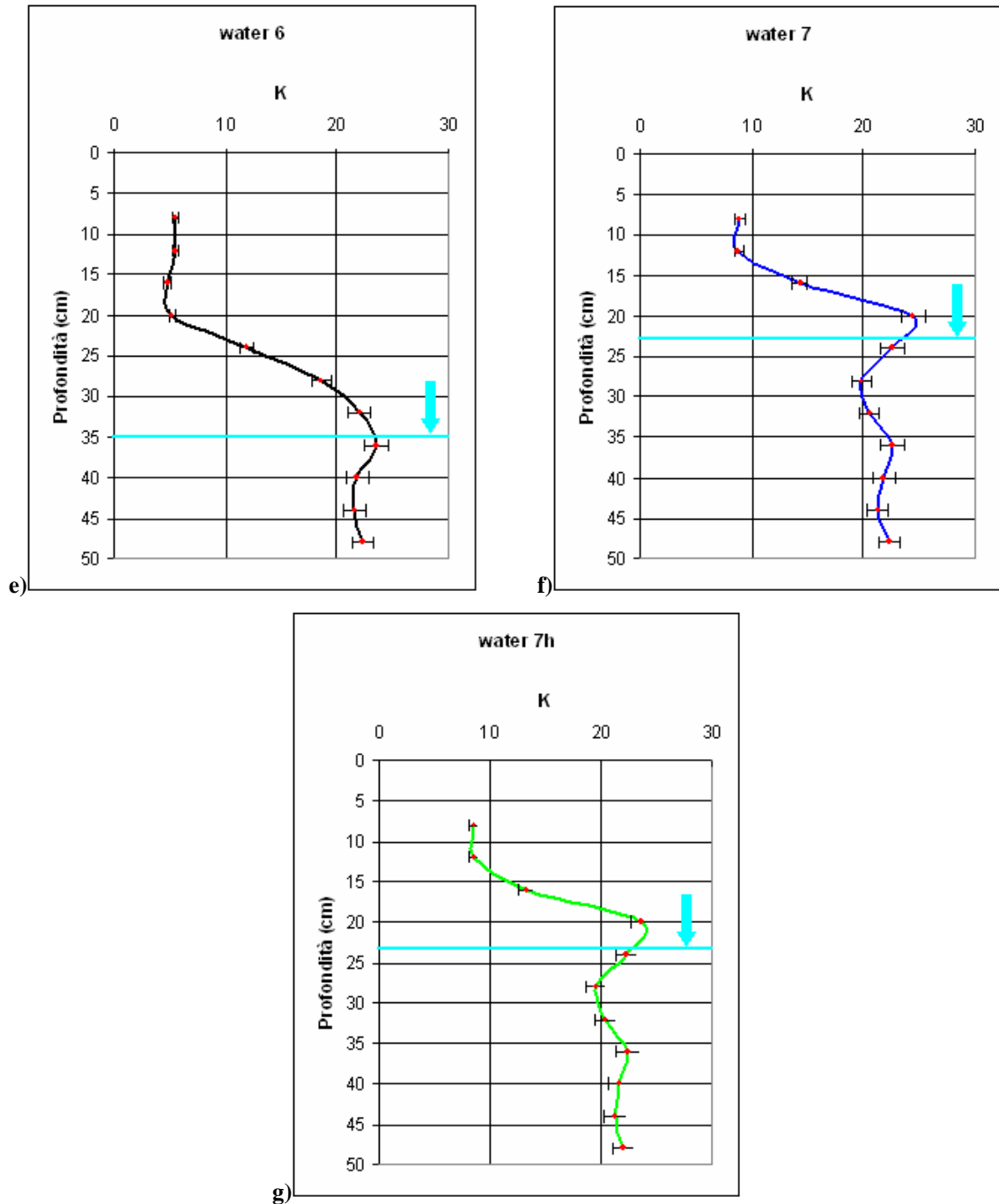


Figura 6.14 - (a -g) Curve TDR sperimentali. L'andamento della costante dielettrica ( $k$ ) è espresso in funzione della profondità del rispettivo sensore di misura della sonda multilivello. Sono raffigurate le condizioni comprese tra gli step di imbibizione dry, w3 fino a w7h.

### 6.3.1 Analisi dati

Alcuni dei modelli descritti in precedenza (crf. Cap. 5) sono stati utilizzati per stimare i parametri idrologici di interesse. In particolare sulla base dei "Mixing Models" e delle relazioni petrofisiche sono stati estrapolati i relativi contenuti d'acqua, saturazione residua e totale, per la definizione della curva di ritenzione idrica e modellizzazione

della *Zona Insatura* simulata. Sono state utilizzate le relazioni di Topp, Topp e Reynolds, le equazioni di Jacobsen e CRIM per la determinazione dei valori di contenuto d'acqua (equazioni 5.19 a; 5.20; 5.21; 5.23). Il primo passo nella procedura di analisi eseguita è relativo alla determinazione della curva di ritenzione idrica caratteristica per materiali sabbiosi a differente granulometria, calcolata con un modello teorico. I parametri utilizzati, valori di saturazione residua e totale ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ) e relativi indici di calibrazione geometrica ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) presenti in database di letteratura, sono riportati in tabella 6.5.

Ghiaia				Sabbia grossolana			
$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$\beta$	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$\beta$
0.28	0.005	0.0493	2.19	0.375	0.03	0.0294	3.281
Sabbia media				Sabbia fine			
$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$\beta$	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$\beta$
0.36	0.053	0.03524	3.177	0.38	0.0361	0.0251	3.55

Tabella 6.5 - Valori di letteratura per i parametri di saturazione totale e residua ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ) relativi a sabbia media, fine, grossolana e a materiale ghiaioso; i parametri  $\alpha$  e  $\beta$  sono indici di calibrazione geometrica.

Attraverso il modello proposto da van Genuchten (1978) sono state calcolate le curve di ritenzione per ciascun modello granulometrico (Fig. 6.15):

- Sabbia Fine - porosità  $\phi = 0.38$
- Sabbia Media - porosità  $\phi = 0.36$
- Sabbia Grossolana  $\phi = 0.375$
- Ghiaia  $\phi = 0.28$

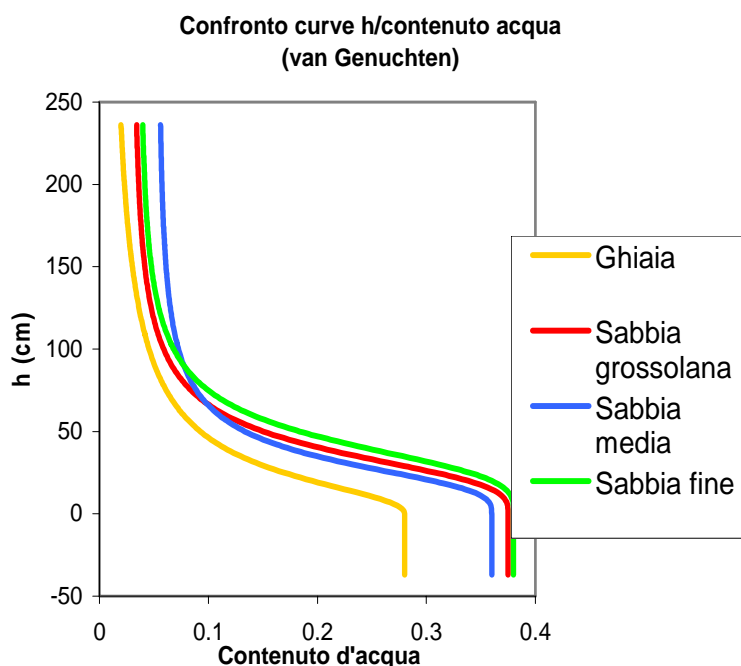


Figura 6.15 - Curve di ritenzione

fornite dal modello di van Genuchten per sabbia a differente porosità e ghiaia.

Le curve mostrano chiaramente come vi sia una differenza nella distribuzione dei fluidi di saturazione all'interno del mezzo, funzione della differente porosità e delle diverse condizioni di saturazione residua e totale di partenza.

Al fine di ottenere una curva  $h-k$  da ciascun modello teorico, da poter confrontare con la curva sperimentale ottenuta dalle misure  $TDR$  per diverse condizioni di imbibizione del mezzo, i valori di contenuto d'acqua sono stati trasformati nei corrispondenti valori di costante dielettrica, attraverso l'ausilio delle relazioni e dei modelli petrofisici (Topp, CRIM) (Fig. 6.16).

Questa operazione ha consentito di stabilire lo spettro di variabilità dei parametri citati. I modelli teorici di figura 6.16 sono relativi a condizioni di drenaggio del mezzo cui fanno riferimento. Il confronto con la curva sperimentale ottenuta dalle misure nell'area test presenterà dunque una differenza nell'andamento, dovuta principalmente a tale aspetto. L'impossibilità di effettuare delle misure in condizioni di drenaggio, giustifica l'analisi riportata nel capitolo 7, avvenuta attraverso una modellizzazione dei due processi sopra citati.

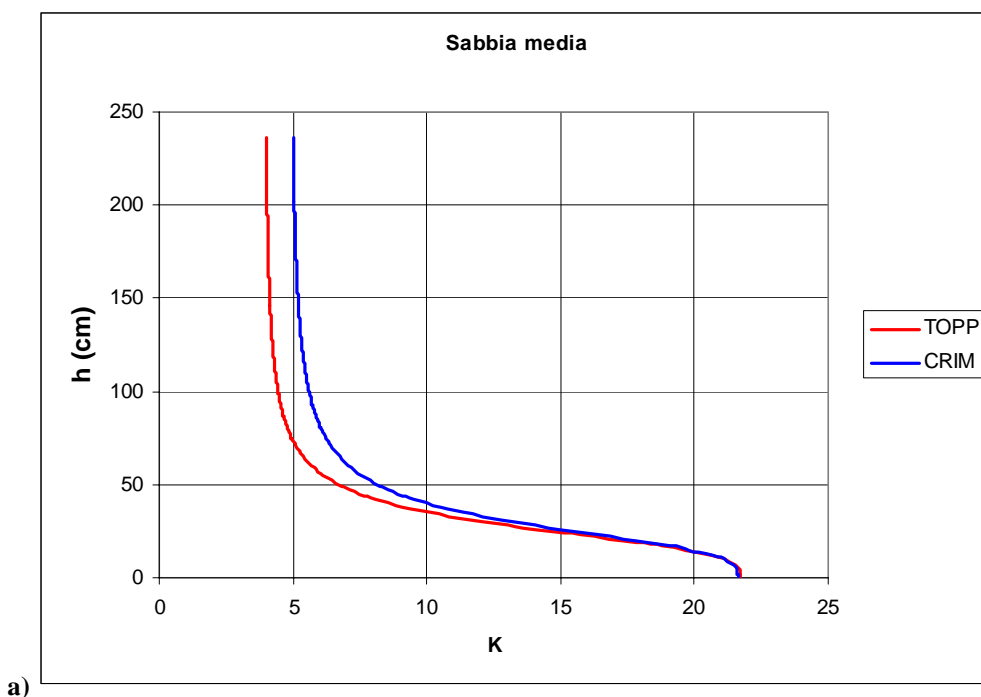


Figura 6.16 - (continua) Curve  $h - k$  per materiale sabbioso a differente granulometria

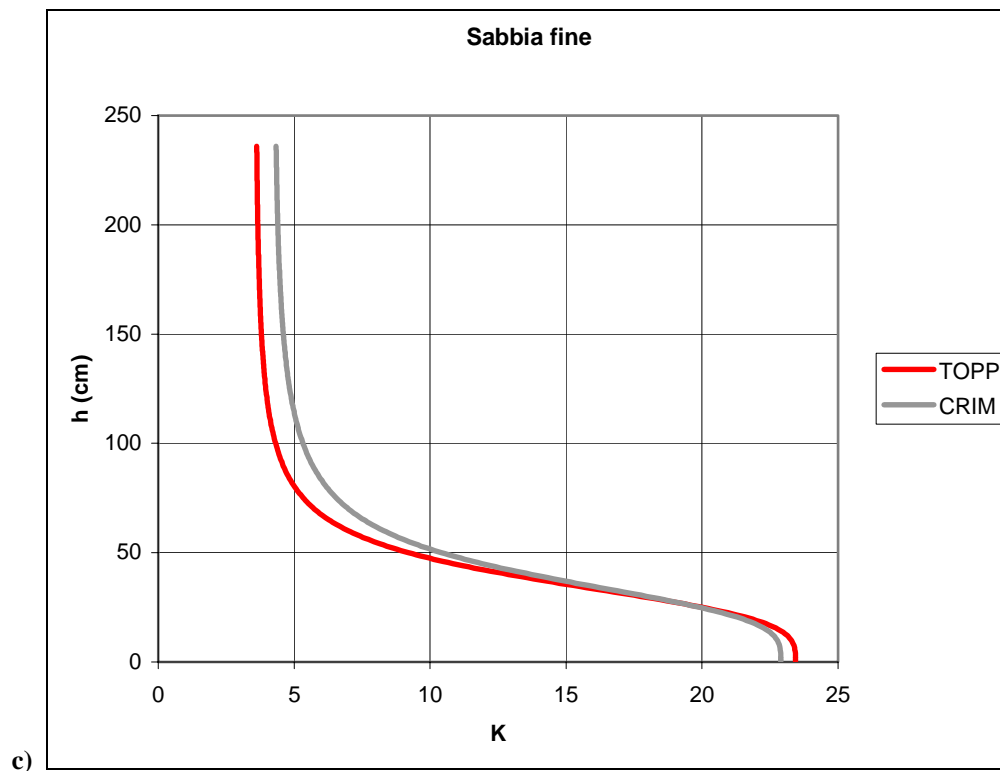
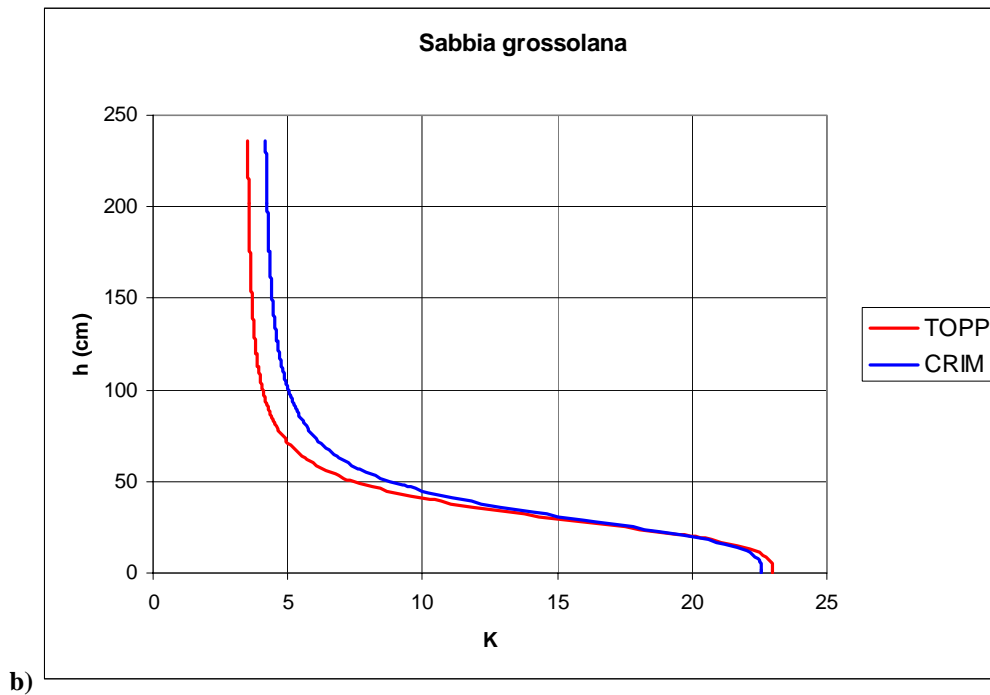


Figura 6.16 - (continua) Curve  $h - k$  per materiale sabbioso a differente granulometria



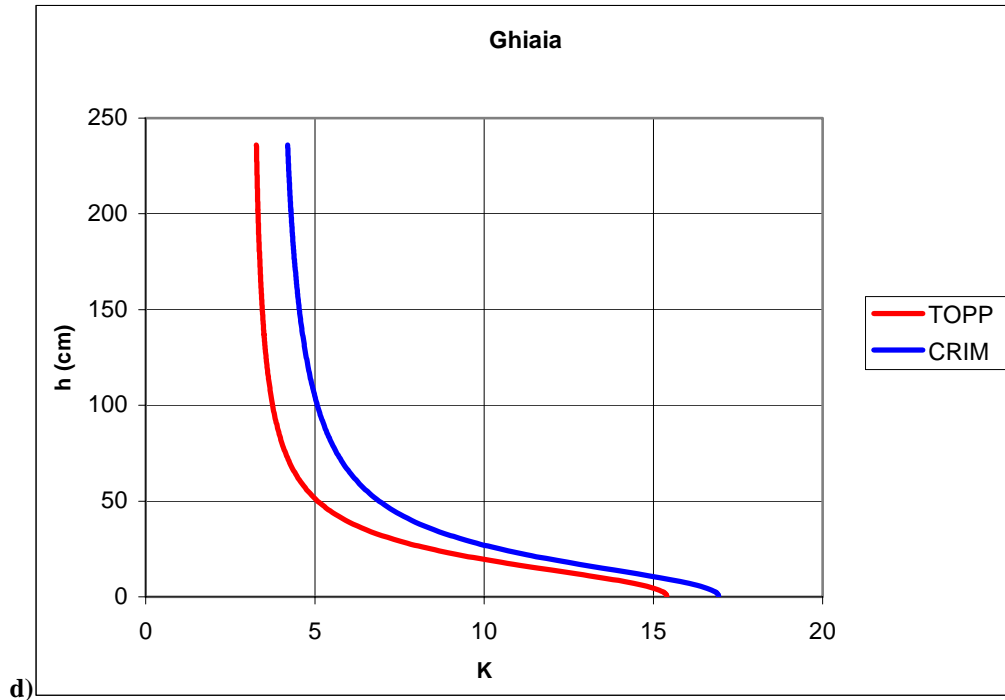


Figura 6.16 - (a - d) - Curve  $h - k$  per un litotipo sabbioso a differenti granulometrie; per confronto è riportato l'andamento delle curve per una ghiaia. I modelli utilizzati nella costruzione delle curve sono quello relativo all'equazione di Topp ed al CRIM.

Stabilito lo spettro di variabilità dei valori di costante dielettrica per i 4 differenti modelli (sabbia fine, media, grossolana e ghiaia), attraverso l'analisi appena eseguita basata sull'utilizzo delle relazioni e dei modelli petrofisici, vengono di seguito definite le caratteristiche della curva di ritenzione ottenuta dai dati sperimentali nell'area test.

L'operazione richiede una rappresentazione simultanea dei valori di costante dielettrica in funzione del livello piezometrico dinamico, per ciascuno *step* di imbibizione secondo lo schema di figura 6.17. Si tratta di una curva costruita in modo dinamico e riferita a valori piezometrici statici secondo la seguente relazione:

$$\begin{aligned} h_i &= Z_{wt}(A) - z_i \\ h_i &= Z_{wt}(B) - z_i \end{aligned} \quad (6.1)$$

con  $h_i$  posizione della sonda di misura rispetto alla superficie piezometrica,  $z_i$  posizione della sonda di misura rispetto alla superficie e  $Z_{wt}$  posizione della superficie piezometrica;  $A$  e  $B$  rappresentano due distinte fasi relative alla posizione della superficie piezometrica, assimilabili a differenti scenari di saturazione.

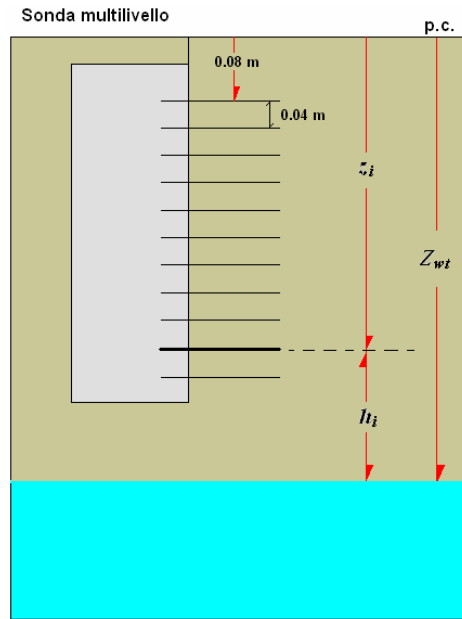


Figura 6.17 - Schema per la costruzione della curva di ritenzione dinamica; ciascuna lettura ai sensori della sonda multilivello è riferita alla posizione della superficie piezometrica variabile per ciascuna fase di imbibizione.

La formulazione alla base della costruzione della curva dinamica riferita ai valori di costante dielettrica (Fig. 6.18; Tab. 6.6), consente di definire per ciascun valore della costante dielettrica misurato dalla sonda multilivello e riferito ad un preciso livello della superficie piezometrica, la posizione relativa dei punti di misura rispetto alle variazioni del livello della tavola d'acqua.

**Dati sperimentali**

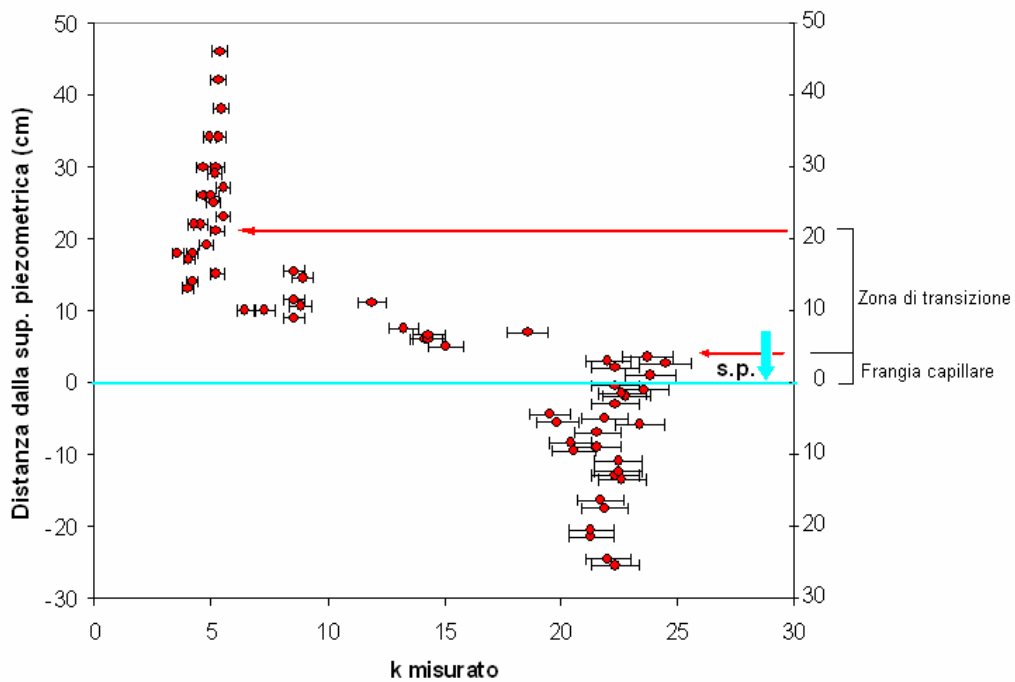


Figura 6.18 - Curva sperimentale h - k (costante dielettrica) con riferimento alla posizione dinamica della superficie piezometrica. È indicata l'estensione di frangia capillare e zona di transizione.

Sulla base della curva ricostruita è possibile definire l'estensione dei settori relativi alla zona di transizione e frangia capillare. La frangia capillare ha un'estensione di circa 0.04 m mentre la zona di transizione ha uno sviluppo verticale di 0.16 - 0.18 m.

water 3					water 5				
$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$	$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$
8	54	46	5.391783	0.319798	8	37	29	5.172479	0.309764
12	54	42	5.318176	0.316437	12	37	25	5.10039	0.306451
16	54	38	5.465896	0.323175	16	37	21	5.245075	0.313093
20	54	34	4.957729	0.299875	20	37	17	4.079755	0.258701
24	54	30	4.678477	0.286915	24	37	13	4.01576	0.255647
28	54	26	4.678477	0.286915	28	37	9	8.563717	0.459478
32	54	22	4.541886	0.280533	32	37	5	15.05935	0.727492
36	54	18	4.209263	0.264858	36	37	1	23.83985	1.071463
40	54	14	4.209263	0.264858	40	37	-3	22.31206	1.012586
44	54	10	6.475401	0.368547	44	37	-7	21.56713	0.983753
48	54	6	14.20769	0.693229	48	37	-11	22.46256	1.018401
water 4					water 6				
$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$	$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$
8	42	34	5.318176	0.316437	8	35	27	5.540515	0.326569
12	42	30	5.245075	0.313093	12	35	23	5.540515	0.326569
16	42	26	5.028806	0.303155	16	35	19	4.817091	0.293363
20	42	22	4.274776	0.267961	20	35	15	5.245075	0.313093
24	42	18	3.581959	0.23472	24	35	11	11.91094	0.599693
28	42	14	4.209263	0.264858	28	35	7	18.57656	0.867062
32	42	10	7.31012	0.405305	32	35	3	22.01257	1.001004
36	42	6	14.32784	0.698075	36	35	-1	23.53024	1.059558
40	42	2	22.31206	1.012586	40	35	-5	21.86358	0.995238
44	42	-2	22.76508	1.03008	44	35	-9	21.56713	0.983753
48	42	-6	23.3762	1.05363	48	35	-13	22.31206	1.012586
water 7					water7h				
$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$	$z_i$	$Z_{wt}$	$h_i$	$k$	$\sigma$
8	22.5	14.5	8.9401	0.475537	8	23.5	15.5	8.563717	0.459478
12	22.5	10.5	8.845245	0.471498	12	23.5	11.5	8.563717	0.459478
16	22.5	6.5	14.32784	0.698075	16	23.5	7.5	13.26471	0.65504
20	22.5	2.5	24.46513	1.095466	20	23.5	3.5	23.68479	1.065503
24	22.5	-1.5	22.61357	1.024232	24	23.5	-0.5	22.31206	1.012586
28	22.5	-5.5	19.83091	0.9162	28	23.5	-4.5	19.54863	0.905168
32	22.5	-9.5	20.54549	0.944065	32	23.5	-8.5	20.40156	0.938459
36	22.5	-13.5	22.61357	1.024232	36	23.5	-12.5	22.46256	1.018401
40	22.5	-17.5	21.86358	0.995238	40	23.5	-16.5	21.7151	0.989487
44	22.5	-21.5	21.2727	0.972333	44	23.5	-20.5	21.2727	0.972333
48	22.5	-25.5	22.31206	1.012586	48	23.5	-24.5	22.01257	1.001004

Tabella 6.6 - Tabella dei valori utilizzati per la costruzione della curva h -k; è indicata la posizione del sensore rispetto alla superficie piez. ( $h_i$ ), quella rispetto al piano campagna ( $z_i$ ) e della superficie piezometrica ( $Z_{wt}$ ) rispetto al piano campagna.

### 6.3.1.1 Determinazione del valore di porosità

La determinazione della porosità di un suolo ( $\phi$ ), attraverso prove di laboratorio o per mezzo di modelli petrofisici applicati a dati geofisici sperimentali, rappresenta un elemento essenziale in uno studio in cui siano richieste le caratteristiche idrologiche di un mezzo.

Il valore di saturazione caratteristico del corpo sabbioso dell'area test è stato definito sulla base di un approccio matematico descritto dall'equazione fondamentale del *Complex Refractive Index Method* (CRIM) e dal modello proposto da Feng e Sen (1984).

#### a) CRIM

Il concetto è quello di estrapolare il valore di porosità per condizioni di saturazione totale del corpo sabbioso, dunque considerando esclusivamente i valori di costante dielettrica riferiti ai sensori della sonda *TDR* ubicati sotto la superficie piezometrica. La formulazione del CRIM, vista nella 5.23 è stata adattata alla situazione specifica e riproposta nella 6.2, nella quale i valori dei parametri  $\kappa_w = 80$ ,  $\kappa_g = 5$ ,  $\kappa_{sat} = 21.84$ , rappresentano rispettivamente la costante dielettrica dell'acqua, dei granuli di roccia (sabbia) e del mezzo sabbioso in condizioni di saturazione totale. Il valore di  $\kappa_{sat}$  preso in considerazione è una media dei valori forniti da ciascun set di misure *TDR* e relativo ai punti di misura ubicati sotto la superficie piezometrica; la fluttuazione dei valori di tali punti attorno al valore medio è spiegabile per via di un fenomeno di organizzazione interna della struttura del corpo sabbioso indagato. Una analisi statistica è stata inoltre effettuata sui valori di costante dielettrica al fine di valutare l'errore attribuibile al valore medio di  $\kappa_{sat}$  e la propagazione dello stesso nella determinazione della porosità (Fig. 6.19). Sulla base delle equazioni seguenti è stato definito il valore di porosità in funzione delle differenti specie presenti nel mezzo analizzato.

$$\kappa_{sat}^{1/2} = (1 - \phi)\kappa_g^{1/2} + \phi\kappa_w^{1/2} \quad (6.2)$$

$$\left[ \kappa_{sat}^{1/2} - \kappa_g^{1/2} \right] = \phi \left[ \kappa_w^{1/2} - \kappa_g^{1/2} \right] \quad (6.3)$$

$$\phi = \frac{\kappa_{sat}^{1/2} - \kappa_g^{1/2}}{\kappa_w^{1/2} - \kappa_g^{1/2}} \quad (6.4)$$

$$\phi = 0.363 \pm 0.016$$

Il valore di porosità così ottenuto sarà utilizzato per convertire i valori di costante dielettrica relativi alle misure *TDR* e *GPR* nei rispettivi contenuti d'acqua.

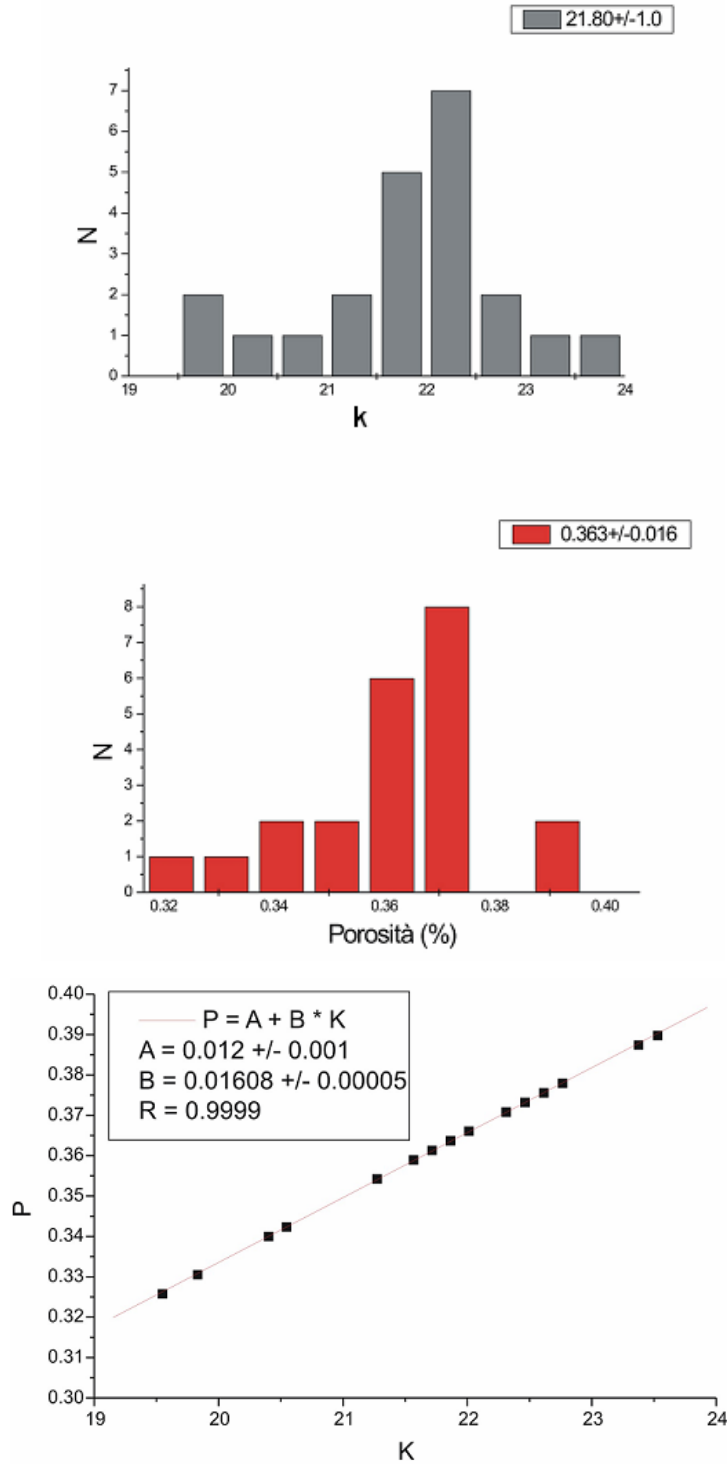


Figura 6.19 - a) Distribuzione statistica dei valori di costante dielettrica (k) e porosità relativi ai dati sperimentali riferiti ai punti sotto la superficie piezometrica; b) Relazione teorica tra dati dielettrici e di porosità calcolata sui punti sperimentali.

**b) Feng e Sen**

$$\phi = \left( \frac{k_w}{k_{sat}} \right)^{1/3} \times \left( \frac{k_g - k_{sat}}{k_g - k_w} \right) \quad (6.5)$$

$$= \left( \frac{80}{21.84} \right)^{1/3} \times \left( \frac{5 - 21.84}{5 - 80} \right) \quad (6.6)$$

$$\phi = 0.346 \quad (6.7)$$

I due modelli mostrano una differenza nei valori di porosità in grado di fornire curve di saturazione differenti e di conseguenza valutazioni differenti della stratificazione idrica verticale del corpo sabbioso.

La determinazione della curva di ritenzione per la sabbia dell'area test è stata costruita attraverso le suddette equazioni (Topp, CRIM, Jacobsen, Topp-Reynolds). I dati ottenuti dai modelli presentano una buona corrispondenza specie nella definizione del valore di saturazione residua (Fig. 6.20).

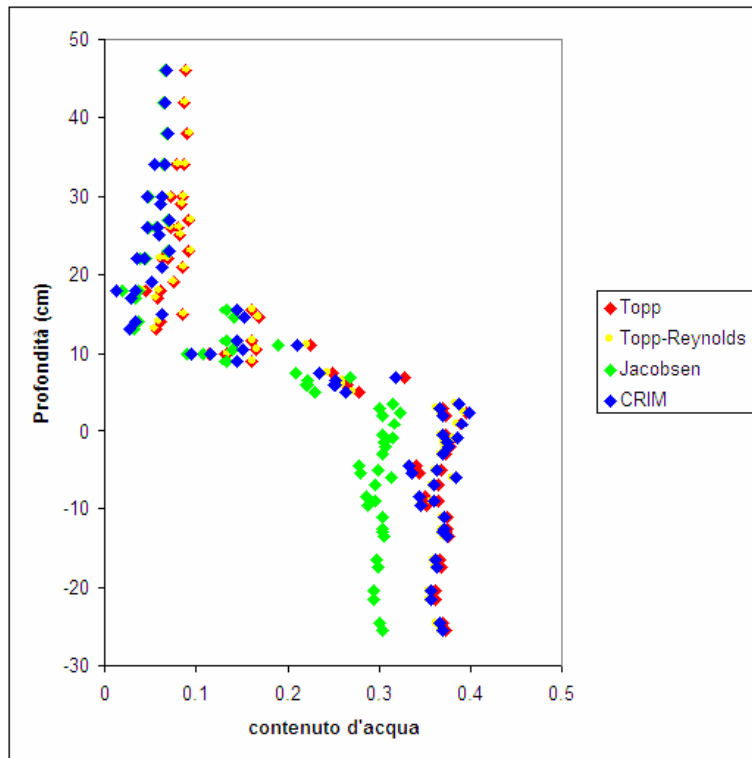


Figura 6.20 - Andamento della curva di ritenzione ottenuta per differenti relazioni petrofisiche (Topp, CRIM, Jacobsen, Topp - Reynolds)

La curva relativa all'equazione di Jacobsen (eq. 5.21) presenta una netta differenza nei valori di saturazione totale mentre mostra una buona concordanza nei valori di saturazione residua con gli altri modelli. La ragione risiede nel fatto che l'equazione non è basata su valori di porosità ma su un parametro definito “*densità bulk*”; questo rappresenta la misura del peso del suolo per unità di volume (sue variazioni sono imputabili a variazioni della frazione specifica di sostanza organica e a variazioni dei valori di porosità) (Fig. 6.21).

$$\text{densità bulk} = (1 - \phi) \cdot 2.65 \text{ g/cm}^3 \quad (6.8)$$

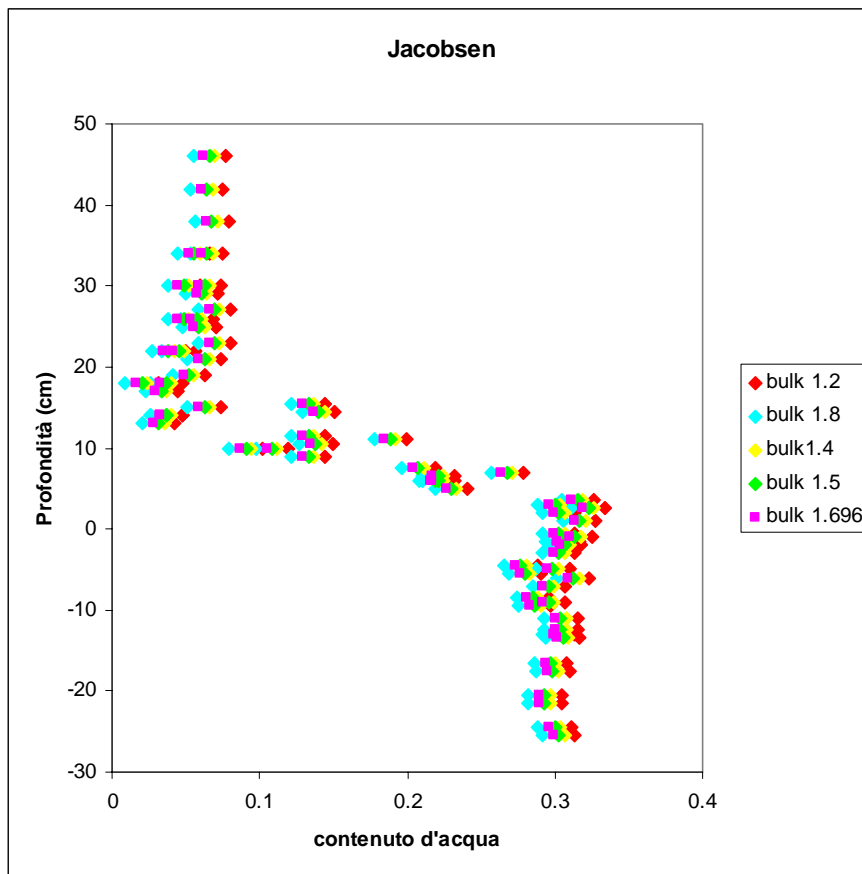


Figura 6.21 - Andamento della curva di ritenzione idrica per differenti valori di bulk density (Jacobsen); si noti come per alti valori di densità bulk si assista ad una traslazione della curva di ritenzione verso valori di contenuto d'acqua minori.

Le differenze riscontrate nelle curve di ritenzione ricavate dai dati sperimentali sulla base delle relazioni petrofisiche è riassumibile nel grafico di figura 6.22; in esso è mostrato l'andamento delle curve costante dielettrica - contenuto d'acqua ( $k - \theta_w$ ) per i vari modelli.

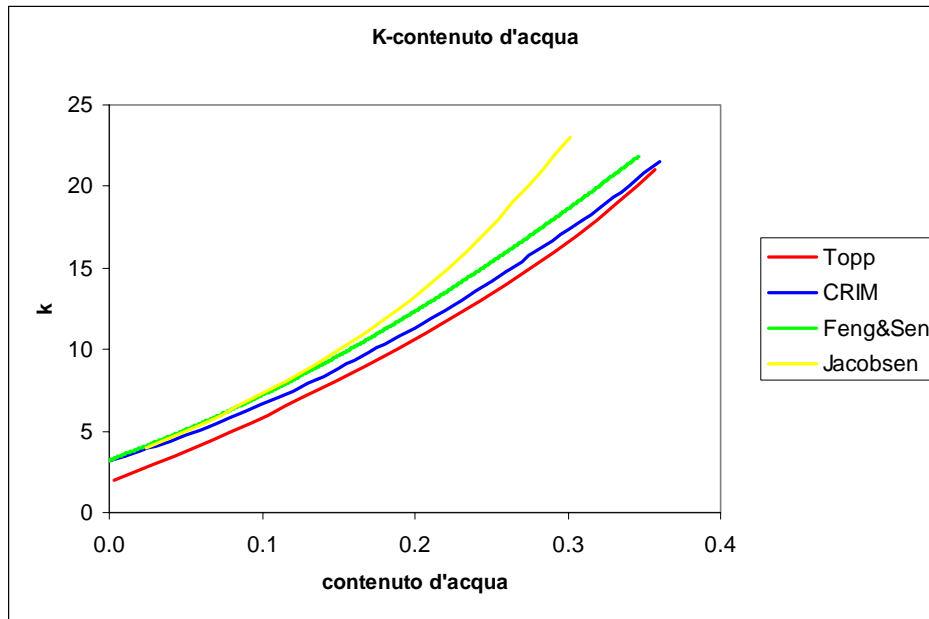


Figura 6.22 - Andamento delle curve  $k - \theta_w$  per i modelli visti in precedenza;

Definiti i parametri di porosità e contenuto d'acqua è stata definita la curva di saturazione del corpo sabbioso secondo le equazioni 6.9 e 6.10.

Ciascun valore di saturazione è stato dunque normalizzato rispetto al valore massimo misurato per ogni scenario di imbibizione (Tab. 6.7; Fig. 6.23).

$$\theta_w = \phi \cdot S \tag{6.9}$$

$$S = \frac{\theta_w}{\phi} \tag{6.10}$$

con  $\phi$  porosità del mezzo, ( $\theta_w$ ) il contenuto d'acqua, ( $S$ ) saturazione (tab. 6.8).

Topp	Topp-Reynolds	Jacobsen	CRIM	water 3	Topp	Topp-Reynolds	Jacobsen	CRIM	water 4
S	S	S	S	h (cm)	S	S	S	S	h (cm)
0.3387	0.3536	0.2885	0.2700	46	0.2276	0.2347	0.1960	0.1704	34
0.3320	0.3465	0.2804	0.2620	42	0.2231	0.2299	0.1904	0.1652	30
0.3453	0.3607	0.2966	0.2780	38	0.2096	0.2155	0.1735	0.1495	26
0.2993	0.3109	0.2401	0.2218	34	0.1618	0.1625	0.1124	0.0921	22
0.2736	0.2825	0.2081	0.1898	30	0.1165	0.1096	0.0533	0.0347	18
0.2736	0.2825	0.2081	0.1898	26	0.1575	0.1577	0.1069	0.0869	14
0.2610	0.2683	0.1922	0.1737	22	0.3457	0.3551	0.3391	0.3008	10
0.2298	0.2328	0.1529	0.1336	18	0.6905	0.6823	0.7039	0.6556	6
0.2298	0.2328	0.1529	0.1336	14	0.9701	0.9663	0.9683	0.9635	2
0.4339	0.4530	0.4029	0.3823	10	0.9830	0.9807	0.9818	0.9791	-2
1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	6	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	-6

Tabella 6.7- (continua) Valori di saturazione ( $S$ ) per i differenti modelli idrologici e *step* di imbibizione.



Topp	Topp Reynolds	Jacobsen	CRIM	water 5	Topp	Topp-Reynolds	Jacobsen	CRIM	water 6
0.2158	0.2219	0.1822	0.1575	29	0.2402	0.2480	0.2121	0.1851	27
0.2114	0.2172	0.1766	0.1523	25	0.2402	0.2480	0.2121	0.1851	23
0.2203	0.2267	0.1878	0.1626	21	0.1955	0.2001	0.1559	0.1332	19
0.1473	0.1460	0.0947	0.0753	17	0.2221	0.2288	0.1895	0.1643	15
0.1432	0.1413	0.0894	0.0701	13	0.5810	0.5785	0.5959	0.5432	11
0.4100	0.4164	0.4131	0.3681	9	0.8486	0.8371	0.8508	0.8235	7
0.7116	0.7011	0.7225	0.6763	5	0.9573	0.9521	0.9550	0.9481	3
1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	-1
0.9580	0.9526	0.9550	0.9486	-3	0.9530	0.9473	0.9506	0.9429	-5
0.9364	0.9288	0.9332	0.9229	-7	0.9442	0.9377	0.9418	0.9325	-9
0.9623	0.9573	0.9594	0.9538	-11	0.9660	0.9617	0.9639	0.9585	-13
S	S	S	S	water 7	S	S	S	S	Water7h
0.4230	0.4526	0.4273	0.3808	15	0.4117	0.4184	0.4150	0.3700	16
0.4181	0.4477	0.4219	0.3758	11	0.4117	0.4184	0.4150	0.3700	12
0.6709	0.6992	0.6815	0.6325	7	0.6394	0.6329	0.6538	0.6024	8
1.0000	1.0592	1.0000	1.0000	3	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	4
0.9510	1.0000	0.9462	0.9396	-2	0.9620	0.9571	0.9594	0.9535	-1
0.8688	0.9063	0.8654	0.8439	-6	0.8775	0.8665	0.8771	0.8554	-5
0.8909	0.9310	0.8864	0.8691	-10	0.9048	0.8951	0.9029	0.8864	-9
0.9510	1.0000	0.9462	0.9396	-14	0.9663	0.9619	0.9639	0.9587	-13
0.9299	0.9753	0.9246	0.9144	-18	0.9446	0.9380	0.9419	0.9329	-17
0.9127	0.9556	0.9076	0.8943	-22	0.9315	0.9237	0.9288	0.9174	-21
0.9426	0.9901	0.9375	0.9295	-26	0.9533	0.9476	0.9506	0.9432	-25

Tabella 6.7- Valori di saturazione (S) per i differenti modelli idrologici (Topp, CRIM, Topp e Reynolds, Jacobsen) relativi ai differenti step di imbibizione del corpo sabbioso e differenti profondità all'interno dello stesso. In rosso sono indicate le posizioni delle letture sotto la superficie piezometrica. I valori di saturazione sono stati ricavati dal contenuto d'acqua e normalizzati per ciascuno step rispetto al valore di contenuto d'acqua massimo.

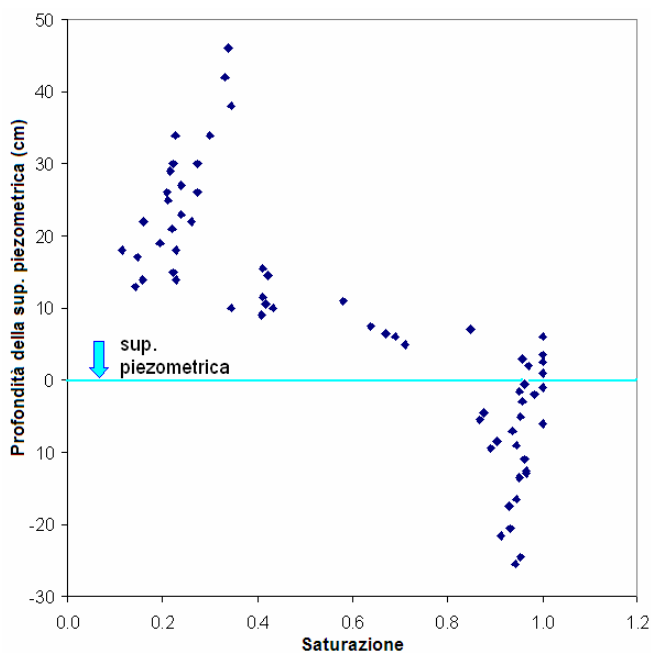


Figura 6.23 - Andamento della curva di saturazione ottenuta dai dati di contenuto d'acqua ricavati dall'equazione di Topp; questi sono stati normalizzati rispetto al valore massimo per ciascun livello di imbibizione del mezzo. Porosità pari a 0.363.

Figura 6.23 - Andamento della curva di saturazione ottenuta dai dati di contenuto d'acqua ricavati dall'equazione di Topp; questi sono stati normalizzati rispetto al valore massimo per ciascun livello di imbibizione del mezzo. Porosità pari a 0.363.

## 6.4 Misure GPR

Le misure radar sono state eseguite con i sistemi *GPR Noggin Plus* equipaggiato con uno *Smart Cart (Sensor&Software, Mississauga, ON, Canada)*, con antenna da 250 MHz e 500 MHz e *Sir-System 3000, (Geophysical Survey System, Inc)* con antenna da 400 MHz e 900 MHz. Le antenne sono di tipo monostatico e le misure sono state eseguite sull'area test muovendo le stesse lungo profili di una griglia di acquisizione materializzata sul terreno attraverso cordelle colorate (Fig. 6.24).

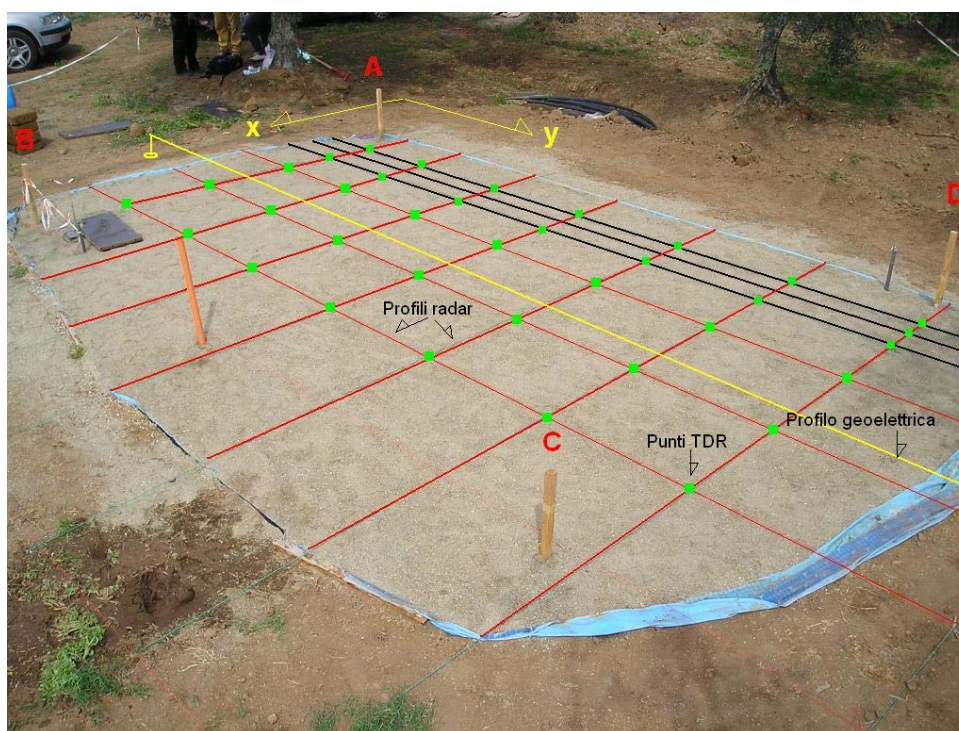


Figura 6.24 - Griglia di misura *GPR*; i transetti di acquisizione sono stati distinti in due direzioni X ed Y, per un totale di 21 linee per ciascuna griglia di acquisizione. È mostrata l'ubicazione del profilo geoelettrico ad alta risoluzione nella parte mediana dell'area di indagine. È indicata l'ubicazione dei punti di misura *TDR* con sonda verticale (dati non utilizzati allo scopo del presente lavoro).

Sono state eseguite acquisizioni lungo 14 linee in direzione x, spaziate 0.20 m e lungo 7 linee in direzione y, spaziate 1.0 m secondo lo schema illustrato in figura 6.25.

In fase di registrazione l'accuratezza della misura nel localizzare le strutture sepolte all'interno della vasca (tubi del sistema idrico) è stata migliorata inserendo dei *marker* alle progressive metriche note a priori.

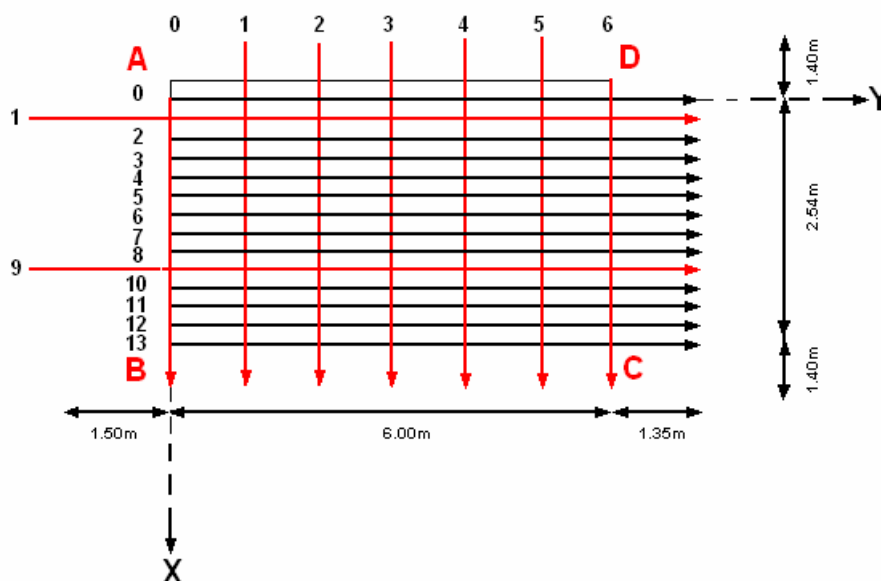


Figura 6.25 - Schematizzazione della griglia di acquisizione *GPR*; sono indicate le lunghezze di ciascun profilo (direzione X ed Y). I vertici dell'area di indagine sono indicati con le lettere A, B, C, D.

Le misure radar, come le misure *TDR* sono state eseguite per differenti scenari di saturazione del corpo sabbioso, secondo lo schema di figura 6.3 visto in precedenza.

Sono state dunque acquisite 7 griglie radar, ognuna corrispondente ad un differente *step* di imbibizione del mezzo, per un totale di 147 linee; la serie di misura è stata ripetuta per ciascuna antenna (250 MHz, 400 MHz, 500 MHz, 900 MHz). Lo schema di acquisizione a griglia regolare ha consentito di ottenere una visualizzazione 3D dell'area di indagine per stadi di innalzamento progressivo della superficie piezometrica. Le misure relative a ciascuna griglia sono state acquisite in condizioni di equilibrio del fluido all'interno della vasca; per tale ragione tra una fase e l'altra è intercorso il tempo necessario affinché l'acqua defluisse dai tubi fino alla saturazione della porzione di suolo interessata.

Effettuare misure con antenne a differente frequenza centrale ha offerto l'opportunità di eseguire confronti successivi valutando da un punto di vista qualitativo e non solo, le migliori condizioni di esercizio in riferimento all'individuazione dei target sepolti all'interno del corpo sabbioso e dell'innalzamento della superficie piezometrica generata mediante l'inserimento dei volumi controllati d'acqua.

Data la possibilità di utilizzare due sistemi *GPR* differenti è stato possibile lavorare contemporaneamente con entrambi, evitando di avvicinare le due macchine oltre il limite di influenza delle antenne. In tal modo è stato possibile attribuire al dato radar, misurato con le diverse frequenze, un carattere di contemporaneità.

### 6.4.1 Dati GPR

Le immagini di figura 6.26 sono relative ai radargrammi acquisiti con antenna da 400 MHz in corrispondenza della linea Y9 (acquisita in direzione Y), per tutti i differenti livelli di saturazione del materiale sabbioso.

Le immagini in successione temporale e relative all'aumento del contenuto idrico della vasca mostrano chiaramente l'innalzamento della sup. piezometrica e approfondimento delle riflessioni generate alle interfacce con fondo della vasca, tubi in PVC e strato di ghiaia. L'influenza sulle proprietà dielettriche esercitata dall'acqua nella struttura interna dei suoli è osservabile attraverso l'approfondimento delle riflessioni generate dai target presenti nell'area, per incrementi nel contenuto idrico della stessa. Si osservi infatti come il fondo della vasca localizzato in condizioni asciutte a 20 ns, sia individuato a 32 ns in condizioni di saturazione totale.

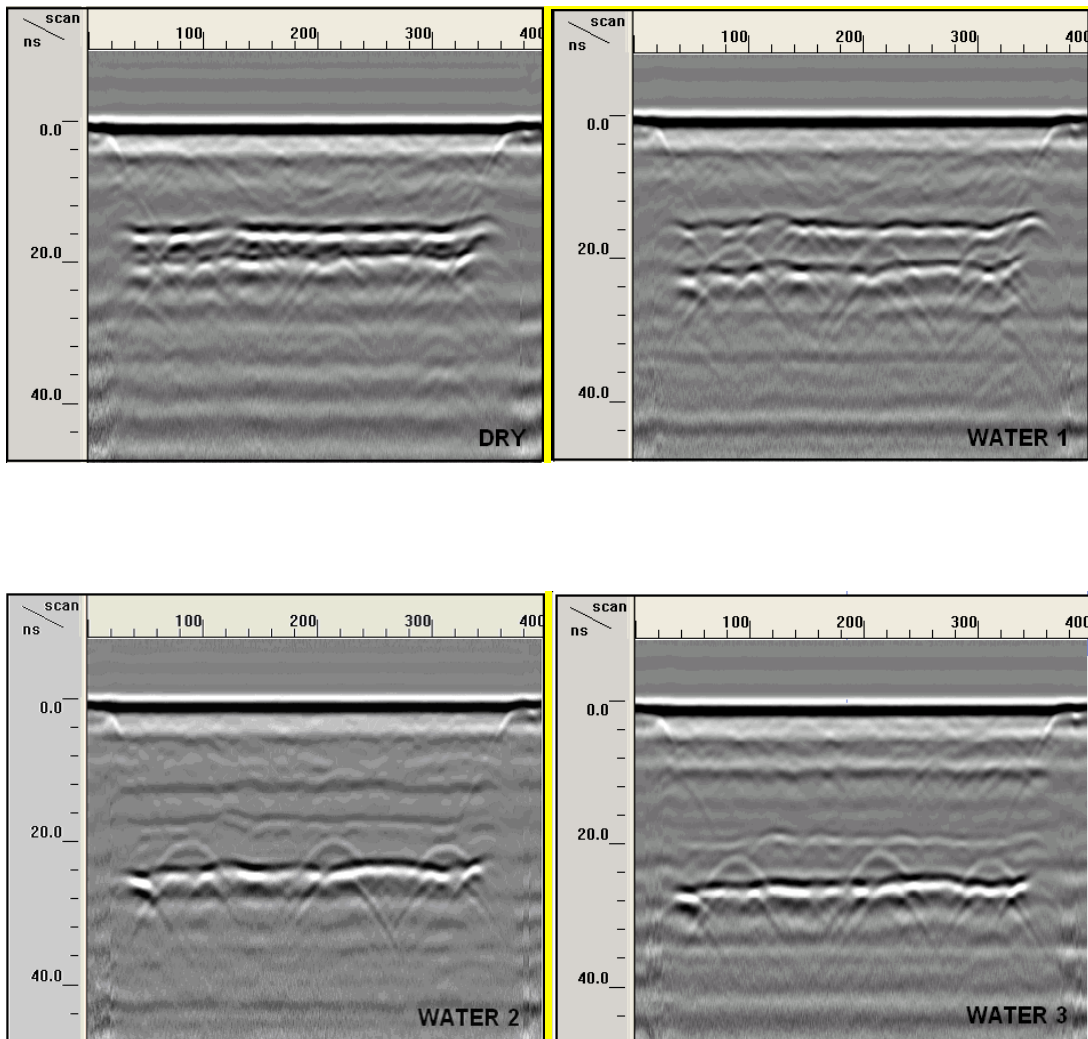


Figura 6.26 - (continua) Radargrammi acquisiti con antenna da 400 MHz.

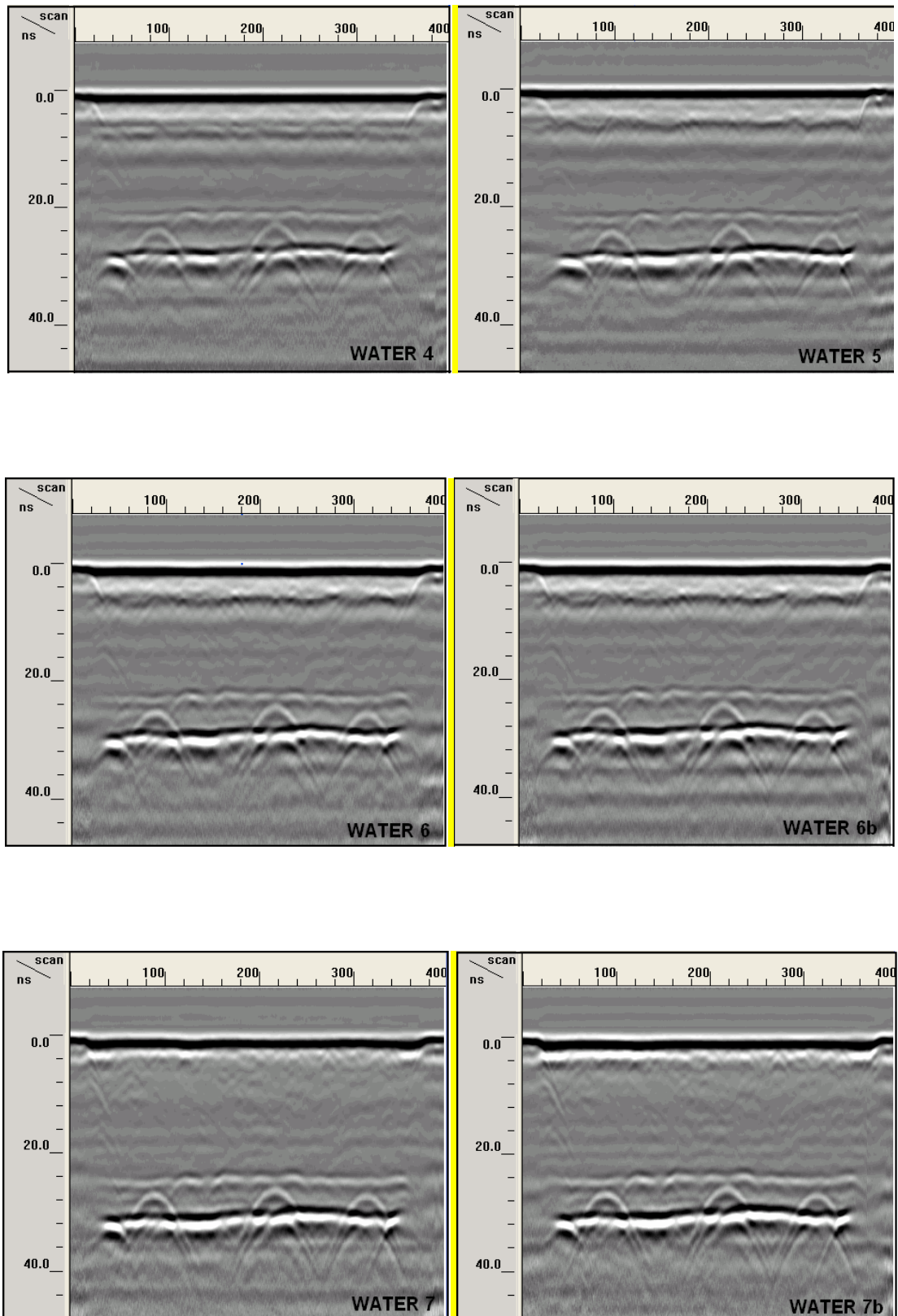


Figura 6.26 - (continua) Radargrammi acquisiti con antenna da 400MHz (GSSI).

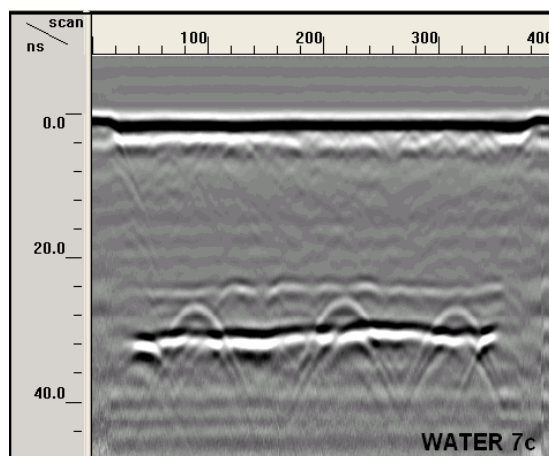
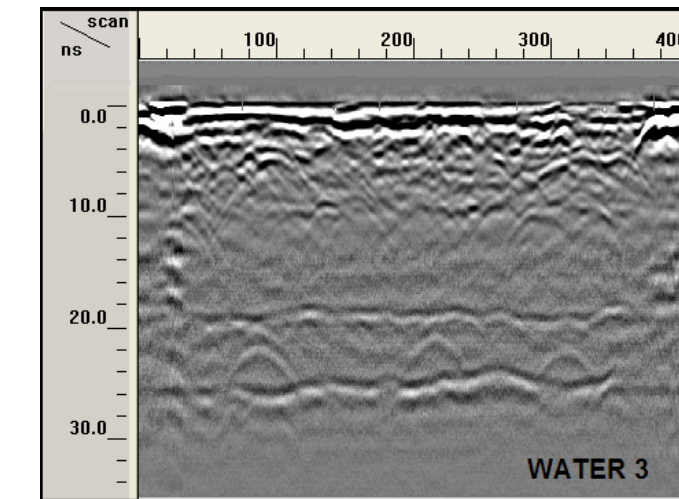
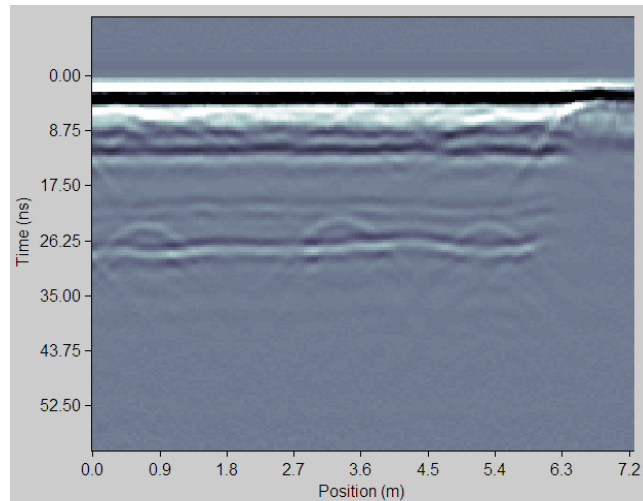


Figura 6.26 - Radargrammi acquisiti con antenna da 400MHz (GSSI) relativi alle differenti posizioni della superficie piezometrica (differente saturazione del corpo sabbioso). Sono chiare le diffrazioni generate dai tubi del sistema idrico sul fondo della vasca; nei radargrammi da water 2 a water 4 è possibile individuare chiaramente l'andamento della superficie piezometrica in ascesa. Si noti l'approfondimento del fondo della vasca e dei tubi all'aumentare del contenuto d'acqua del corpo sabbioso.

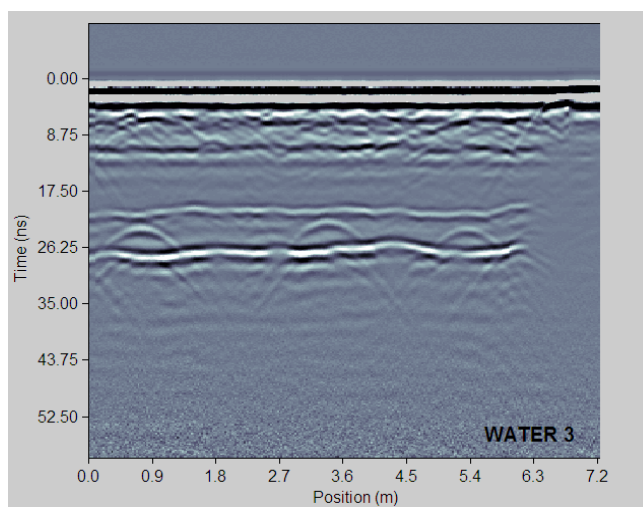
Mentre risulta chiara la presenza della superficie piezometrica specie nei profili w2, w3, w4, w5 è di difficile individuazione la presenza della frangia capillare; come descritto dall'indagine *TRD* l'estensione di tale settore è nel caso specifico limitata a 0.04 m, praticamente assimilabile alla superficie piezometrica stessa (Bano, 2006). Una citazione particolare va fatta in merito ai radargrammi acquisiti con l'antenna da 900 MHz; l'indagine non ha fornito una soddisfacente rappresentazione in termini di diagramma spazio - tempo delle riflessioni generate dai target presenti nella vasca e dalla stessa superficie piezometrica (Fig 6.27 a). Le ragioni delle difficoltà incontrate dall'antenna da 900 MHz, come verrà ampiamente descritto nel capitolo 8, è da attribuirsi alla presenza della zona di transizione al di sopra della tavola d'acqua; la presenza di tale settore rappresenta un fattore limitante per determinati rapporti frequenza / estensione della zona di transizione. Sempre in figura 6.27 (b, c) sono mostrati due radargrammi acquisiti con le antenne da 900 MHz, 500 MHz e 250 MHz relativi allo *step* di imbibizione "WATER 3". Essi sono coincidenti con quelli mostrati in precedenza relativi all'antenna da 400 MHz.



a) 900 MHz



b) 250 MHz



c) 500 MHz

Figura 6.27 - Confronto tra radargrammi relativi alle frequenze 250 MHz (b) e 500 MHz (c) (Sensor&Software) e 900 MHz (GSSI), riferiti allo *step* di imbibizione WATER 3. L'andamento della superficie piezometrica è meno chiaro nel radargramma relativo alla frequenza 900 MHz (a).

### 6.4.1.1 Definizione dei parametri idrologici dai dati GPR

La definizione del profilo di velocità rappresenta il primo passo nella determinazione dei parametri idrologici caratteristici del mezzo in cui le onde elettromagnetiche, prodotte dalla strumentazione radar si propagano. La determinazione delle velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche sulla base del *fitting* iperbolico, consiste nell'analisi delle ampiezze delle iperboli di diffrazione generate dai tubi posizionati sul fondo della vasca. L'operazione fornisce la velocità con cui l'onda si propaga nel mezzo, subito sopra il *target* di riferimento, offrendo un valore medio per lo strato di terreno attraversato nell'intero tragitto (Fig. 6.28). Sono state determinate le velocità relative ai differenti stadi di innalzamento delle superficie piezometrica e da questi sono stati ricavati i valori di velocità per condizioni completamente asciutte e di completa saturazione del mezzo

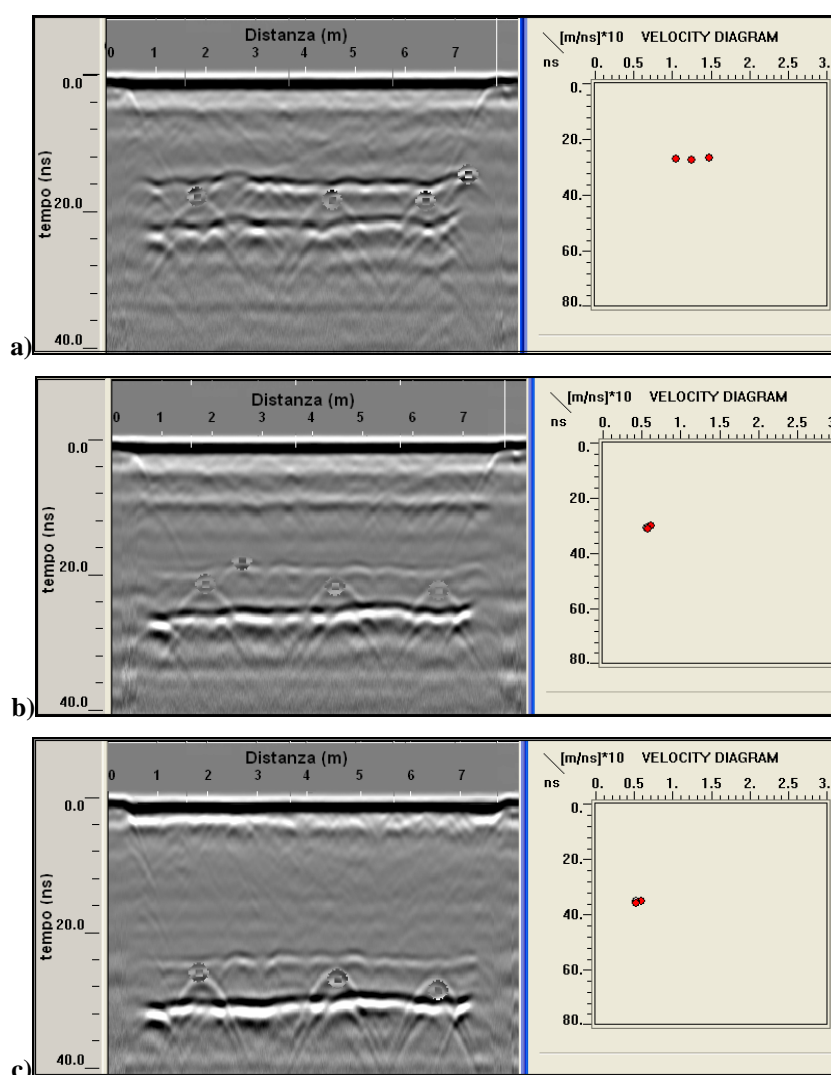


Figura 6.28 - (a) Condizioni asciutte; (b) step water 3; (c) step water 7. Esempio relativo al processo di fitting iperbolico attraverso cui vengono determinate le velocità di propagazione delle onde



elettromagnetiche; si noti il fenomeno di omogeneizzazione delle velocità ottenute (pallini rossi), per livelli di saturazione totale del mezzo (c), a testimonianza dell'influenza esercitata dal liquido di saturazione nella variazione delle proprietà dielettriche del mezzo. (a) Le velocità ricavate dal *fitting* sulle iperboli relative alle condizioni di saturazione residua (dry) non sono assolutamente coincidenti nei valori per via della eterogeneità del materiale. (b, c) All'aumentare del liquido di saturazione si nota come il *fitting* su tutte e tre le iperboli fornisca il medesimo valore di velocità.

Il valore medio di velocità delle onde elettromagnetiche è stato ricavato come media dei valori misurati sulle tre iperboli di diffrazione (*fitting iperbolico*) per ciascun livello della superficie piezometrica; questa operazione fornisce una media su tutto il tragitto compiuto dall'onda, costituito da un tratto percorso nel mezzo saturo ed un tratto in quello non saturo. Il rapporto è variabile a seconda della posizione occupata dalla superficie piezometrica. La determinazione delle velocità dalle iperboli di diffrazione ha consentito di osservare valori di propagazione delle onde e.m. differenti per le diverse condizioni di saturazione; un aspetto interessante è però relativo alla fase di imbibizione "dry" che ha fornito dei valori di velocità diversi per le tre iperboli di calibrazione. Ciò può essere spiegato attraverso un processo di omogeneizzazione esercitato dall'acqua sulle proprietà elettriche dei suoli. Dai valori di velocità è possibile attraverso l'equazione 4.16, ricavare i corrispondenti valori di costante dielettrica.

Per far ciò i tre valori di velocità misurati per ciascun livello di saturazione sono stati mediati ed il valore di  $v_{medio}$  trasformato nel corrispondente valore di  $k_{medio}$  (Fig. 6.29).

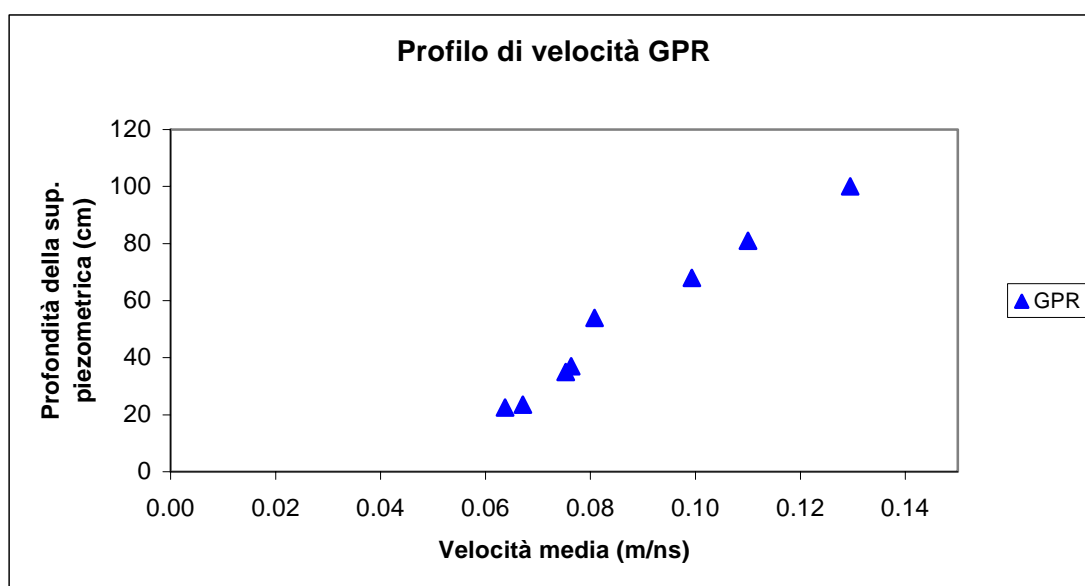


Figura 6.29 - Andamento di velocità dai dati GPR relativamente alle differenti posizioni della superficie piezometrica; il valore corrispondente a 100 cm della sup. piez. è rappresentativo di condizioni di saturazione residua del mezzo (dry).

### 6.4.1.2 Determinazione del contenuto d'acqua

L'operazione che ha permesso di ricavare, attraverso l'equazione modificata del CRIM (eq. 5.23), il valore di porosità relativamente a condizioni di saturazione "totale" del mezzo, è stata ripetuta per i dati *GPR*. Definito un valore di costante dielettrica in condizioni sature pari a  $k_{sat} = 20.78$ , ottenuto dalla media dei valori di  $k$  estrapolati dalle velocità relative alle fasi di saturazione  $w7h - w7$ , il valore di porosità ricavato è pari a 0.346 (CRIM) (eq. 6.2-6.3-6.4); la formulazione proposta da Feng e Sen (1984) (eq. 6.5-6.6). ha fornito un valore pari a 0.328.

Si noti come (si veda grafico misure piezometriche) la posizione della superficie piezometrica, localizzata a 0.23 m dal piano campagna per lo *step*  $w7h$ , non determini le condizioni di saturazione completa del mezzo; considerando una estensione di 0.16 m della zona di transizione il mezzo presenta una parte di suolo non del tutto satura. Questa osservazione trova riscontro nel valore leggermente più alto di  $k$  ricavato dai valori di velocità (si dovrà tenere in considerazione questo aspetto in fase di confronto con i dati *TDR*). Dai valori di porosità così ottenuti è dunque possibile calcolare il contenuto d'acqua del corpo sabbioso per le distinte fasi. Oltre ai due valori di porosità ricavati dalle misure *GPR* è stato utilizzato il valore di porosità calcolato attraverso l'equazione 5.2 direttamente dai valori di  $k_{sat}$  fornito dai dati *TDR* (Tab. 6.8).

GPR	k medio	Porosità 0.346 (CRIM)	Porosità 0.328 (Feng&Sen)	Porosità 0.363
		contenuto d'acqua CRIM	contenuto d'acqua CRIM	contenuto d'acqua CRIM
dry	5.29	0.062	0.057	0.065
w1	7.331	0.113	0.108	0.116
w2	8.97	0.149	0.144	0.152
w3	13.6	0.237	0.232	0.239
w5	15.25	0.264	0.259	0.267
w6	15.66	0.270	0.265	0.273
w7	19.67	0.331	0.326	0.333
w7h	21.89	0.361	0.356	0.364

Tabella 6.8 - Valori di contenuto d'acqua ricavati (CRIM) per una porosità pari a 0.346 e 0.328 e 0.363. I valori sono stati ottenuti dall'analisi dei dati *GPR* per le condizioni di saturazione massima del corpo sabbioso ( $w7$  e  $w7h$ ). Sono riportati i valori di contenuto d'acqua ottenuti utilizzando la porosità ricavata dai dati *TDR*. L'assunzione fatta nel considerare il mezzo completamente saturo ha determinato un errore nella valutazione della porosità e da questo una errata determinazione dei valori di contenuto d'acqua; essi presentano per la condizione di saturazione  $w7h$  valori maggiori della stessa porosità. Sono evidenziati in rosso i valori di saturazione residua  $\theta_r$ .

In figura 6.30 è mostrato un confronto per le differenti curve  $k - \theta_w$  relativamente a differenti valori di porosità e relazione petrofisica utilizzata per la determinazione dei contenuti d'acqua.

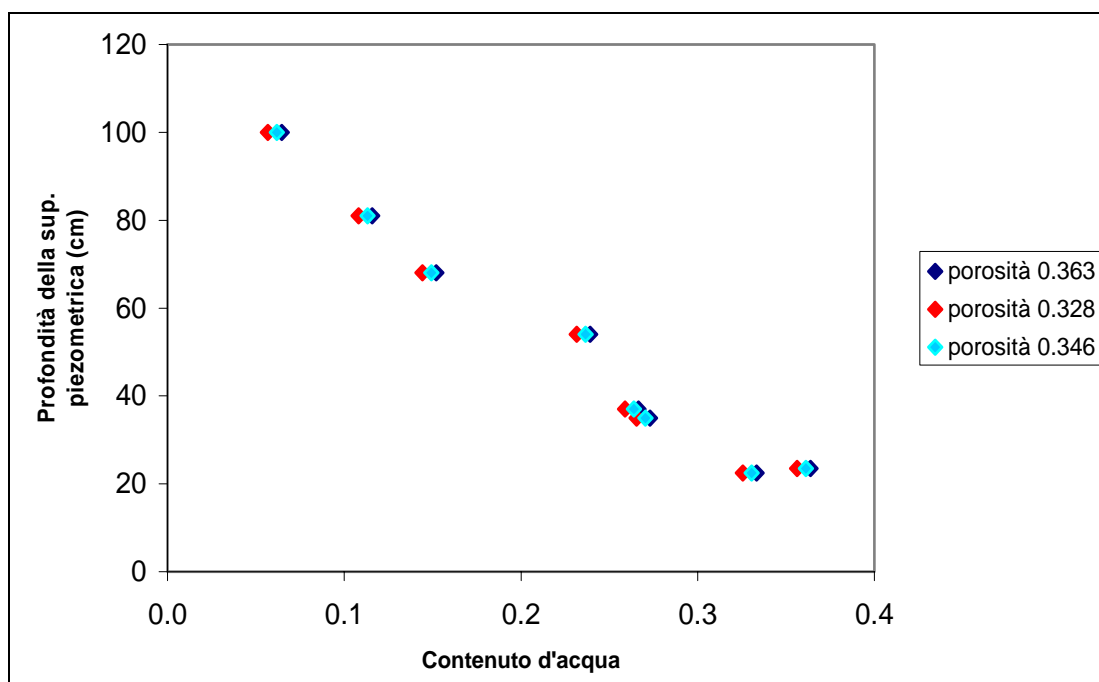


Figura 6.30 - Contenuto d'acqua volumetrico medio in funzione della posizione (profondità in cm) della superficie piezometrica. Le curve sono state calcolate relativamente a tre differenti valori di porosità rappresentativi per il corpo sabbioso.

Le relazioni esistenti tra il contenuto d'acqua dei suoli e la variazione delle proprietà elettriche ad essa associate, saranno discusse nel prossimo capitolo attraverso l'analisi dei rapporti strutturali tra particelle di roccia e pori, in termini di dimensione, distribuzione e forma degli stessi, nonché della "storia" relativa al processo di saturazione che ha interessato il mezzo.

### 6.5 Confronto TDR - GPR

L'analisi svolta sui dati *TDR* e *GPR* ha consentito di determinare i parametri idrologici ( $\theta_s, \theta_r, \phi$ ) del mezzo, attraverso uno studio delle proprietà dielettriche dello stesso. L'ultimo passo in questa che può essere definita una analisi petrofisica su dati geofisici, è rappresentato dal confronto dei dati ottenuti dalle due tecniche di indagine. L'integrabilità dei metodi, entrambi basati sulla propagazione delle onde elettromagnetiche nel terreno, è stata testata attraverso un confronto dei parametri  $v$  e  $k$  ricavati per ciascuna delle condizioni di saturazione del corpo sabbioso indagato. Il problema maggiore per poter effettuare il confronto tra i dati *TDR* e *GPR* è relativo a ciò

che le misure rappresentano; da un lato il radar fornisce un valore medio dei parametri dielettrici sull'intero volume percorso dall'onda elettromagnetica, dall'altro il *TDR* determina misure puntuali nell'intorno del sensore (*Bulk dielectric constant*).

I valori di velocità dai dati *GPR* sono stati ricavati per *fitting iperbolico* dalle iperboli di diffrazione generate dai target presenti nell'area test a profondità note; per ciascun livello di contenuto d'acqua (dry, w1...ecc), la media delle velocità è stata calcolata sulle tre iperboli generate dalle diffrazioni all'interfaccia con i tubi del sistema idrico (si veda - schema idrico area test).

Il valore medio di velocità così determinato, racchiude un termine relativo alla velocità e tempo di percorrenza all'interno del mezzo saturo ( $v_3$ ), velocità e tempo di percorrenza all'interno del mezzo asciutto ( $v_1$ ) ed una velocità e tempo di percorrenza all'interno della zona di transizione ( $v_2$ ). Il rispettivo valore medio di costante dielettrica per ciascun livello può essere determinato sulla base della nota relazione  $v = c/\sqrt{k}$ .

Dai dati *TDR* è stato determinato un valore medio di velocità per ciascun *set* di misure, corrispondente a differenti livelli della superficie piezometrica all'interno del mezzo. La media è stata calcolata dapprima sullo spessore di 0.48 m (profondità di investigazione sonda multilivello) ed in seconda analisi sull'intero spessore del corpo sabbioso. L'estrapolazione dei valori di costante dielettrica in profondità è avvenuta attraverso l'aggiunta di sensori "immaginari" alla sonda *ML*; sono stati aggiunti 9 sensori "immaginari" agli 11 della sonda *TDR*, fino a raggiungere il fondo della vasca posto a 0.85 m dal piano campagna (Fig. 6.31 a). Questo tipo di approccio può essere eseguito assumendo che il mezzo sia omogeneo nel settore compreso tra l'ultimo sensore di misura della sonda multilivello (0.56 m) ed il fondo della vasca (0.85 m).

Sulla base della posizione della superficie piezometrica e della relativa zona di transizione, secondo cui il modello di suolo è stato schematizzato, a ciascun sensore viene attribuito un valore di costante dielettrica rappresentativo per le condizioni fisiche della porzione di suolo a cui il sensore virtuale è riferito. Esso può infatti trovarsi nella zona di completa saturazione ( $k$  saturazione 21.85), nella zona asciutta ( $k$  asciutto 4.83) o nella zona di transizione con  $k$  definito secondo un gradiente di variazione lineare (Fig. 6.31 b). Il calcolo della media dei valori misurati ai 20 sensori (reali +immaginari) fornisce il valore di costante dielettrica medio da cui ricavare la velocità di propagazione delle onde e.m. per la porzione di suolo indagata.

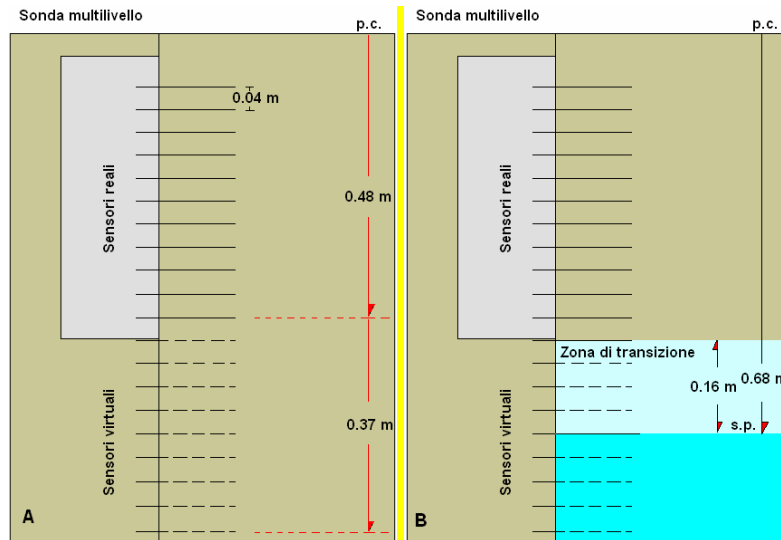


Figura 6.31 - a) Schematizzazione della sonda multilivello ed aggiunta dei sensori immaginari; b) rappresentazione della regione di influenza che per ciascun livello della superficie piezometrica interessa i sensori immaginari; i valori di costante dielettrica attribuiti a ciascuno tengono in considerazione la posizione del sensore rispetto alla stratificazione verticale (in termini di distribuzione idrica).

Il valore di  $k$  relativo alla zona di transizione è stato determinato per regressione lineare dei valori di costante dielettrica compresi nell'intervallo  $k_{saturo} - k_{asciutto}$ . (Fig. 6.32 a; Tab. 6.9). Stabilito il gradiente per uno spessore della zona di transizione pari a 0.16 m (Fig. 6.32 b) sulla base dei dati *TDR*, è stato determinato il profilo di variazione di  $k$  per una profondità pari a 0.85m. La porzione di suolo riferita alla zona di transizione è compresa tra 0.04 m (*top* frangia capillare) e 0.20 m sopra la superficie piezometrica, con una estensione di 0.16 m. Per lo spessore di influenza della zona di transizione è stato stabilito un gradiente di variazione di  $k$  (diminuzione allontanandosi dalla superficie piezometrica), utilizzato per la correzione dei valori di costante dielettrica ipotizzati ai sensori immaginari di misura (Tab. 6.10).

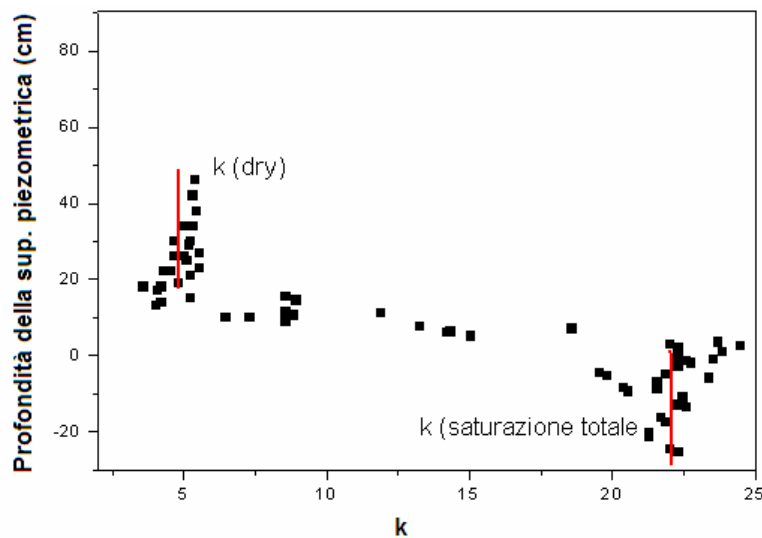


Figura 6.32 (a-b) - a) valori di  $k$  per condizioni di saturazione residua e totale;

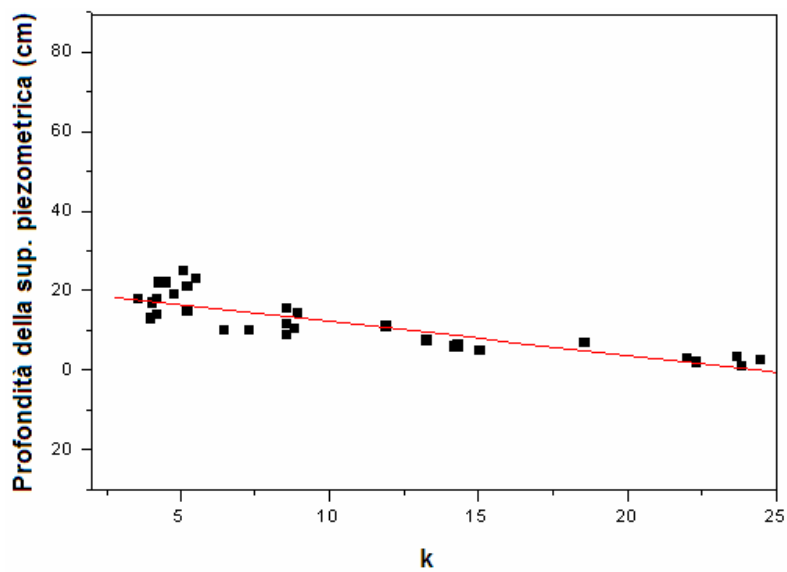


Figura 6.32 (a-b) - a) valori di  $k$  per condizioni di saturazione residua e totale; b) regressione lineare sui dati relativi alla zona di transizione.

<b>Regressione lineare:</b>			
$Y = A + B * X$			
Parametri	Valore	Errore	
A	20,84404	1.15302	
B	-0.84951	0.09263	
R	SD	N	P
-0.85855	3.54613	32	<0.0001

Tabella 6.9 - Parametri della regressione lineare.

Profondità sensore (cm)	DRY	$k$ medio	water1 (w.t. 81cm)	$k$ medio	water2 (w.t. 68 cm)	$k$ medio	water3 (w.t. 54 cm)	$k$ medio	water4 (w.t. 42 cm)	$k$ medio
	$k$		$k$		$k$		$k$		$k$	
8	5.3918	4.8371	4.8371	8.5585	4.8371	11.6951	5.3918	12.9857	5.3182	15.7197
12	5.1725		4.8371		4.8371		5.3182		5.2451	
16	5.3918		4.8371		4.8371		5.4659		5.0288	
20	5.1004		4.8371		4.8371		4.9577		4.2748	
24	4.8872		4.8371		4.8371		4.6785		3.582	
28	4.9577		4.8371		4.8371		4.6785		4.2093	
32	4.4744		4.8371		4.8371		4.5419		7.3101	
36	4.4073		4.8371		4.8371		4.2093		14.3278	
40	4.4073		4.8371		4.8371		4.2093		22.3121	
44	4.4073		4.8371		4.8371		6.4754		22.7651	
48	4.6099		4.8371		4.8371		14.2077		23.3762	
52	4.8371		4.8371		16.533		20.786		21.8493	
56	4.8371		4.8371		17.5962		21.8493		21.8493	
60	4.8371		4.8371		18.6595		21.8493		21.8493	
64	4.8371		4.8371		19.7228		21.8493		21.8493	
68	4.8371		17.5962		20.786		21.8493		21.8493	
72	4.8371		18.6595		21.8493		21.8493		21.8493	
76	4.8371		19.7228		21.8493		21.8493		21.8493	
80	4.8371		20.786		21.8493		21.8493		21.8493	
84	4.8371		21.8493		21.8493		21.8493		21.8493	

Tabella 6.10 - (continua) Valori di costante dielettrica  $k$  per differenti livelli della superficie piezometrica misurati dalla sonda TDR

Profondità sensore (cm)	water5 (w.t. 37cm)	<i>k</i> medio	water6 (w.t. 35cm)	<i>k</i> medio	water7 (w.t. 22.5cm)	<i>k</i> medio	water7h (w.t. 23.5 cm)	<i>k</i> medio
	<i>k</i>		<i>k</i>		<i>k</i>		<i>k</i>	
8	5.1725	16.7031	5.5405	17.978	8.9401	20.2137	8.5637	20.0223
12	5.1004		5.5405		8.8452		8.5637	
16	5.2451		4.8171		14.3278		13.2647	
20	4.0798		5.2451		24.4651		23.6848	
24	4.0158		11.9109		22.6136		22.3121	
28	8.5637		18.5766		19.8309		19.5486	
32	15.0594		22.0126		20.5455		20.4016	
36	23.8398		23.5302		22.6136		22.4626	
40	22.3121		21.8636		21.8636		21.7151	
44	21.5671		21.5671		21.2727		21.2727	
48	22.4626		22.3121		22.3121		22.0126	
<b>52</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>56</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>60</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>64</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>68</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>72</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>76</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>80</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	
<b>84</b>	<b>21.8493</b>		<b>21.8493</b>		21.8493		<b>21.8493</b>	

Tabella 6.10 - Valori di costante dielettrica  $k$  per differenti livelli della superficie piezometrica misurati dalla sonda *TDR*; sono indicati i valori attribuiti ai 9 sensori aggiunti (in rosso); la media per ciascun *set* di misure è stata fatta considerando tutti i 20 sensori (reali e immaginari).

I valori di velocità delle onde elettromagnetiche ricavati direttamente dalle misure radar e quelli ottenuti per interpolazione dai dati *TDR* sono indicati in tabella 6.11.

I grafici di figura 6.33 (a, b, c) definiscono l'andamento del parametro velocità in funzione della profondità della superficie piezometrica. Per ciascuno è stato dunque riferito il valore rappresentativo ( $v$  media) per la specifica situazione di saturazione, alla posizione della superficie piezometrica; un confronto tra le differenti curve è osservabile in figura 6.34.

Nome misura	Posizione sup. piez. (cm)	velocità TDR media su 48 cm sperimentale	Velocità TDR	Velocità GPR
			media su 85 cm (corretta) (m/ns)	media su 85 cm (m/ns)
(DRY)	/	0.1366	0.1354	0.1295
Water 1	81	0.1366	0.1018	0.1100
Water 2	68	0.1366	0.0871	0.0993
Water 3	54	0.1299	0.0826	0.0808
Water 4	42	0.1111	0.0751	dato mancante
Water 5	37	0.1024	0.0729	0.0763
Water 6	35	0.0906	0.0702	0.0753
Water 7	22.5	0.0721	0.0662	0.0672
Water 7h	23.5	0.0730	0.0666	0.0637

Tabella 6.11 - Velocità medie delle onde elettromagnetiche ricavate dai dati *GPR* sull'intero spessore del corpo sabbioso (0.85 m), dai dati *TDR* per la porzione relativa alla sonda multilivello (0.48 m) ed estrapolate per l'intero spessore (0.85 m).

Il grafico in figura mostra l'andamento dei valori di velocità calcolati per ciascuno *step* di imbibizione in funzione della profondità della superficie piezometrica. È evidenziato il valore rappresentativo delle condizioni definite a saturazione residua (dry).

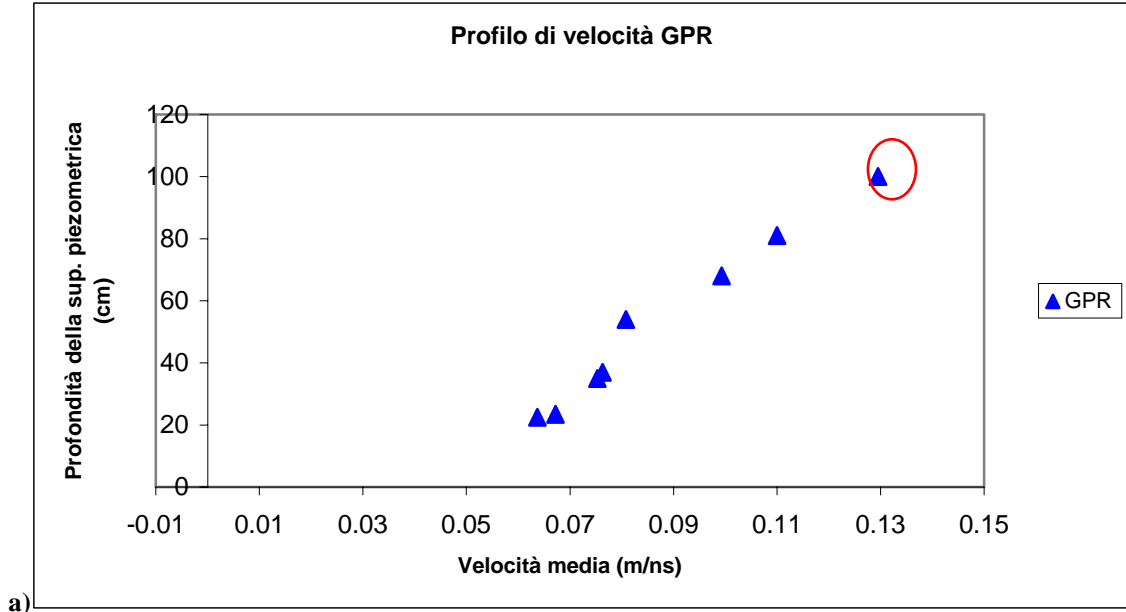


Figura 6.33 a - Analisi di velocità dai dati GPR per ciascun livello della superficie piezometrica; al valore 100 cm di profondità della tavola d'acqua è stato attribuito il valore relativo a condizioni di saturazione residua del mezzo (definito dry nelle misure *GPR* e *TDR*).

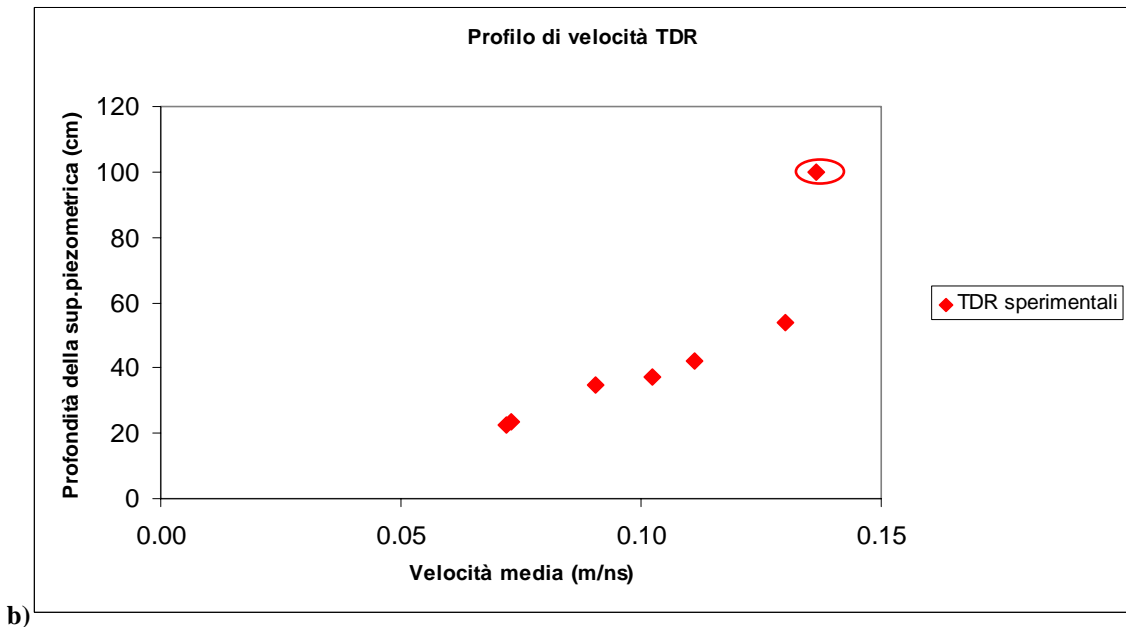


Figura 6.33 b - Analisi di velocità dai dati *TDR* mediati su 0.48 m per ciascun livello della superficie piezometrica; al valore 100 cm di profondità della tavola d'acqua è stato attribuito il valore relativo a condizioni di saturazione residua del mezzo (definito dry nelle misure *GPR* e *TDR*).



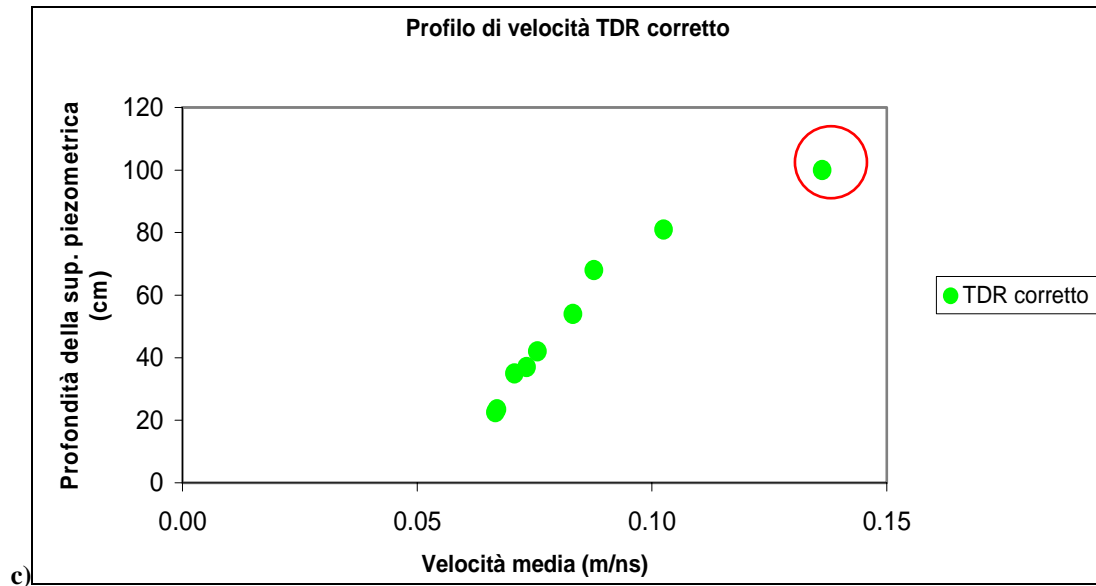


Figura 6.33 c - Analisi di velocità dai dati *GPR*, corretto sull'intero spessore del corpo sabbioso, per ciascun livello della superficie piezometrica; al valore 100 cm di profondità della tavola d'acqua è stato attribuito il valore relativo a condizioni di saturazione residua del mezzo (definito dry nelle misure *GPR* e *TDR*).

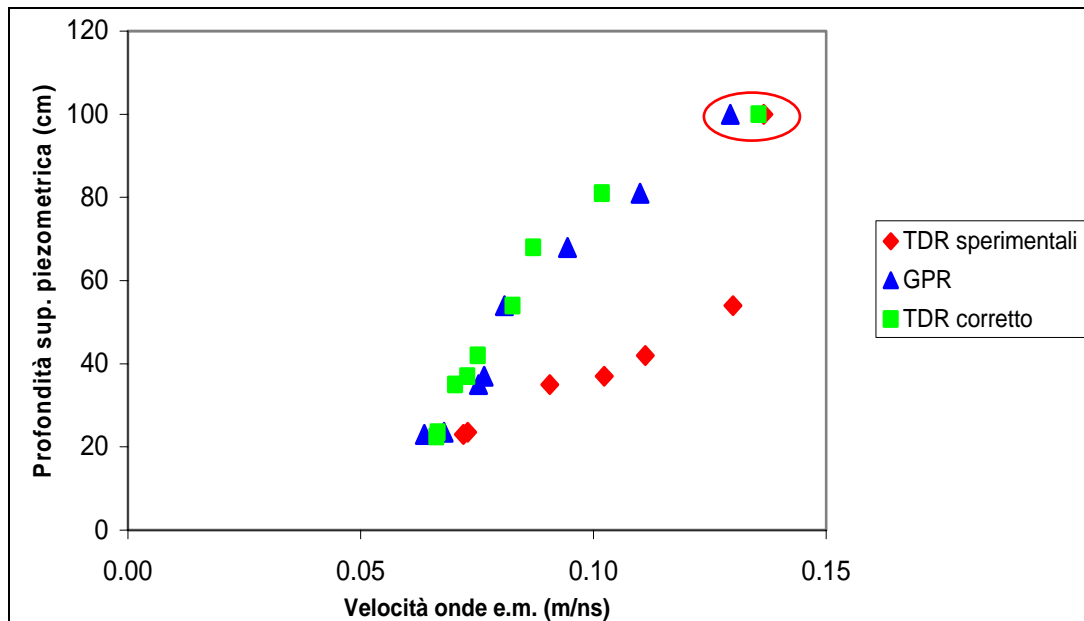


Figura 6.34 - Dati di velocità media relativi alle misure *GPR* e *TDR* (0.48 m) e *TDR* (0.85 m); dopo la correzione sui dati *TDR* le curve *GPR* e *TDR* (0.85 m) sono molto più congruenti e rappresentative della medesima porzione di suolo.

È chiaro come il maggior percorso dell'onda all'interno del mezzo saturo determini un abbassamento delle velocità relativamente alla curva *TDR* (0.85 m) che dunque si avvicina a quella *GPR*. I valori di velocità così ottenuti mostrano una migliore corrispondenza per condizioni di saturazione maggiore del corpo sabbioso, rimarcando l'influenza che la presenza dell'acqua riveste nella propagazione delle onde elettromagnetiche, dunque nelle variazioni dei parametri elettrici (Greaves et al., 1996).

### 6.5.1 Individuazione della superficie piezometrica

Al fine di localizzare mediante le misure *GPR* l'ubicazione della superficie piezometrica in modo chiaro e come una superficie continua, il rapporto tra lo spessore della zona di transizione e la lunghezza dell'onda incidente deve essere piccolo ( $d \ll \lambda$ ) (Bano, 2006); ciò fornirebbe un sufficiente contrasto tra il valore di permittività del materiale in condizioni sature ed il valore di permittività dello stesso in condizioni non sature, consentendo di riflettere una significativa porzione di energia (Reynolds, 1998). Il passaggio dell'onda da un valore di permittività pari a 5 (sabbia asciutta) a 25 (sabbia bagnata) è rappresentato da un coefficiente di riflessione pari a 0.31, valore chiaramente favorevole per la localizzazione dell'interfaccia tra i due livelli (Reynolds, 1998).

Allo scopo di comprendere in che misura i dati *TDR* siano o meno rappresentativi per quelli *GPR*, è stata operata una analisi sulla posizione della frangia capillare all'interno della zona insatura, individuata attraverso le due tecniche di indagine. Per ciascun set di misure *TDR* è stata calcolata da una media dei valori di  $k$  sopra la superficie piezometrica (valore letto ai piezometri di riferimento), la corrispondente posizione in tempi (doppi) della frangia capillare, assimilabile nello specifico caso dell'area test, alla superficie piezometrica (Tab. 6.12). Inserendo i parametri ottenuti (velocità e tempi) nel programma di visualizzazione radar, è stato possibile confrontare le misure delle profondità della falda ottenute sui radargrammi, con quelle ottenute attraverso le misure piezometriche (Fig. 6.35).

Posizione sensore (cm)	WATER3	WATER4	WATER5	WATER6	WATER7	WATER7h
8	0.128336	0.129222	0.131029	0.126602	0.099666	0.101832
12	0.129222	0.130119	0.131952	0.126602	0.100199	0.101832
16	0.127463	0.132887	0.130119	0.135776	0.078727	0.081822
20	0.133837	0.144132	0.147536	0.130119	0.060248	0.061232
24	0.137773	0.157455	0.148707	0.086346	0.062666	0.063088
28	0.137773	0.145249	0.101832	0.069141	0.066918	0.0674
32	0.139829	0.110218	0.076791	0.063516	0.065744	0.065976
36	0.145249	0.078727	0.061033	0.061433	0.062666	0.062876
40	0.145249	0.063088	0.063088	0.063732	0.063732	0.063949
44	0.117107	0.062457	0.064168	0.064168	0.064611	0.064611
48	0.07906	0.061635	0.062876	0.063088	0.063088	0.063516
<b>Profondità falda (m)</b>	0.54	0.42	0.37	0.35	0.225	0.235
<b>Velocità media sopra s.p.(m/ns)</b>	0.129173	0.121233	0.116125	0.105443	0.08471	0.081961
<b>Profondità in tempi s.p.(ns)</b>	8.36091	6.928805	6.372445	6.638648	5.31225	5.734417

Tabella 6.12 - I valori di velocità sono riportati per i differenti livelli di saturazione del mezzo, relativamente a ciascun sensore di misura della sonda TDR; in grassetto sono indicati i valori utilizzati per il calcolo delle velocità medie da cui ricavare i tempi (doppi) relativi alla posizione della superficie piezometrica.

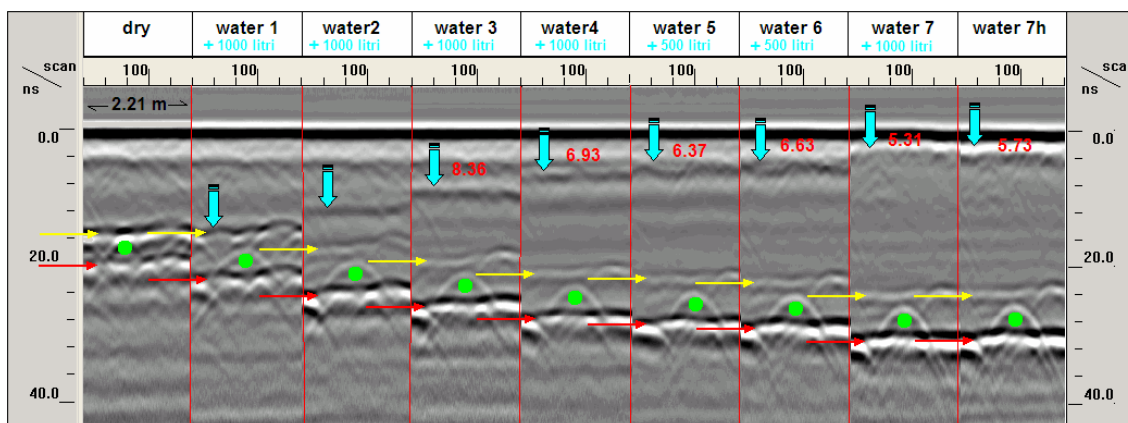


Figura 6.35 - Radargramma mostrandone la posizione dei target visibili mediante l'indagine *GPR* all'interno del corpo sabbioso. Sono inoltre indicati in rosso i tempi (doppi) corrispondenti alle posizioni della superficie piezometrica assunte per ciascun livello di saturazione. I tempi come descritto nel testo e nella tabella 6.11 sono ricavati dalle misure *TDR*. Per lo *step* di imbibizione *w7* la posizione della superficie piezometrica è mascherata dall'onda d'aria; nelle altre precedenti fasi è invece possibile seguire le oscillazioni della stessa all'interno del corpo sabbioso. La buona corrispondenza per i livelli precedenti al *w7* tra posizione in m e tempi letti sul radargramma, consente di ipotizzare una buona correlabilità anche per l'ultimo *step* di saturazione.

Testata la validità della tecnica *GPR* nella localizzazione della superficie piezometrica per i diversi volumi idrici considerati, si può ipotizzare che anche per le condizioni di saturazione per cui la sup. piezometrica non risulta chiaramente visibile (*w7* e *w7h*), il metodo sia comunque valido. Si rimanda al capitolo 8 per la modellizzazione del segnale radar e l'analisi delle modalità con cui questo si propaga all'interno della zona insatura e consente di localizzare la superficie piezometrica.

### 6.5.2 Confronto relativo ai parametri idrologici (porosità e contenuto d'acqua)

L'estrapolazione dei contenuti d'acqua dai dati *GPR*, mediati sull'intero volume del corpo sabbioso e dai dati ottenuti dalla sonda *TDR* multilivello, sono riportati in tabella 6.13. Per differenti valori di porosità sono stati estrapolati e confrontati i contenuti d'acqua ad essi associati, ottenuti dalle equazioni del Topp e CRIM (Fig. 6.36). La correzione apportata ai dati della sonda *TDR* ha dunque permesso di rendere confrontabili i dati con quelli ottenuti dalla misura radar poiché riferiti alla stessa porzione di suolo.

nome misura	TDR (topp)	TDR CRIM	GPR CRIM	GPR (topp)
dry	0.0759	0.0519	0.0707	0.0867
w1	0.1593	0.1433	0.0863	0.1332
w2	0.2201	0.2056	0.1175	0.1678
w3	0.2429	0.2287	0.2816	0.2532
	0.2868	0.2742		
w5	0.3013	0.2895	0.2684	0.2796
w6	0.3192	0.3088	0.2059	0.2859
w7	0.3480	0.3410	0.3971	0.3413
w7h	0.3457	0.3383	0.2974	0.36777

Tabella 6.13 - Valori di contenuto d'acqua (Topp e CRIM) ricavati dalle velocità per l'intera porzione di suolo (0.85 m).

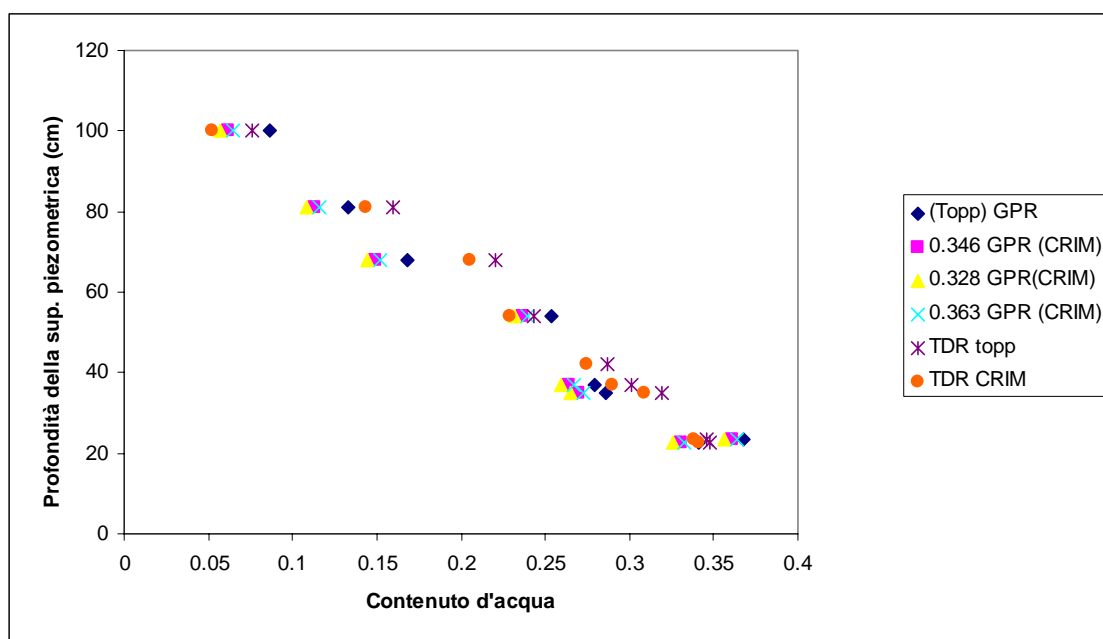


Figura 6.36 - Confronto tra curve  $h - \theta_w$  (profondità sup. piez. - contenuto d'acqua) per dati TDR (corretto su 0.85 m) e GPR (relativo a 0.85 m) per le relazioni di Topp e del CRIM; i modelli sono riferiti ai valori di porosità precedentemente calcolati.

Dal confronto tra le diverse curve è possibile stabilire che il valore di saturazione totale ( $\theta_s$ ) e quello di saturazione residua ( $\theta_r$ ) per il corpo sabbioso indagato variano rispettivamente tra 0.34 a 0.37 per la saturazione totale e tra 0.05 e 0.07 per la saturazione residua.

# Capitolo 7

## ***Effetti legati alla distribuzione e dimensione dei granuli sulle proprietà dielettriche e idrologiche dei mezzi porosi***

Il capitolo descrive una analisi delle relazioni esistenti tra porosità (*micro – meso – macro*), distribuzione dell'acqua all'interno dei pori e parametri dielettrici ( $\epsilon_r$ ), per un mezzo; questa è stata realizzata sulle basi concettuali del *Differential Effective Medium Approximation* e del programma “*Scaled Porosity*” (Endres, 2000), attraverso una valutazione degli aspetti legati all'influenza delle variazioni dei rapporti strutturali quali dimensione, forma e distribuzione di pori e particelle di roccia, sulle proprietà dielettriche del mezzo.

### **7.1 Introduzione**

Con lo scopo di comprendere quali siano i rapporti tra le proprietà dielettriche ed idrologiche di un mezzo e dare un peso alla determinazione di parametri come la porosità, la saturazione residua ecc., direttamente ricavati da misure geofisiche, i risultati forniti dall'indagine *TDR* e *GPR* sono stati analizzati attraverso un approccio che tiene conto degli effetti legati alla forma, dimensione e distribuzione delle particelle, dei vuoti e dei fluidi all'interno di un mezzo poroso.

L'obiettivo dell'analisi è di definire lo spettro di variabilità legato ai valori sopra descritti attraverso l'ausilio delle basi concettuali del *Differential Effective Medium Approximation* (DEMA), attraverso un programma sviluppato al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Waterloo, ON - Canada, e costruire un modello idrologico che meglio approssimi le condizioni reali. L'approssimazione proposta in DEMa implica un inviluppo sequenziale delle particelle e pori che costituiscono il mezzo, con

progressivo incremento della scala delle stesse all'interno di una matrice di background iniziale.

Come visto in fase di analisi dei dati, le equazioni di Topp (1980) e del CRIM (Wharton et al., 1980), non considerano nella loro formulazione gli aspetti relativi alle relazioni esistenti tra la struttura dei pori e le proprietà elettriche e dielettriche di suoli e rocce, pur fornendo una buona approssimazione dei dati sperimentali.

## 7.2 Modellizzazione per approssimazioni successive

È chiaro come le caratteristiche idrologiche possano essere stimate attraverso la misura delle proprietà dielettriche utilizzando specifiche relazioni petrofisiche. È altresì evidente come l'accuratezza nella stime di tali parametri dipenda dall'abilità di tali equazioni di descrivere il comportamento elettrico di sistemi eterogenei. Questo comportamento è naturalmente influenzato da parametri quali forma, dimensione e conducibilità superficiale dei vari costituenti presenti nel mezzo. Per tale ragione si è reso necessario creare una formulazione matematica in grado di porre in relazione la configurazione strutturale di ciascun componente, con le caratteristiche dielettriche del mezzo. Una di queste formulazioni per la modellizzazione delle proprietà dielettriche di rocce porose e suoli è il DEMA (*Differential Effective Medium Approximation*).

La struttura del mezzo è specificata in termini di una composizione di *background* di inclusioni con forma e dimensioni definite (Kenyon, 1984; Tye et al., 1988; Haslund and Nost, 1988); è imposta una scala nella struttura gerarchica della dimensione delle particelle che costituiscono il mezzo imponendo che inclusioni involupate nelle fasi iniziali dello stesso risultino di dimensioni più piccole rispetto ad inclusioni involupate in fasi successive. Attraverso le basi concettuali proposte in DEMA è possibile determinare le caratteristiche dielettriche ( $\gamma$ ) per fasi successive, di un mezzo composito ottenuto dall'aggiunta di inclusioni (particelle di forma e dimensione nota  $\gamma_{incl}$ ) all'interno di una matrice di *background* iniziale ( $\gamma_{background}$ ). Per ciascuna fase di involuppo delle particelle, variano le caratteristiche dielettriche del mezzo ( $\gamma_{eff}$ ) che rappresentano le caratteristiche dielettriche di *background* per la fase di involuppo seguente (Fig. 7.1).

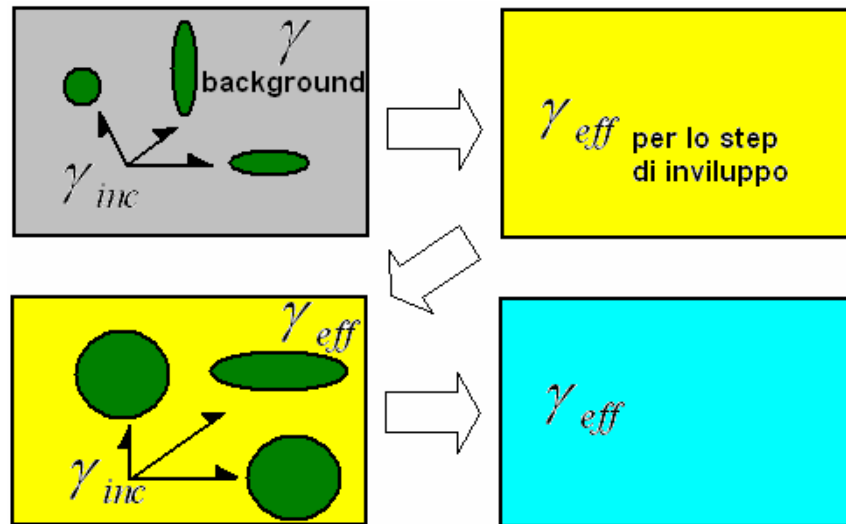


Figura 7.1 - Schema generale di inviluppo e variazione del parametro dielettrico generico ( $\gamma$ ) del mezzo; sono mostrate due distinte fasi di inviluppo in cui al mezzo con caratteristiche di *background* iniziale ( $\gamma_{background}$ ) sono aggiunte inclusioni di dimensione e forma differenti, con caratteristiche dielettriche ( $\gamma_{incl}$ ). Le caratteristiche dielettriche al termine di ciascuna fase di inviluppo rappresentano le caratteristiche dielettriche iniziali per la fase di inviluppo successiva.

L'utilizzo di due o più tipi di inclusioni nella stima delle proprietà dielettriche, implica una forte dipendenza dei valori misurati dalla sequenza secondo cui le inclusioni sono inviluppate (Norris et al., 1985 a).

Le caratteristiche strutturali della matrice di *background* iniziale all'interno della quale le inclusioni vengono inserite, presenta una dimensione inferiore rispetto a qualsiasi altra inclusione; pertanto la sequenza di “*embedding*” delle inclusioni specifica le relazioni di scala esistenti tra le differenti componenti in mezzi eterogenei.

L'esistenza di relazioni di scala implicite all'interno dei mezzi porosi è stata ampiamente discussa da Norris et al., (1985 b), anche se le implicazioni che tali relazioni svolgono sull'analisi e modellizzazione delle proprietà di rocce e suoli non sono state analizzate in modo completo (Endres et al., 2000).

Per tale ragione il lavoro svolto in questa direzione è stato focalizzato sulla modellizzazione della permittività dielettrica di suoli saturi utilizzando la struttura gerarchica proposta da DEMA ed incorporando in essa l'effetto dovuto al “fattore di scala” delle dimensioni delle particelle e della sequenza di imbibizione dei pori da parte dei fluidi di saturazione.

### 7.3 Scaled Porosity

Precedentemente utilizzato da Endres (2000 a, b) il modello “*Scaled Porosity*” consente di incorporare nella struttura gerarchica proposta in DEMA il fattore di scala dei “*pori*” modellizzando le proprietà dielettriche di rocce e suoli saturi d’acqua.

Tale modello schematizza gli spazi da cui un mezzo poroso eterogeneo è caratterizzato, in tre differenti gruppi dimensionali (*micro – meso – macroporosità*) (Fig. 7.2).

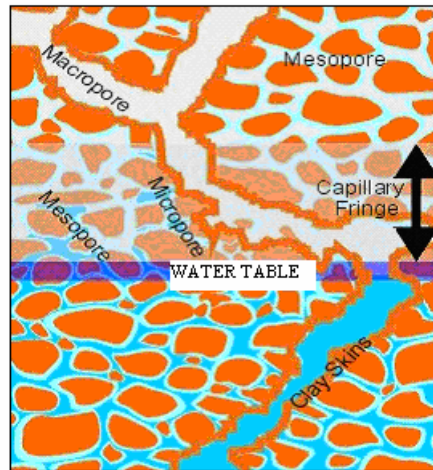


Figura 7.2 - Visione microscopica del suolo.

La *microporosità* rappresenta la dimensione più piccola relativa alla scala degli spazi che costituiscono i *cracks* intergranulari e le regioni di contatto tra i granuli; i pori aventi dimensioni di scala equivalenti ai granuli solidi sono raggruppati nella seconda fascia definita come *mesoporosità*; infine vuoti e fratture aventi scala maggiore dei granuli sono definiti come *macroporosità*.

Nel processo di inviluppo la microporosità costituisce la matrice di *background* all’interno della quale vengono inserite le inclusioni sferiche che rappresentano i mesopori e i granuli di roccia ed i macropori rappresentati da vuoti e fratture.

Il processo di inviluppo infinitesimale avviene partendo da una matrice iniziale ed assumendo, a ciascuno *step* condizioni di uguale distribuzione delle inclusioni e saturazione; per ogni distinta fase vengono calcolati i valori di conducibilità e di permittività dielettrica relativi.

Tale modello dimostra chiaramente come la relazione esistente tra permittività dielettrica e porosità sia influenzata in maniera determinante dal fattore di scala relativo alla dimensione delle particelle; ciò risulta chiaro dalla variazione significativa nei dati di permittività - porosità mostrati in seguito.



### 7.3.1 Descrizione matematica del processo di “embedding” in Scaled Porosity

Il modello di *Scaled porosity* consente la modellizzazione delle proprietà dielettriche di un mezzo poroso per due differenti tipologie di struttura dei pori: a) modello binario con micro e mesopori; b) modello ternario con micro-meso-macropori. In entrambi i casi la porosità totale ( $\phi$ ) è data dalla somma delle diverse componenti.

- **Modello binario**

$$\text{Porosità} = \phi f(\phi_{\text{meso}}, \phi_{\text{micro}})$$

Tale modello è costruito attraverso una singola sequenza di involuppo dove la microporosità rappresenta la matrice di *background* mentre le inclusioni rappresentano i pori (mesopori) ed i granuli di roccia (Fig. 7.3).

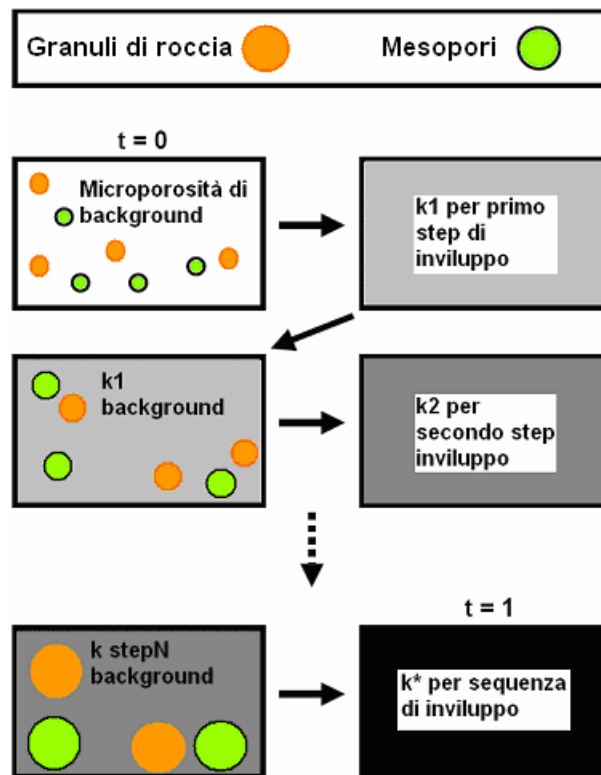


Figura 7.3 - Processo di involuppo e rispettive variazioni della matrice di *background* ad ogni *step*. Da una microporosità di *background* definita in termini di costante dielettrica ( $k_{\text{back}}$ ) al tempo  $t_0$ , si passa attraverso distinte fasi di inclusione di particelle all’interno del mezzo, al tempo  $t_1$  in cui il mezzo presenta un valore di costante dielettrica ( $k^*$ ). Le particelle sono crescenti in dimensioni per ciascuna distinta fase.

La formulazione base per la determinazione del valore della permittività complessa effettiva ( $\varepsilon^*$ ) dei mezzi porosi per valori di microporosità superiore a zero è la seguente:

$$\phi_{micro} > 0$$

$$\frac{d\varepsilon(t)}{dt} = \frac{3\varepsilon(t)}{\phi_{micro} + (1 - \phi_{micro})t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\varepsilon_s - \varepsilon(t)}{2\varepsilon(t) + \varepsilon_s} + \phi_{meso} \frac{\varepsilon_w - \varepsilon(t)}{2\varepsilon(t) + \varepsilon_w} \right\} \quad (7.1)$$

dove le condizioni iniziali sono rappresentate da  $\varepsilon(t=0) = \varepsilon_w$

Quando il modello consiste solamente di mesopori e granuli di sabbia ( $\phi_{micro} = 0$ ), la permittività complessa è ricavata dalla equazione (7.2) in accordo con il CPA (*Coherent Potential Approximation*). In Norris et al., (1985) è stato dimostrato come la formulazione proposta in DEMA sia equivalente al CPA quando la matrice di *background* viene completamente rimpiazzata dalle inclusioni (ad esempio  $\phi_{incl} = 1$ ).

$$\varepsilon^* \left\{ (1 - \phi) \frac{\varepsilon^* - \varepsilon_s}{2\varepsilon^* + \varepsilon_s} + \phi \frac{\varepsilon^* - \varepsilon_w}{2\varepsilon^* + \varepsilon_w} \right\} = 0 \quad (7.2)$$

- **Modello ternario**

$$Porosità = \phi f(\phi_{macro}, \phi_{meso}, \phi_{micro})$$

La determinazione dei parametri dielettrici ed idrologici per il modello ternario richiede due sequenze di involuppo distinte. Nella prima sequenza i granuli individuali di roccia e mesopori sono inseriti all'interno un *background* di microporosità; nella seconda sequenza sono i singoli mesopori ad essere inseriti all'interno di un mezzo composito risultante dalla prima fase di involuppo (Fig. 7.4). La prima sequenza, assimilabile alla modellizzazione del sistema a due componenti o modello a "porosità binaria", produce un sistema composito avente una permittività effettiva definita  $\varepsilon_{embed1}$  in figura 7.4 indicata come  $k^*$ . Essa rappresenta dunque il valore di costante dielettrica complessa effettiva alla fine della prima fase di involuppo.

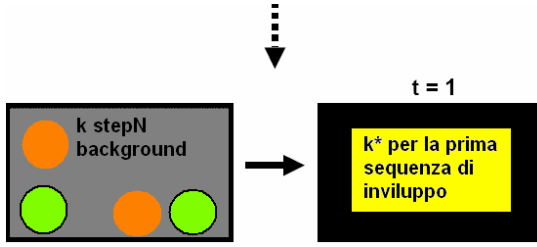


Figura 7.4 - Ultima fase nel processo di inviluppo relativo al modello binario in termini di costante dielettrica complessa relativa ( $k^*$ ). Il modello al tempo  $t_1$  in figura rappresenta la matrice di *background* di partenza per il modello ternario al tempo  $t_0$ , primo *step* di inviluppo per la seconda fase.

Nel sistema a tre componenti il valore della permittività complessa ( $\varepsilon^*$ ) (crf cap.4 pag 26) è ricavabile dall'equazione seguente:

$$\frac{d\varepsilon(t)}{dt} = \frac{3\varepsilon(t)}{\phi_{micro} + (1 - \phi_{macro} - \phi_{micro})t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\varepsilon_s - \varepsilon(t)}{2\varepsilon(t) + \varepsilon_s} + \phi_{meso} \frac{\varepsilon_w - \varepsilon(t)}{2\varepsilon(t) + \varepsilon_w} \right\} \quad (7.3)$$

quando  $\phi_{micro} > 0$  e con  $\varepsilon(t=0) = \varepsilon_w$ .

Come precedentemente descritto per il caso del sistema “binario” nella situazione limite con  $\phi_{micro} = 0$ , la formulazione da cui ricavare  $\varepsilon_{embed1}$  è la seguente:

$$\varepsilon_{embed1} \left\{ (1 - \phi) \frac{\varepsilon_{embed1} - \varepsilon_s}{2\varepsilon_{embed1} + \varepsilon_s} + \phi_{meso} \frac{\varepsilon_{embed1} - \varepsilon_w}{2\varepsilon_{embed1} + \varepsilon_w} \right\} = 0 \quad (7.4)$$

Il secondo *step* è rappresentato dall'inviluppo dei pori macroscopici all'interno del modello generato dalla prima sequenza (Fig. 7.5). Come precedentemente descritto per l'inviluppo granuli di roccia nel modello binario, l'aggiunta di macropori ( $\phi_{macro}$ ) nella seconda fase del modello ternario avviene a partire da un tempo  $t_0$  mediante l'inserimento nella matrice di *background* di sferoidi oblati di dimensioni crescenti per ciascuna distinta fase. Il mezzo risultante è espresso in termini di costante dielettrica  $k$ .

La caratteristica dei macropori nel secondo processo di *embedding* è di essere rappresentati da sferoidi oblati con rapporto delle dimensioni definito dal coefficiente  $\alpha_{macro}$ . Il “rapporto d'aspetto”  $\alpha_{macro}$ , varia tra 0 (rocce fratturate) ad 1 (vuoti sferici).

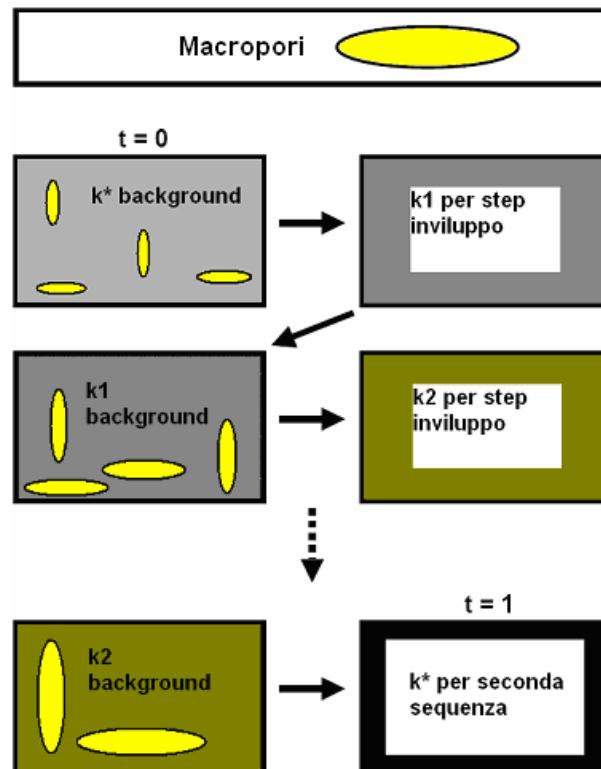


Figura 7.5 - Secondo step di involuppo: sono incluse le particelle delle dimensioni e forma dei macropori.

#### 7.4 Distribuzione dei fluidi di saturazione nel modello binario - (micro - mesopori)

Come anticipato in precedenza, l'impossibilità di eseguire le misure geofisiche in condizioni di drenaggio dell'acqua all'interno del corpo sabbioso, ha motivato la modellizzazione del processo attraverso il programma di calcolo "Scaled Porosity". È stato così possibile rappresentare entrambi i processi di imbibizione e drenaggio valutando le differenze in termini di proprietà dielettriche misurate.

La modellizzazione è avvenuta attraverso una ricostruzione del processo di distribuzione dei fluidi (acqua nel caso specifico) all'interno della struttura di un mezzo poroso. Tale aspetto è importante per la comprensione della dinamica dei processi che alla scala dei pori, agiscono sulle proprietà dielettriche ed idrologiche. Il fenomeno si esplica attraverso tre differenti schemi o stili di distribuzione dei fluidi alla scala dei mesopori, rappresentati da unità sferiche. Nel processo riprodotto in *Scaled Porosity* la microporosità rimane costantemente saturata ed il contenuto d'acqua variato cambiando il grado di saturazione dei pori costituenti la mesoporosità ( granuli e vuoti ad essi assimilabili nelle dimensioni) il cui tasso percentuale rimane costante nel ridefinire la struttura dei pori nel mezzo

### 7.4.1 Mesopori omogenei uniformemente distribuiti

Pori omogenei completamente saturati da entrambe le fasi presenti nel mezzo (acqua e fase non acquosa) per *embedding* simultaneo (Fig. 7.6). Ciascuno *step* di involuppo presume concentrazioni costanti dei mesopori saturati da acqua e fase non fluida.

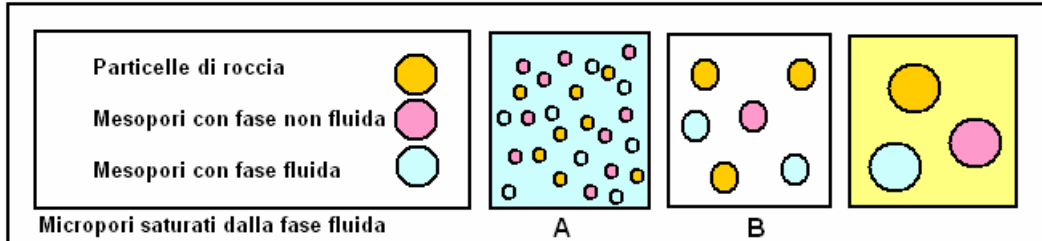


Figura 7.6 - Distribuzione e caratteristiche dei granuli e mesopori nel processo di involuppo simultaneo. Per fase non fluida si intende fase non acquosa. A) particelle di roccia, mesopori con fase fluida e non fluida inseriti all'interno della matrice di background rappresentata dalla fase fluida; B) le dimensioni dei mesopori e particelle di roccia involupate aumentano (modificato da Endres, 2002).

Acqua e fase non fluida sono uniformemente distribuite alla scala dei mesopori. La determinazione delle caratteristiche dielettriche (costante dielettrica e conducibilità) definite con  $(\gamma)$  sono ottenibili attraverso l'equazione 7.5. In essa sono definite le caratteristiche dielettriche del mezzo tenendo in considerazione i valori dei parametri dielettrici per ciascun componente (acqua, granuli, specie non fluide), porosità e contenuto d'acqua. I termini delle equazioni seguenti sono descritti nella tabella 7.1.

$$\frac{d\gamma(t)}{dt} = \frac{3\gamma(t)}{\phi_{micro} + (1 - \phi_{micro})t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\gamma_s - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_s} + (\theta_w - \phi_{micro}) \frac{\gamma_w - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_w} + (\phi - \theta_w) \frac{\gamma_n \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_n} \right\} \quad (7.5)$$

condizioni iniziali:  $\gamma(t = 0) = \gamma_w$

integrato per:  $\gamma(t = 1) = \gamma^*$

$\theta_w$	contenuto volumetrico d'acqua
$\phi$	porosità totale
$\phi_{micro}$	microporosità
$\gamma_s$	Proprietà dielettriche granuli solidi
$\gamma_w$	Proprietà dielettriche acqua nei pori
$\gamma_n$	Proprietà dielettriche specie non fluide
$\gamma^*$	Proprietà dielettriche mezzo effettivo

Tabella 7.1 - Definizione dei parametri presenti nelle equazioni.

### 7.4.2 Mesopori omogenei preferenzialmente distribuiti

Pori omogenei completamente saturati con acqua e fase non acquosa (aria in un sistema bifase); l'*embedding* è di tipo sequenziale ed avviene prima a scapito dei mesopori con fase fluida e non acquosa, poi interessa i mesopori ad opera della fase non acquosa (Fig. 7.7).

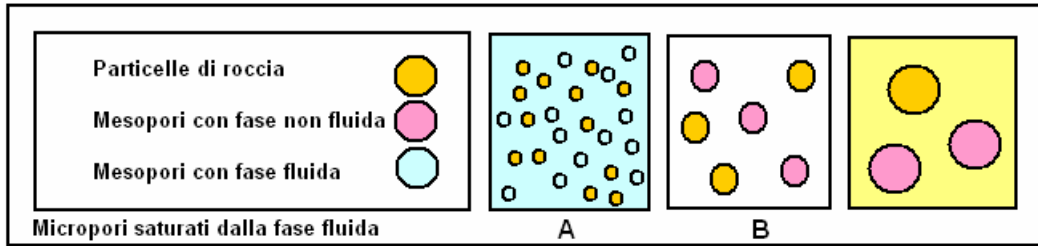


Figura 7.7 - Distribuzione e caratteristiche dei granuli e mesopori nel processo di involuppo sequenziale. Per fase non fluida si intende fase non acquosa. A) la prima fase di è relativa a granuli di roccia e mesopori con fase fluida; B) la seconda fase prevede che i mesopori di dimensioni maggiori siano occupati dalla fase non fluida all'interno del mezzo (modificato da Endres, 2002).

Questa seconda schematizzazione prevede che l'acqua riempia i mesopori aventi dimensioni inferiori mentre la fase non fluida riempie i mesopori aventi dimensioni maggiori.

Nella prima parte del processo sono interessati solo i mesopori saturati da acqua mentre nella seconda fase del processo di *embedding* sono involuppati all'interno del composto i mesopori saturati dalla fase non fluida.

Le due distinte fasi di involuppo sono rappresentabili matematicamente dalle equazioni (7.6) e (7.7) riferite alle fasi 1 e 2 rispettivamente.

#### STEP 1

$$\frac{d\gamma(t)}{dt} = \frac{3(\theta_w - \phi_{micro})\gamma(t)}{\phi_{micro}(\phi - \phi_{micro}) + (1 - \phi_{micro})(\theta_w - \phi_{micro}) \cdot t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\gamma - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_s} + (\phi - \phi_{micro}) \frac{\gamma_w - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_w} \right\} \quad (7.6)$$

condizioni iniziali:  $\gamma(t = 0) = \gamma_w$

integrato a:  $\gamma(t = 1) = \gamma^{embed1}$

#### STEP 2

$$\frac{d\gamma(t)}{dt} = \frac{3(\phi - \theta_w)\gamma(t)}{\theta_w + \phi_{micro}(\phi - \theta_w - 1) + (1 - \phi_{micro})(\phi - \theta_w) \cdot t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\gamma_s - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_s} + (\phi - \phi_{micro}) \frac{\gamma_n - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_n} \right\} \quad (7.7)$$

condizioni iniziali:  $\gamma(t = 0) = \gamma^{embed1}$

integrato a:  $\gamma(t = 1) = \gamma^*$

### 7.4.3 Mesopori eterogenei

Pori eterogenei (sfere concentriche stratificate) con fase non acqua come sfera centrale e fase fluida come guscio esterno di rivestimento. In tale schematizzazione il valore di saturazione residua occupa gli spazi all'interno dei mesopori (Fig. 7.8).

La distribuzione dei fluidi all'interno della struttura può essere di tipo preferenziale all'interno dei mesopori aventi dimensioni minori o di tipo uniforme attraverso pori della dimensione dei mesopori.

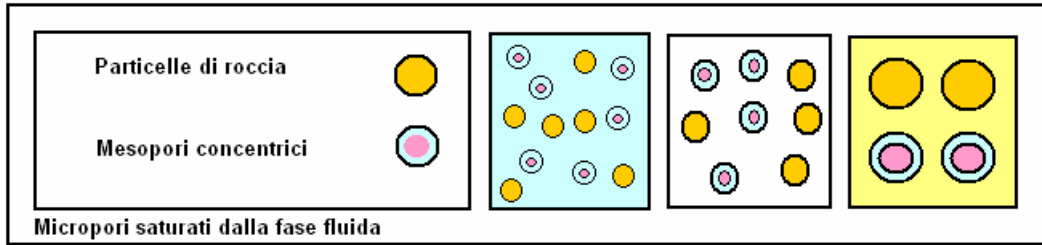


Figura 7.8 - Distribuzione e caratteristiche dei granuli e mesopori nel processo di involuppo con mesopori eterogenei; A) granuli di roccia e mesopori all'interno di una matrice di *background* rappresentata dai micropori saturati dalla fase fluida; i mesopori sono rappresentati come sfere concentriche poiché occupati all'interno dalla fase non fluida e rivestiti all'esterno dalla fase fluida (modificato da Endres, 2002).

I mesopori sono individualmente e simultaneamente occupati da acqua e fase non fluida, a costituire un sistema a due componenti rappresentabile attraverso una sfera concentrica in cui trovano spazio entrambi le fasi; il nucleo interno è costituito dalla fase non fluida ed il guscio esterno è costituito da acqua (fase fluida).

$$\frac{d\gamma(t)}{dt} = \frac{3\gamma(t)}{\phi_{micro} + (1 - \phi_{micro})t} \left\{ (1 - \phi) \frac{\gamma_s - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_s} + (\phi - \phi_{micro}) \frac{\gamma_{cs} - \gamma(t)}{2\gamma(t) + \gamma_{cs}} \right\} \quad (7.8)$$

Proprietà effettive dei mesopori: sfere concentriche con guscio esterno (acqua) e nucleo interno (fase non fluida, NAPF).

$$\gamma_{cs} = \gamma_w \frac{\gamma_n + 2\gamma_w 2(1 - S_w^{pore})(\gamma_n - \gamma_w)}{\gamma_n + 2\gamma_w - (1 - S_w^{pore})(\gamma_n - \gamma_w)} \quad (7.9)$$

$$\text{dove } S_w^{pore} = \frac{\theta_w - \phi_{micro}}{\phi - \phi_{micro}} \quad (7.10)$$

### 7.5 Risultati della modellizzazione

La modellizzazione eseguita è basata sulla generazione di due modelli teorici che presentano una differente struttura ed organizzazione dei pori al proprio interno; sono stati considerati un modello binario, costituito da una *micro* ed una *mesoporosità*, ed un modello ternario con *micro*, *meso* e *macroporosità*. In tal modo è stato possibile analizzare e valutare gli effetti della differente organizzazione nella struttura interna di un mezzo poroso. Concettualmente si è operata una variazione sistematica dei valori di porosità totale del mezzo al fine di valutarne le rispettive variazioni nei valori di permittività dielettrica; è stato variato il rapporto microporosità - porosità totale al fine di valutare l'impatto che questa variazione determina sulle caratteristiche dielettriche. È inoltre stato valutato il differente comportamento delle proprietà dielettriche per differenti stili di saturazione del mezzo da parte dei fluidi.

La modellizzazione è avvenuta sulla base dei valori di costante dielettrica e conducibilità, relativamente alle fasi coinvolte nel processo, riportati in tabella 7.2.

$$\varepsilon_w = 80$$

$$\sigma_w = 0.1S / m$$

$$\varepsilon_{grain} = 5$$

$$\sigma_{grain} = 0S / m$$

$$\varepsilon_{aria} = 1$$

$$\sigma_{aria} = 0S / m$$

Tabella 7.2 - Valori di permittività e conducibilità adottati nella modellazione;  $\varepsilon_w$  e  $\sigma_w$  costante dielettrica e conducibilità dell'acqua,  $\varepsilon_{grain}$  e  $\sigma_{grain}$  valori dei granuli di roccia e  $\varepsilon_{aria}$  -  $\sigma_{aria}$  valori dell'aria.

#### 7.5.1 Modello 1 - (micro-mesopori)

Prevede due differenti dimensioni dei pori all'interno della struttura, micro e mesopori; la macroporosità è considerata pari a zero. Questo è il modello che meglio riproduce la situazione per il corpo sabbioso analizzato nell'area test.

L'analisi è stata eseguita su delle curve  $k - \phi$  (porosità) generate variando il valore del contenuto d'acqua totale e mantenendo fisso, per differenti valori, il rapporto



microporosità - mesoporosità. Sono stati definiti i due modelli relativi ad una situazione di imbibizione (inviluppo sequenziale) e drenaggio (inviluppo simultaneo) (Fig. 7.9) oltre a definire le curve  $k - \phi$  (contenuto d'acqua) per differenti tipi litologici, sabbia media, fine, grossolana e ghiaia dalle caratteristiche riportate in tabella 7.3. Si osservi come tali modelli presentino andamenti molto simili per via dei valori di porosità definiti in un breve intervallo; solo la curva rappresentativa della ghiaia si discosta fornendo valori di  $k$  inferiori. Una differenza sostanziale, testimonianza dell'influenza dovuta alla "storia" di saturazione che ha interessato un mezzo, è mostrata nel grafico (Fig. 7.10) (Endres et al., 1992); in esso sono riportate le curve  $k - \phi$  per la gli stili di inviluppo di tipo "sequenziale" e "simultaneo". I due modelli sono stati calcolati relativamente ad una microporosità pari a 0.09 e 0.01; si noti come per valori di microporosità maggiore le curve relative alle due sequenze di inviluppo siano traslate verso valori più alti di costante dielettrica.

	$k_{max}$	$k_{min}$	$\theta_s$	$\theta_r$
Sabbia grossolana	20.09	4.17	0.375	0.03
Sabbia media	19.70	5.12	0.36	0.053
Sabbia fine	20.61	4.37	0.38	0.0361
Ghiaia	13.16	3.72	0.28	0.005

Tabella 7.3 - Valori di riferimento (costante dielettrica massima, minima e valori di saturazione residua e totale) per materiali sabbiosi a granulometria nota

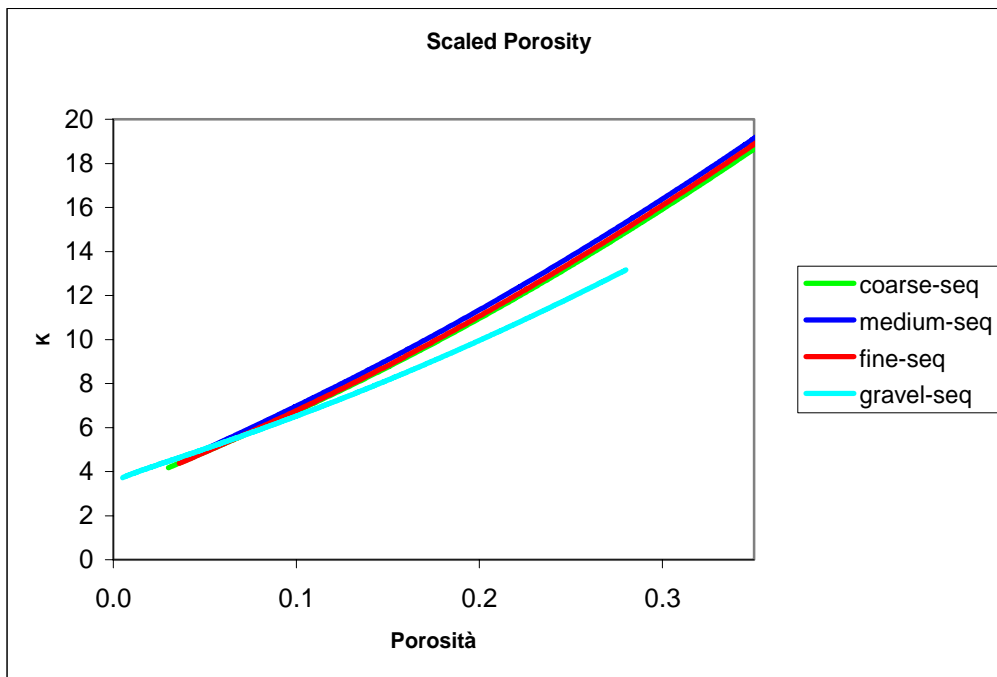


Figura 7.9 - Curve  $k - \phi$  per materiali a differente granulometria.

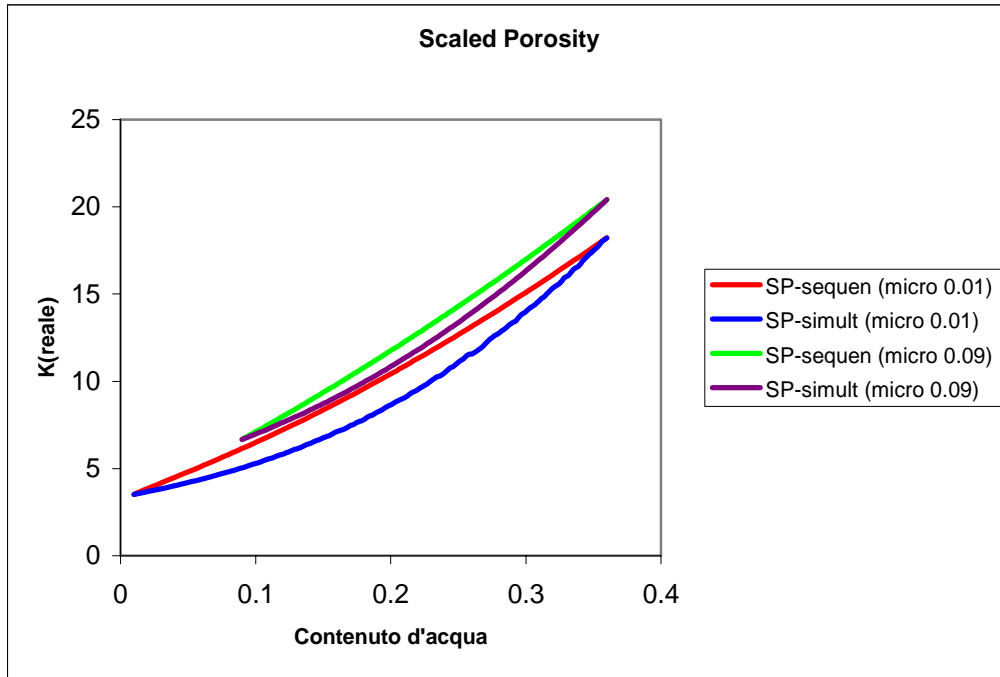


Figura 7.10 - Curve modello relative a condizioni di microporosità differente e processi di involuppo sequenziale e simultaneo.

Facendo riferimento al modello binario di porosità sono state riprodotte le curve teoriche  $k-\phi$  per differenti valori del rapporto  $\phi_{micro}/\phi$ ; nello specifico sono riportate nel grafico rapporti pari a 1, 0, 0.1 (Fig. 7.11). Per valori del rapporto  $\phi_{micro}/\phi = 0$ , e  $\phi_{micro}/\phi = 1$ , abbiamo i casi limite della modellizzazione binaria, ossia pori rappresentati esclusivamente da una mesoporosità e pori costituiti da sola microporosità rispettivamente. Dalle curve ottenute è evidenziato come ad un aumento di contenuto d'acqua, per ciascuno dei valori del rapporto  $\phi_{micro}/\phi$ , si assiste ad un aumento relativo di permittività dielettrica. È possibile inoltre valutare l'incidenza che il rapporto  $\phi_{micro}/\phi$  ha su tale variazione; considerando ad esempio un preciso valore di porosità  $k$  aumenta quanto più la frazione dei pori è rappresentata da una microporosità. Inversamente si può notare come per un determinato valore di costante dielettrica si ottiene un diverso valore di porosità totale a seconda del valore del rapporto  $\phi_{micro}/\phi$ ; ad esempio ad un valore di  $k = 15$  corrisponde una porosità compresa tra 0.23 e 0.32. In figura 7.12 è riportato l'andamento per valori di  $\phi$  differenti, del parametro  $k$  in funzione del rapporto  $\phi_{micro}/\phi$ .

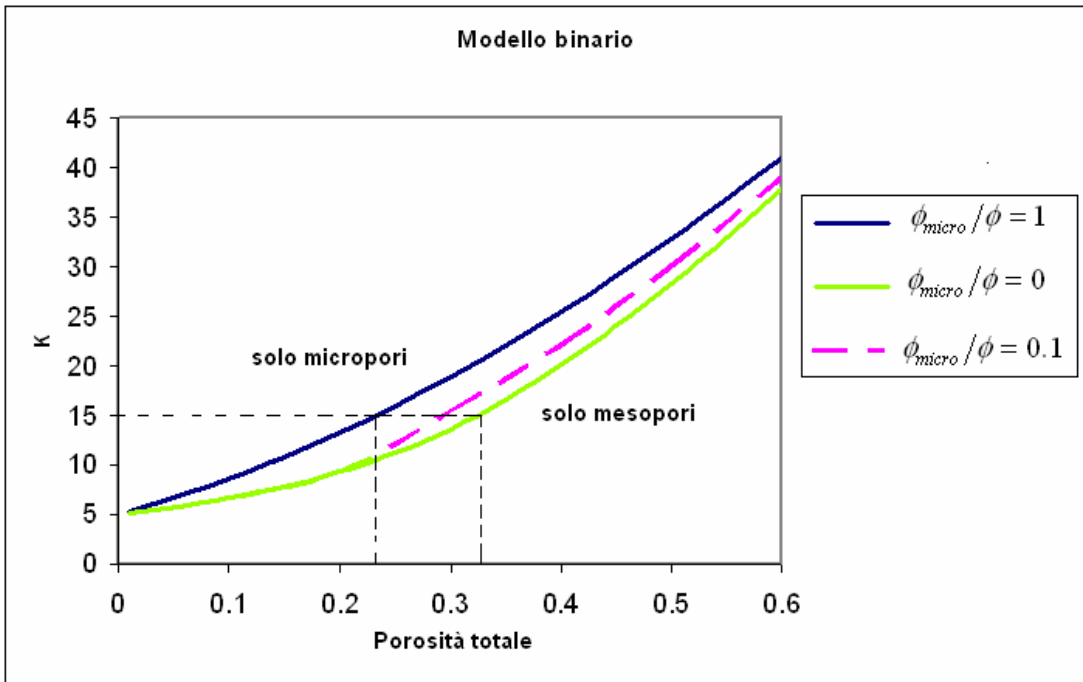


Figura 7.11 - Modello binario relativo a condizioni del rapporto  $\phi_{micro} / \phi$  ( $= 1; =0; =0.1$ ).

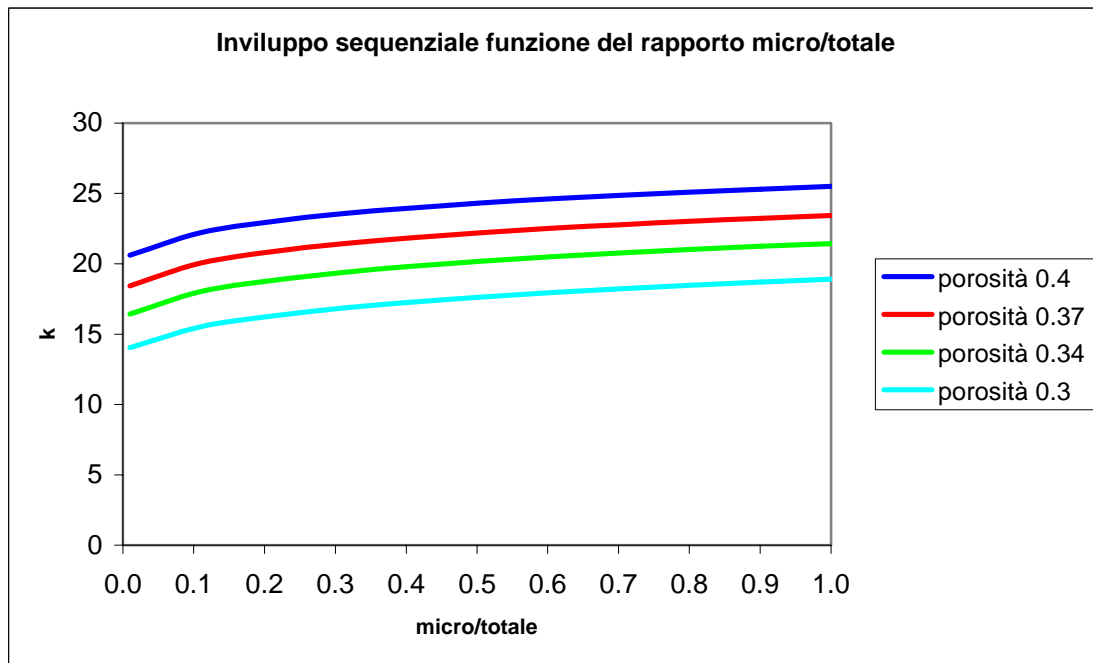


Figura 7.12 - Andamento del valore di costante dielettrica per valori crescenti di microporosità.

### 7.5.2 Modello ternario - micro-meso-macropori

Il modello ternario è concettualmente creato sulla base di quello binario aggiungendo la componente relativa a vuoti e fratture (macroporosità).

I processi geologici rivestono un importante ruolo nelle variazioni di queste grandezze e risulta pertanto importante definire come queste influiscono sulle proprietà dielettriche di un mezzo. Per semplicità e una maggior accuratezza nell'analisi, i macropori sono stati distinti in "vuoti" e "fratture". La distinzione è basata su un parametro definito "fattore geometrico"  $\alpha$ . Questo varia tra 0 ed 1 rispettivamente per macropori assimilabili a fratture e macropori assimilabili a vuoti (Fig. 7.13).

L'incremento di  $k$  in funzione dell'aumento di porosità del modello e dell'aggiunta di macropori è differente a seconda che i macropori siano rappresentati da vuoti o da fratture; i valori più alti sono infatti raggiunti per incrementi di macropori assimilabili a fratture. È comunque fondamentale conoscere il modello di partenza ed il preciso rapporto  $\phi_{micro}/\phi$  all'interno dello stesso. In figura 7.13 i dati sperimentali ( $k - \theta$ ) sulla base del CRIM, sono stati inseriti all'interno del modello teorico prodotto da *Scaled Porosity*. I dati si collocano all'interno del valore limite di contenuto d'acqua pari a 0.4, valore indicativo del massimo valore di porosità cui i dati sperimentali fanno riferimento.

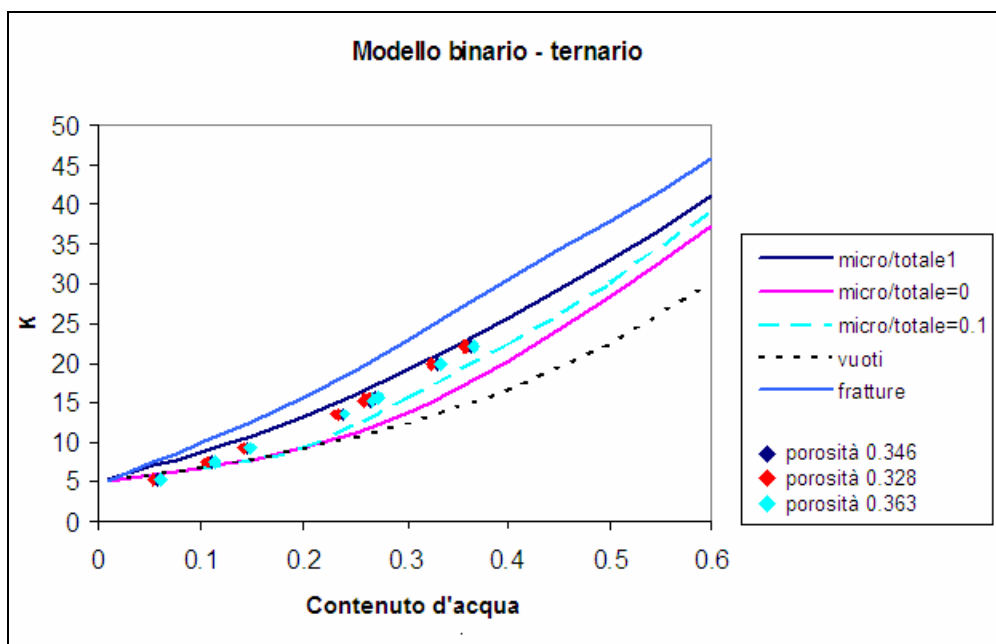


Figura 7.13 - Modello ternario; sono state aggiunte le curve relative all'inserimento dei macropori (vuoti - fratture). I dati sperimentali si collocano all'interno del modello tra le curve rappresentative di un rapporto  $\phi_{micro}/\phi$  pari ad 1 e pari a 0.1, rappresentative del modello binario.

# Capitolo 8

## *Generazione di un segnale radar sintetico e modellizzazione della Zona Insatura*

Il capitolo riporta una descrizione della modellizzazione del segnale radar effettuata al fine di comprendere i meccanismi che influenzano la propagazione di un'onda e.m. all'interno di un mezzo. È stata analizzata la capacità di localizzazione della superficie piezometrica mediante antenne radar aventi differente frequenza centrale ed è stata valutata l'influenza della zona di transizione sulla propagazione del segnale. La modellizzazione è avvenuta sulla base di due modelli fisici differenti.

### **8.1 Introduzione**

Da osservazioni fatte sui dati radar relativi alle differenti antenne utilizzate nell'indagine eseguita nell'area test, è risultato chiaro come l'individuazione del livello piezometrico risulti più o meno difficoltosa a seconda della specifica frequenza centrale di esercizio dell'antenna impiegata. L'antenna da 900 MHz ha infatti mostrato chiari limiti nella caratterizzazione del settore di indagine. Questo aspetto ha richiesto in fase di analisi dei dati GPR, una modellizzazione del segnale radar eseguita attraverso la generazione di un segnale sintetico per uno spettro di frequenza compreso tra 100 MHz e 1 GHz, sulla base di due modelli fisici.

Questa operazione, svolta attraverso il programma di calcolo (GPRSyn1D, Sensore&Software) rappresenta una fase importante nella definizione di precisi aspetti quali:

- Comprensione del comportamento dell'onda elettromagnetica da un punto di vista fisico;
- Quantificazione della risposta e sensibilità alle variazioni dei parametri in gioco nella propagazione del segnale in un mezzo;
- Ottimizzazione di vari aspetti relativi alle misure (tempo di propagazione e miglior frequenza di esercizio);
- Semplificazione nell'interpretazioni a vari livelli di complessità;

La modellizzazione del segnale radar consente in definitiva di tradurre le osservazioni in utili informazioni.

Nel lavoro di tesi, questa è avvenuta sui dati sperimentali ottenuti dalle misure geofisiche eseguite nell'area test di Viterbo. I modelli fisici utilizzati sono espressi in funzione delle variazioni dei parametri dielettrici, secondo una tripartizione verticale del corpo sabbioso (crf. Cap. 7).

Il tipo di analisi svolta ha offerto la possibilità di definire precisi aspetti relativi all'individuazione della superficie piezometrica attraverso l'utilizzo della strumentazione GPR.

In Van Overmeeren, (1994); Endres et al., (2000); Huisman et al., (2003); Annan, (2005), sono riportati esempi relativi alla caratterizzazione della superficie piezometrica attraverso la tecnica di prospezione radar. Le frequenze massime utilizzate nei presenti lavori sono 200 MHz e 400 MHz mentre in Loeffler e Bano (2004) sono state utilizzate frequenze di 900MHz e 1200MHz.

L'aspetto interessante relativo all'applicazione della metodologia GPR per la caratterizzazione del livello piezometrico è rappresentato dalle difficoltà che le antenne ad alta frequenza (900 MHz e 1200 MHz) incontrano nell'individuazione della tavola d'acqua, in relazione alle condizioni di saturazione del mezzo ed estensione della zona di transizione (Bano, 2006); il quesito è dunque relativo a quali siano le cause di tale comportamento. La ragione è da ricercarsi nei rapporti che legano i caratteri delle onde e.m. al comportamento delle stesse nella propagazione all'interno della zona di transizione (lunghezza d'onda - spessore *z.t.*). Per tale ragione, attraverso la modellizzazione del segnale radar si è cercato di capire come ed in che misura la propagazione delle onde sia influenzata da tale settore.

È stata dunque effettuata una modellizzazione monodimensionale del segnale radar nel dominio della frequenza attraverso il programma GPRSYN1D.

## 8.2 Caratteristiche del programma GPRSYN1D

GPRSYN1D è un programma in ambiente visual basic per la modellizzazione 1D del segnale GPR per modelli stratificati della terra ad interfacce graduali non nette.

Le proprietà elettromagnetiche (costante dielettrica ed attenuazione) del suolo di riferimento sono introdotte all'interno di un file di testo. La risposta del segnale GPR in termini di radargramma sintetico, è calcolata in maniera simile a quella utilizzata nell'industria petrolifera nel calcolare i sismogrammi sintetici (Wuenschel, 1960). In questo processo il modello della terra, rappresentato da una serie di strati ciascuno dei quali è espresso in termini di spessore e valore definito dei parametri dielettrici, è convertito in un modello equivalente (modello avente uguale tempo di andata e ritorno delle onde elettromagnetiche) in cui il tempo di percorrenza per tutti gli strati è dunque identico. Gli strati adiacenti nel modello stratificato e caratterizzati da una minima variazione delle proprietà elettriche vengono combinati tra loro in un unico livello; questo processo è basato sulla valutazione dell'entità del coefficiente di riflessione a ciascuna interfaccia. Il coefficiente di riflessione al confine di ciascuno strato, assieme al coefficiente di attenuazione, definiscono l'equivalente modello in termini di tempo di percorrenza dell'onda all'interno del mezzo.

Il radargramma è calcolato eccitando il modello ad ugual *travel time* per mezzo di un impulso di un'onda piana ad incidenza verticale; l'impulso è propagato all'interno del modello in *time steps* corrispondenti al tempo di propagazione dell'onda per ciascuno strato. Al livello di ciascun confine tra gli strati, gli eventi di invio e ricezione del segnale sono determinati sulla base degli appropriati coefficienti di riflessione e di attenuazione. Questa operazione è ripetuta affinché l'impulso non è stato registrato relativamente all'intervallo temporale impostato. Nella modellizzazione tutte le multiple generate possono essere escluse operando una selezione sull'ampiezza del segnale.

Il *time step* di generazione dell'impulso utilizzato, dipende dalla frequenza e dalla risoluzione richiesta; valori tipici sono 0.005 ns per una frequenza di 1000 MHz e 0.025 ns per una da 100 MHz.

La generazione del radargramma finale è basata su un processo di convoluzione del segnale a ciascuna lunghezza d'onda (Ricker - onda a zero fase comunemente utilizzata nel campo petrolifero per la determinazione dei sismogrammi sintetici).

Una serie di assunzioni è fatta per semplificare il processo di elaborazione del radargramma finale. Il mezzo è considerato non dispersivo e per tenere in

considerazione la dipendenza della velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche dalla frequenza di esercizio, il modello delle proprietà dielettriche in funzione della profondità, deve essere calcolato per la medesima frequenza centrale. Il programma tiene in considerazione l'attenuazione dell'onda generata attraverso la determinazione delle perdite per conducibilità.

### 8.3 Caratteristiche del modello teorico di partenza

L'analisi è stata eseguita per uno spettro di frequenza compreso tra 100 MHz - 1GHz su due differenti modelli fisici di stratificazione del terreno (Fig. 8.1 a, b). Le caratteristiche di ciascuno sono state rappresentate in termini di velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche, all'interno di un mezzo con e senza zona di transizione. Il primo modello presenta due strati (asciutto -  $v_1$ ; saturo -  $v_3$ ) e una zona di transizione intermedia ( $v_{transizione}$  - variabile linearmente con la profondità) individuata sperimentalmente dalle misure TDR (Fig. 8.1 a). Nota la dipendenza della velocità di propagazione delle onde all'interno della zona di transizione per via della riduzione dell'intensità del segnale, alla velocità relativa a tale settore è applicato un gradiente, come verrà specificato più avanti nella trattazione. Il secondo modello ipotizza tre strati con caratteristiche di velocità  $v_1$  (asciutto),  $v_3$  (saturo) e  $v_2$  per lo strato intermedio con caratteristiche dielettriche medie tra i livelli sovrastante e sottostante (8.1 b).

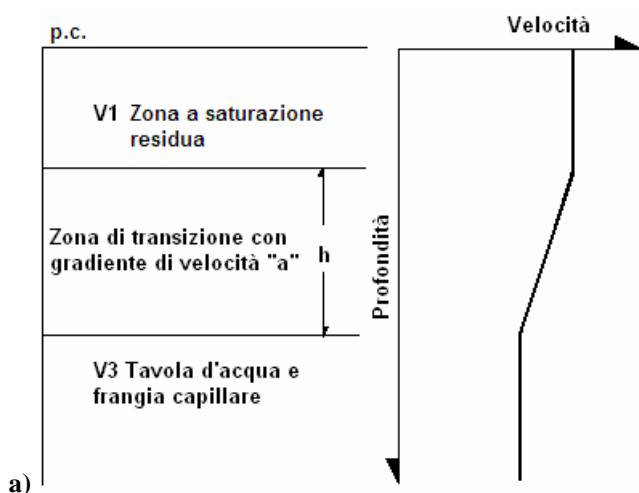


Figura 8.1 - a) Modello a tre strati con zona di transizione intermedia; la velocità nello strato  $v_2$  è funzione del gradiente applicato come fattore di riduzione in base all'altezza della zona di transizione.



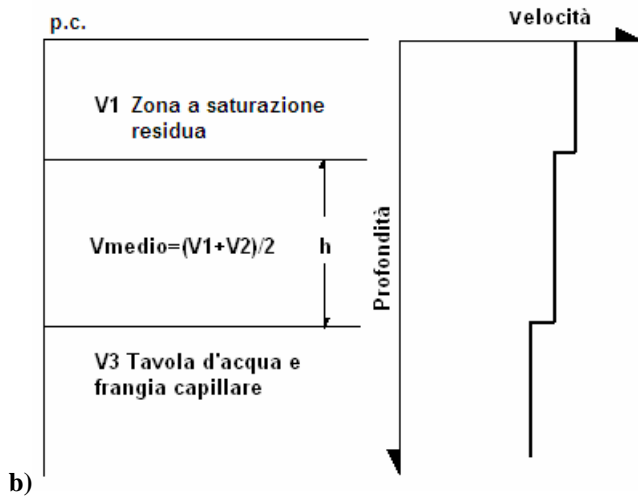


Figura 8.1 - b) Modello a tre strati senza zona di transizione; lo strato intermedio presenta caratteristiche di velocità intermedie tra gli strati a velocità  $v_1$  e  $v_3$ . Per entrambi i modelli lo spessore dello strato intermedio presenta la stessa altezza (h).

Lo strato definito “zona a saturazione residua” ( $\theta_s$ ), rappresenta un sistema trifasico con aria-acqua-sabbia, e caratterizzato da una velocità delle onde elettromagnetiche  $v_1$ ; lo strato saturo è invece rappresentativo di un sistema bifase con acqua e sabbia e velocità delle onde elettromagnetiche  $v_3$  ( $v_1 > v_3$ ) (Tab. 8.1). Gli strati sono considerati omogenei e pertanto la costante dielettrica associabile alle velocità delle onde elettromagnetiche sono ottenibili dal *Complex Refractive Index Model* applicato ai valori misurati con il GPR ed il TDR.

	GPR	TDR 0.48 m	TDR 0.85 m
$v_1$ m/ns	<b>0.1295</b>	<b>0.137</b>	<b>0.136</b>
$v_3$ m/ns	<b>0.062</b>	<b>0.073</b>	<b>0.067</b>

Tabella 8.1 - Valori di velocità delle onde elettromagnetiche ricavati dalle misure TDR e GPR nella vasca sperimentale.

La velocità dello strato corrispondente alla zona di transizione è ricavata per interpolazione dei valori massimo e minimo di velocità nella determinazione di un gradiente verticale (a). Per il modello di figura 8.1b, la velocità dello strato intermedio  $v_2$  è ottenuta dalla media tra i valori di velocità caratteristici,  $v_3$  e  $v_1$  degli strati saturo ed insaturo rispettivamente.

Dai dati sperimentali lo spessore della zona di transizione è stato fissato pari a 0.16 m (crf. 6.3.1). Su tale base è possibile definire il modello di partenza con zona di transizione e ricavare il gradiente di velocità nel rispettivo settore. Un esempio relativo

alla propagazione delle onde elettromagnetiche in mezzi dielettrici non omogenei compresi tra due semispazi omogenei è riportato in Bilotti et al., (1999, 2002).

Le caratteristiche di eterogeneità che contraddistinguono la zona di transizione da un punto di vista del contenuto d'acqua e dunque delle proprietà dielettriche sono esprimibili attraverso il coefficiente di riflessione nell'equazione proposta da Wolf (1937) e Officer (1958).

$$R_{(\omega)} = \frac{1}{2 \frac{i\omega}{a} + \frac{m(v_3^m + v_1^m)}{v_3^m - v_1^m}} \quad (8.1)$$

Con  $R_{(\omega)}$  coefficiente di riflessione in funzione della frequenza e  $\omega$  velocità angolare ( $= 2\pi f$ ).

Il coefficiente  $m$  è definito dall'equazione 8.3:

$$m = 2 \sqrt{\frac{1}{4} - \frac{\omega^2}{a^2}} \quad (8.2)$$

Il gradiente  $a$  di riduzione di velocità dell'onda elettromagnetica all'interno della zona di transizione è dato dalla seguente equazione

$$a = \frac{v_3 - v_1}{h} \quad (8.3)$$

dove  $h$  rappresenta l'altezza della zona di transizione e  $v_1$  e  $v_3$  rispettivamente le velocità della strato asciutto e saturo. In Bano (2006) sono stati analizzati gli effetti sul coefficiente di riflessione dovuti alle proprietà intrinseche della zona insatura; il lavoro ha fornito utili spunti sulla modellizzazione delle modalità di propagazione di un'onda elettromagnetica all'interno della stessa. Una ulteriore formulazione che consente di ricavare il valore di costante dielettrica all'interno della zona di transizione è la seguente:

$$\kappa^* = \frac{c^2}{(v_1 + az)^2} \quad (8.4)$$

Ancora una volta il termine  $a$  rappresenta il gradiente mentre  $z$  è il numero relativo a ciascun livello o porzione di suolo attraverso cui la zona di transizione è rappresentata.

#### 8.4 Dati e risultati

La modellizzazione ha determinato la generazione di modelli relativi a tre frequenze, 100 MHz, 400 MHz e 900 MHz, sulla base di due modelli fisici di riferimento, uno caratterizzato dalla presenza di una zona di transizione, l'altro con uno strato intermedio dalle caratteristiche mediate sui valori degli strati sovrastante e sottostante. La tabella 8.2 riporta i parametri utilizzati nella generazione dei modelli sintetici.

Modello con zona di transizione da dati GPR	Profondità (m)	$k_r$	dB/m
<b>Strato 1</b>	0	4.83	1
Zona transizione	0.3	5.89	1
Zona transizione	0.31	6.96	1
Zona transizione	0.32	8.02	1
Zona transizione	0.33	9.09	1
Zona transizione	0.34	10.15	1
Zona transizione	0.35	11.21	1
Zona transizione	0.36	12.28	1
Zona transizione	0.37	13.34	1
Zona transizione	0.38	14.40	1
Zona transizione	0.39	15.47	1
Zona transizione	0.4	16.53	1
Zona transizione	0.41	17.60	1
Zona transizione	0.42	18.66	1
Zona transizione	0.43	19.72	1
Zona transizione	0.44	20.79	1
Zona transizione	0.45	21.85	1
<b>Strato 3</b>	0.46	21.85	1

Modello a tre strati da dati GPR	Profondità (m)	$k_r$	dB/m
<b>Strato 1</b>	0	4.83	1
<b>Strato 2</b>	0.3	13.34	1
<b>Strato 3</b>	0.46	21.85	1

Tabella 8.2 - Dati di costante dielettrica ricavati dalle misure GPR nella vasca sperimentale e riferite al modello a tre strati ed a quello con zona di transizione intermedia. I valori di costante dielettrica minimo e massimo sono stati utilizzati per la determinazione del valore di costante dielettrica dello strato intermedio cui è stato attribuito uno spessore pari a 0.16 m ottenuto dalle misure TDR.

In figura 8.2 il segnale sintetico è relativo ai due modelli, rispettivamente a tre strati e con zona di transizione, e generato per una frequenza pari a 100 MHz. La durata dell'impulso e la lunghezza d'onda dell'antenna, maggiori degli spessori relativi alla zona di transizione e degli strati riprodotti nel modello ipotizzato, non consente una netta visualizzazione delle discontinuità fisiche presenti; è comunque evidente la presenza per il modello con zona di transizione di un livello maggiormente riflettente imputabile al top del mezzo saturo. Naturalmente l'antenna a frequenza centrale 100

MHz è adatta per la localizzazione della superficie piezometrica ubicata a profondità di indagine maggiori.

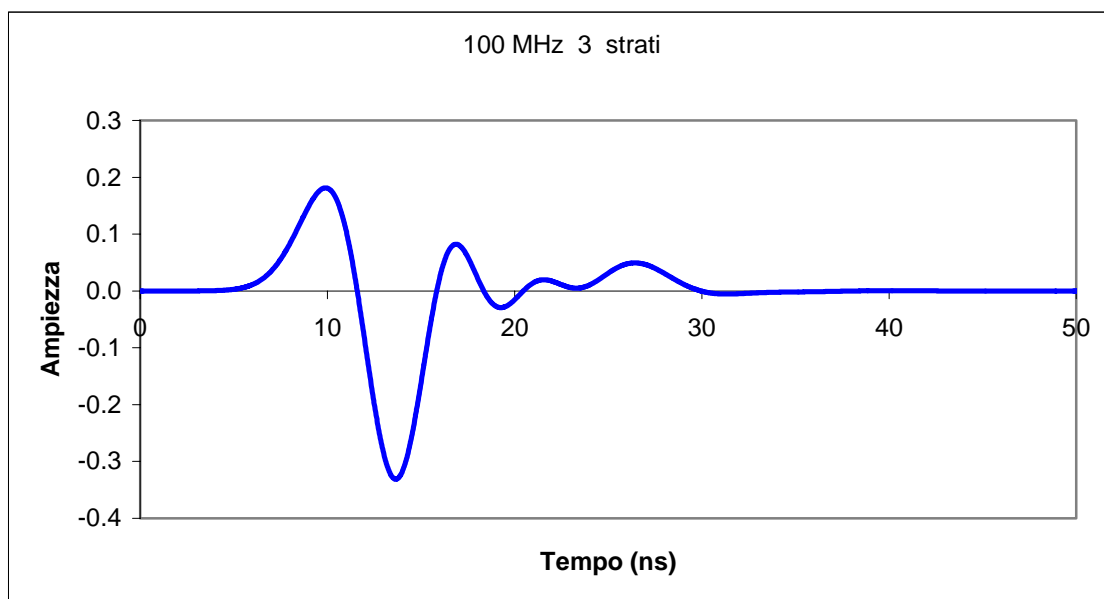


Figura 8.2 - a) segnale sintetico per modello teorico a tre strati (antenna da 100 MHz)

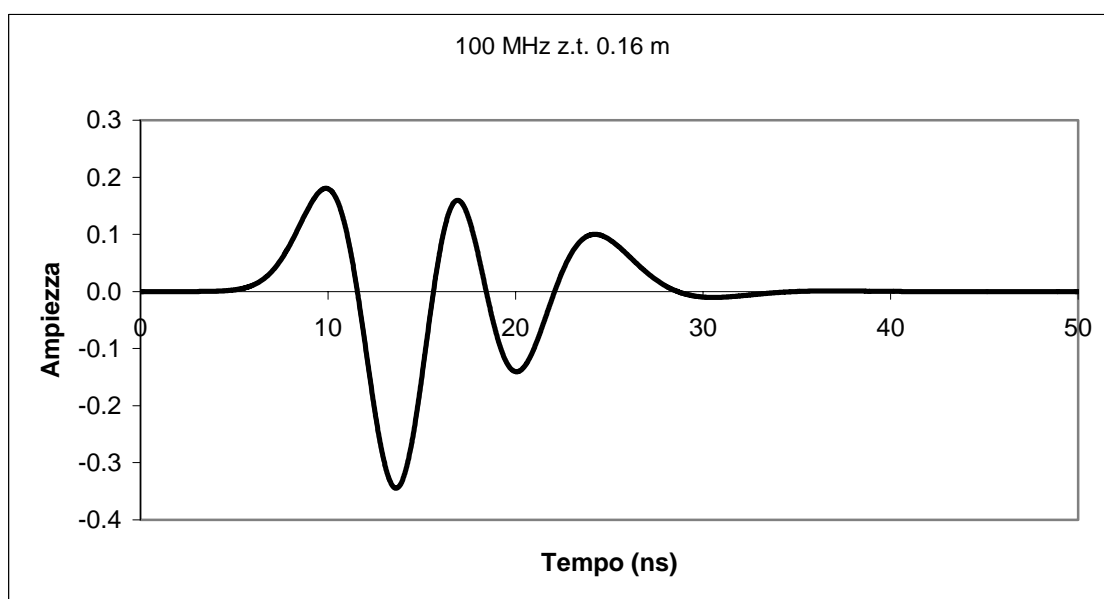


Figura 8.2 - b) segnale sintetico per modello teorico con zona di transizione (antenna da 100 MHz).

Il segnale relativo alla frequenza di 400 MHz (Fig. 8.3), mostra chiare riflessioni alle interfacce nel modello a tre strati ed una minima ma evidente riduzione di ampiezza del segnale all'interno della zona di transizione. Il limite superiore della zona satura è localizzato a circa 11 ns.

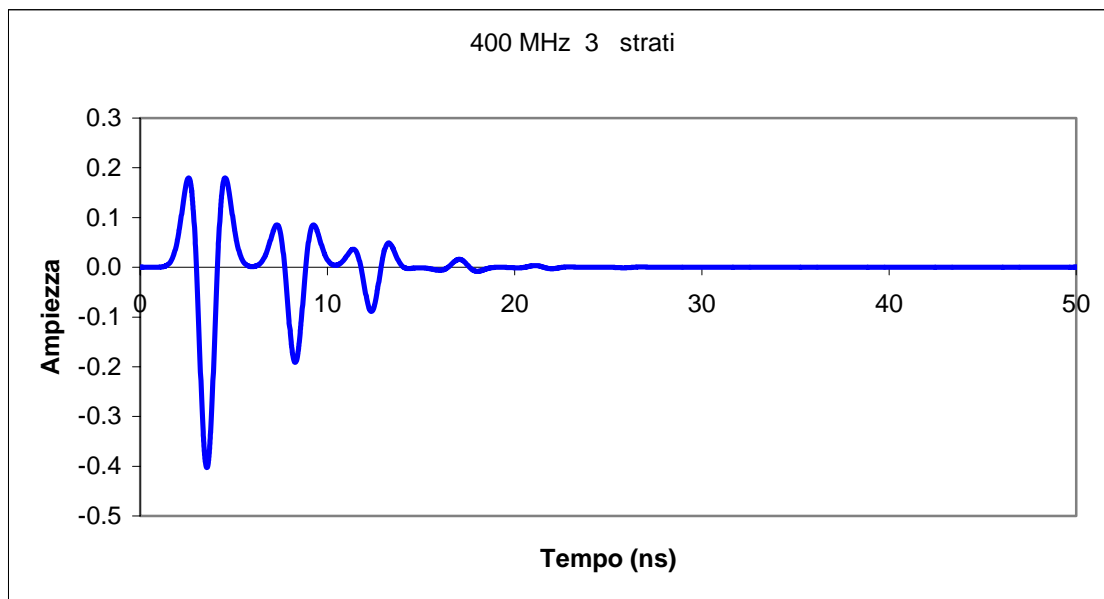


Figura 8.3 - a) segnale sintetico per modello teorico a tre strati (antenna da 400 MHz);

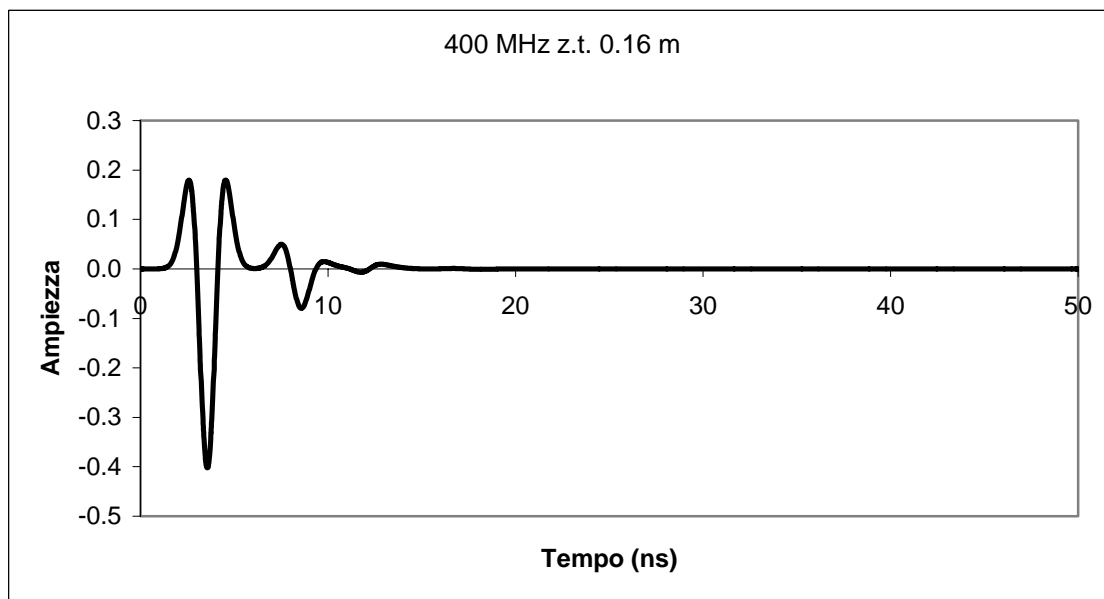


Figura 8.3 - b) segnale sintetico per modello teorico con zona di transizione (antenna da 400 MHz).

In accordo con i dati sperimentali, il maggior effetto relativo alla presenza della zona di transizione (*z.t.*) si osserva per l'antenna da 900 MHz (Fig. 8.4). Si può infatti notare come nel modello a tre strati siano molto chiare le riflessioni alle interfacce mentre per il modello con zona di transizione non è individuata chiaramente la discontinuità relativa alla superficie piezometrica.

Da quanto mostrato nei grafici è evidente come le differenti frequenze localizzino in modo differente la stratificazione nei due modelli, mostrando chiaramente l'influenza della zona di transizione sulla propagazione dell'onda elettromagnetica nel sottosuolo. Tale influenza è stata dimostrata essere rilevante per la frequenza radar 900 MHz. Questo aspetto è evidenziato in figura 8.5 mediante; accertata dunque l'influenza esercitata dalla zona di transizione (*z.t.*) per un modello con spessore pari a 0.16 m della stessa, è stata operata una simulazione relativamente ad un modello con *z.t.* estesa 0.50 m.

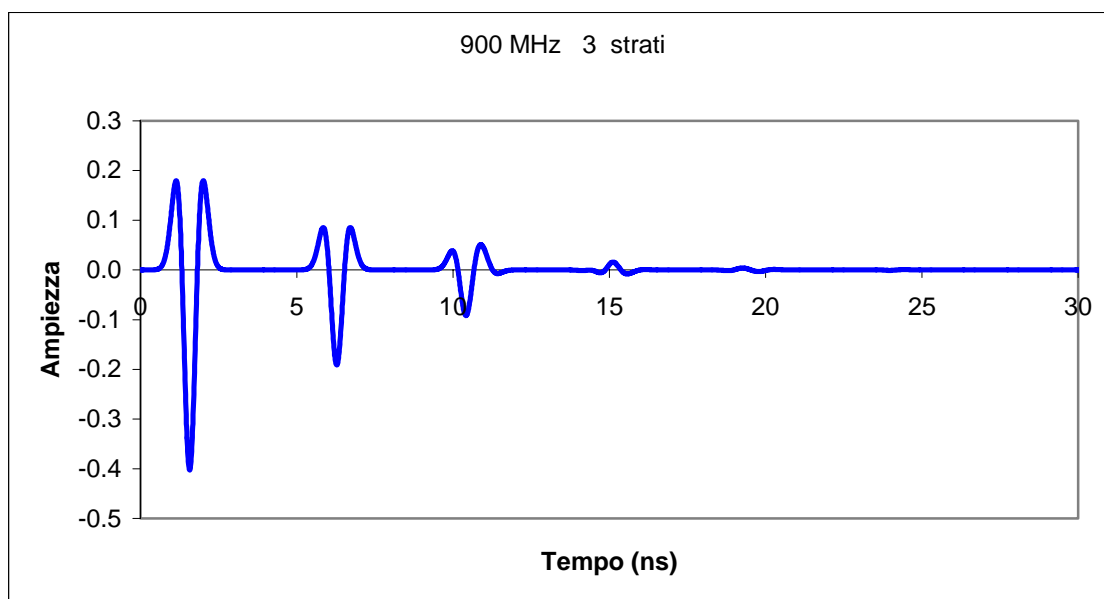


Figura 8.4 - a) segnale sintetico per modello teorico a tre strati (antenna da 900 MHz);

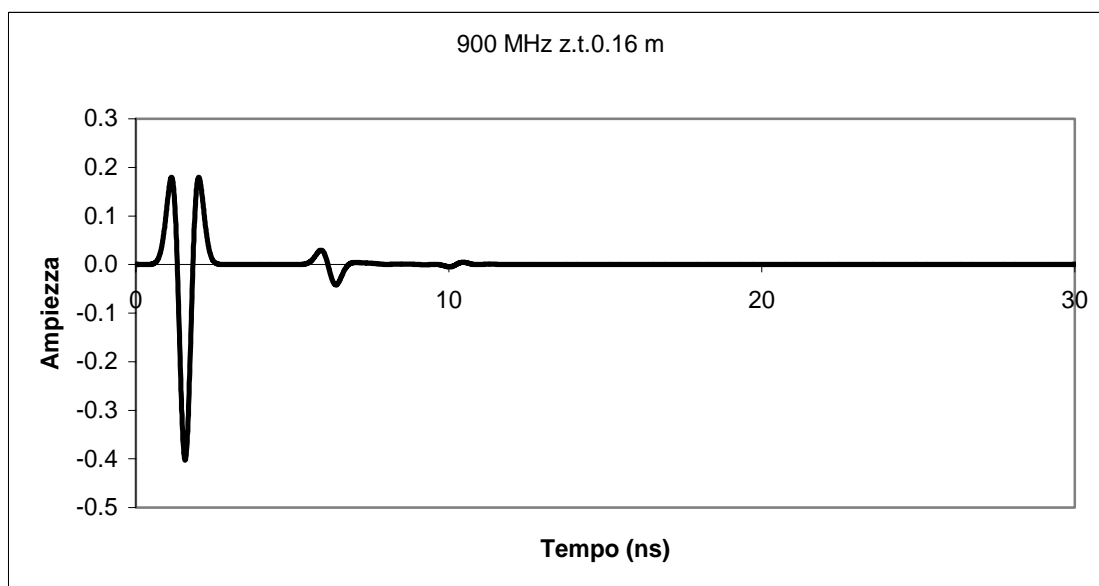


Figura 8.4 - b) segnale sintetico per modello teorico con zona di transizione (antenna da 900 MHz).

L'immagine di figura 8.5 mostra come l'estensione della zona di transizione influisca sulla possibilità di individuazione della superficie piezometrica alla frequenza radar di 900 MHz. Si può dunque asserire che a parità di lunghezza d'onda, tanto maggiore è lo spessore della zona di transizione, tanto minore sarà la possibilità di individuare la superficie piezometrica, in accordo con quanto precedentemente detto nel paragrafo 6.5.1 ( $d \ll \lambda$ ).

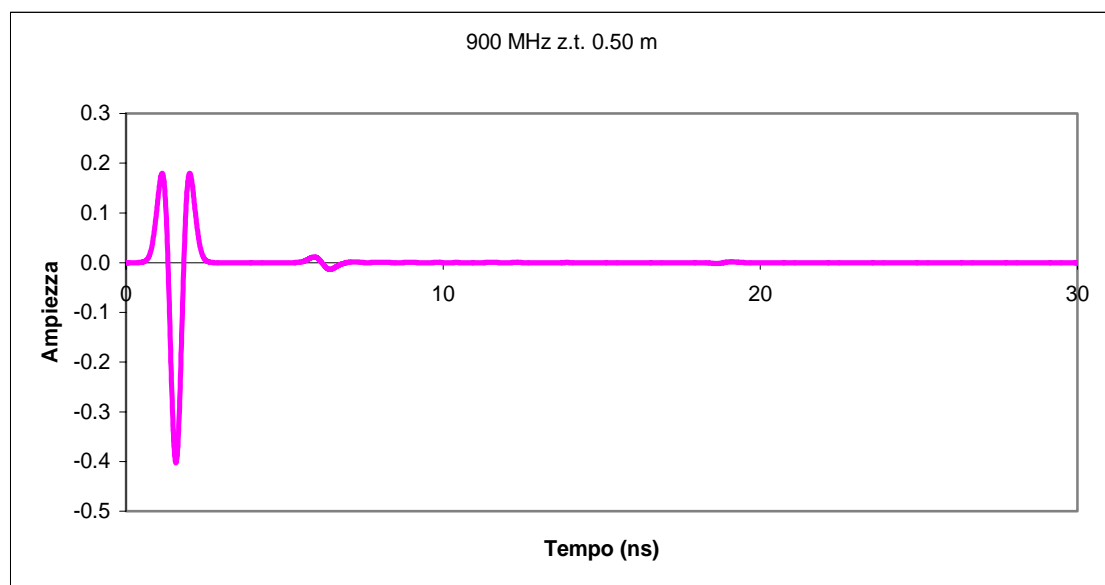


Figura 8.5 - Segnale sintetico per modello teorico con zona di transizione estesa 0.50 m (antenna da 900 MHz). Si noti la completa assenza di evidenze relative alla zona di transizione.

La modellizzazione eseguita rappresenta uno strumento per la valutazione dei rapporti tra qualsiasi antenna radar (differente frequenza) e spessore della zona di transizione. Per poter eseguire un confronto con i dati ricavati dall'indagine radar all'interno dell'area test, il segnale sintetico è stato riprodotto per i due modelli sopra descritti con una variante relativa alla presenza di un tubo alla profondità di 0.85 m. I grafici relativi sono riportati di seguito (Fig. 8.6 - 8.8); essi denotano la capacità del segnale generato di localizzare in maniera più o meno evidente la presenza di target di diversa natura.

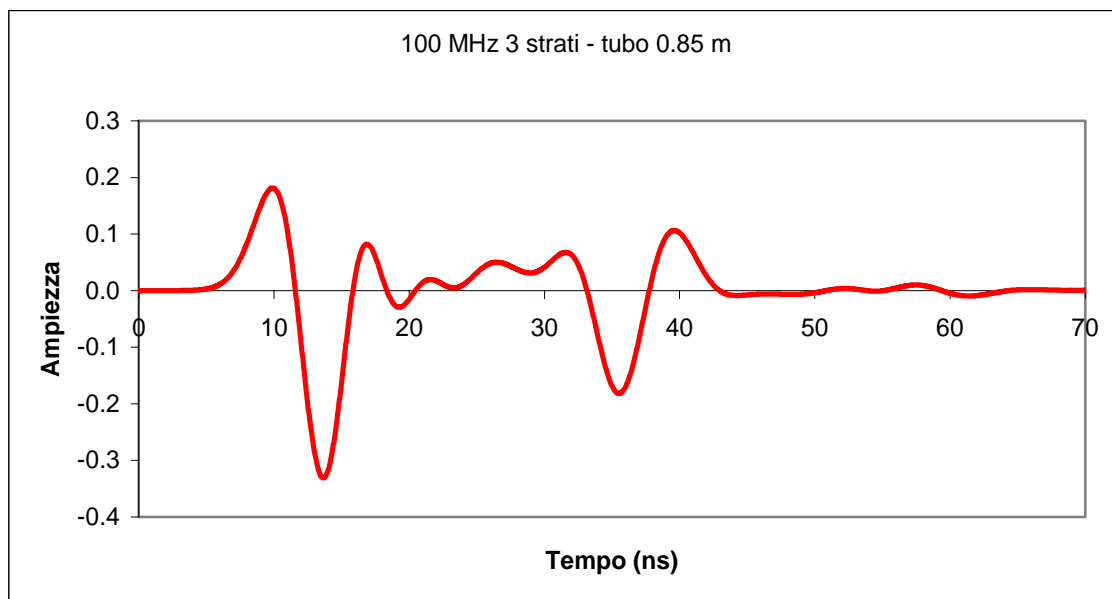


Figura 8.6 - a) Segnale sintetico riprodotto per il modello teorico a tre strati e tubo alla profondità di 0.85 dal piano campagna (antenna da 100 MHz).

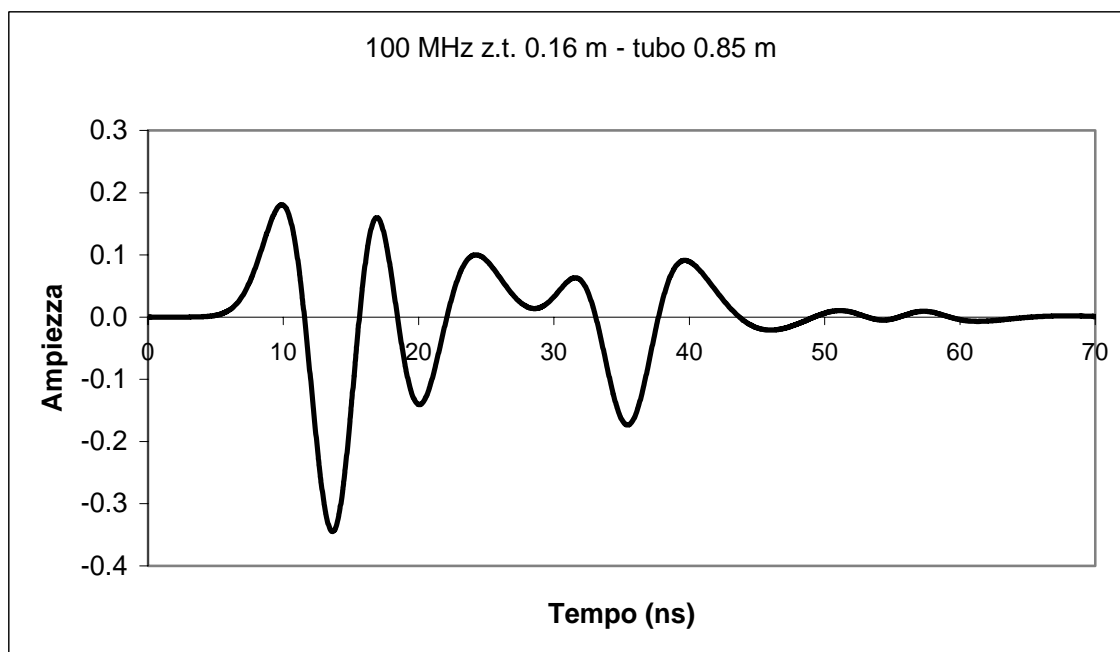


Figura 8.6 - b) segnale sintetico riprodotto per il modello teorico con zona di transizione e tubo alla profondità di 0.85 dal piano campagna (antenna da 100 MHz).



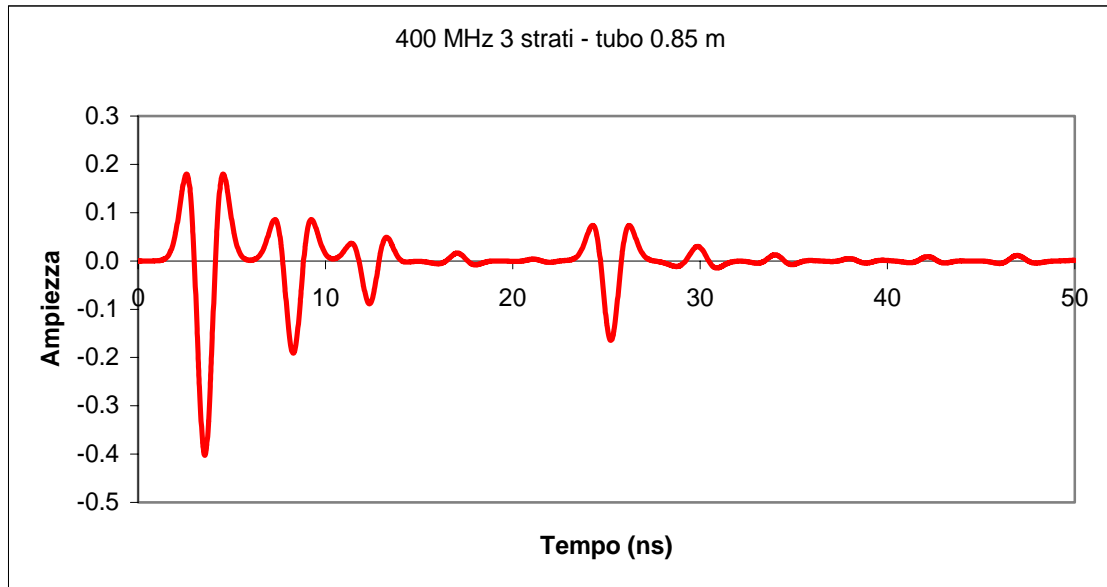


Figura 8.7 - a) segnale sintetico per modello teorico a tre strati e tubo a 0.85 m dal piano campagna (antenna da 400 MHz).

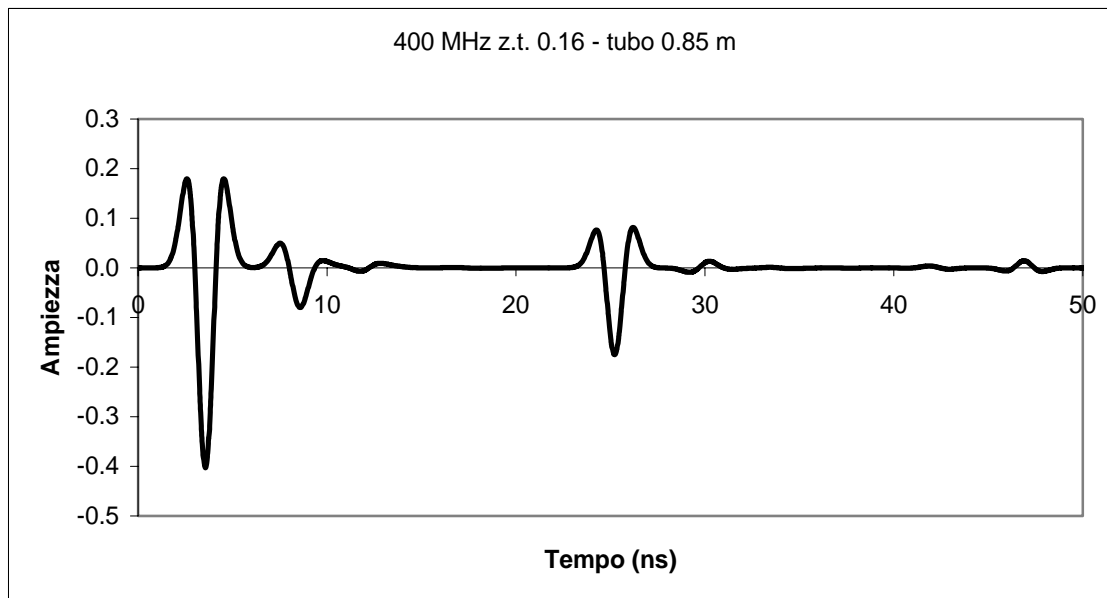


Figura 8.7 - b) segnale sintetico per modello teorico con zona di transizione e tubo a 0.85 m dal piano campagna (antenna da 400 MHz).

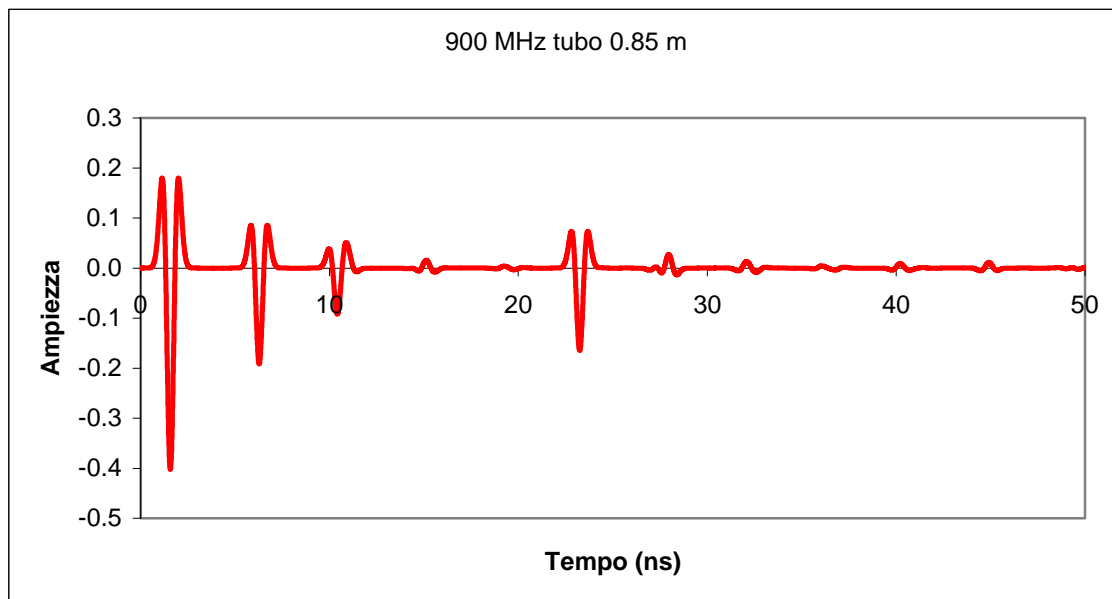


Figura 8.8 - a) Segnale sintetico riprodotto per il modello teorico a tre strati e tubo alla profondità di 0.85 dal piano campagna (antenna da 900 MHz);

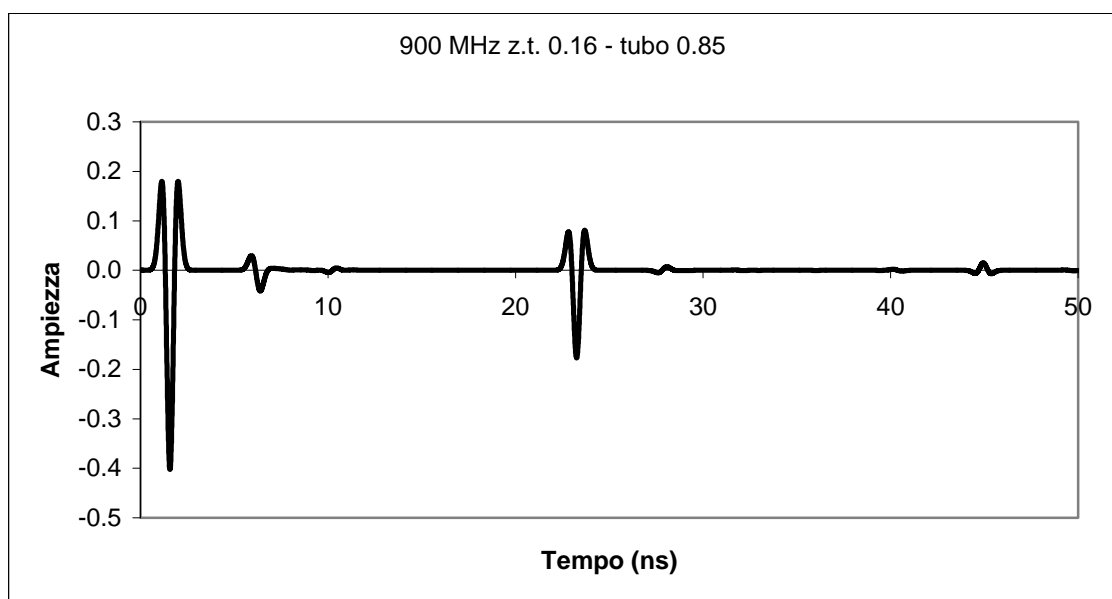


Figura 8.8 - b) segnale sintetico riprodotto per il modello teorico con zona di transizione e tubo alla profondità di 0.85 dal piano campagna (antenna da 900 MHz);

Il segnale radar sintetico è stato dunque confrontato con quello reale per una frequenza pari a 400 MHz e relativamente ad un preciso istante nel processo di imbibizione del corpo sabbioso (w3) (Fig. 8.9). Per rendere il modello teorico rappresentativo della stratificazione reale all'interno della vasca, sono state aggiunte discontinuità rispetto a quelle presenti nei grafici visti in precedenza. La maggior ampiezza mostrata dall'onda reale è dovuta all'applicazione di un guadagno in fase di acquisizione. Il confronto

mostra una buona corrispondenza tra segnale reale e sintetico; l'accoppiamento dell'antenna al terreno determina uno spostamento del picco dello spettro verso le basse frequenze influenzando sulla durata temporale del segnale che risulta essere differente da quella nominale. Da questo si spiega la non esatta sovrapposizione delle due onde elettromagnetiche in corrispondenza del picco relativo all'arrivo dell'onda in aria. L'abbassamento in frequenza consente però di individuare con maggior efficacia la presenza della superficie piezometrica rispetto a quanto previsto nel segnale radar sintetico.

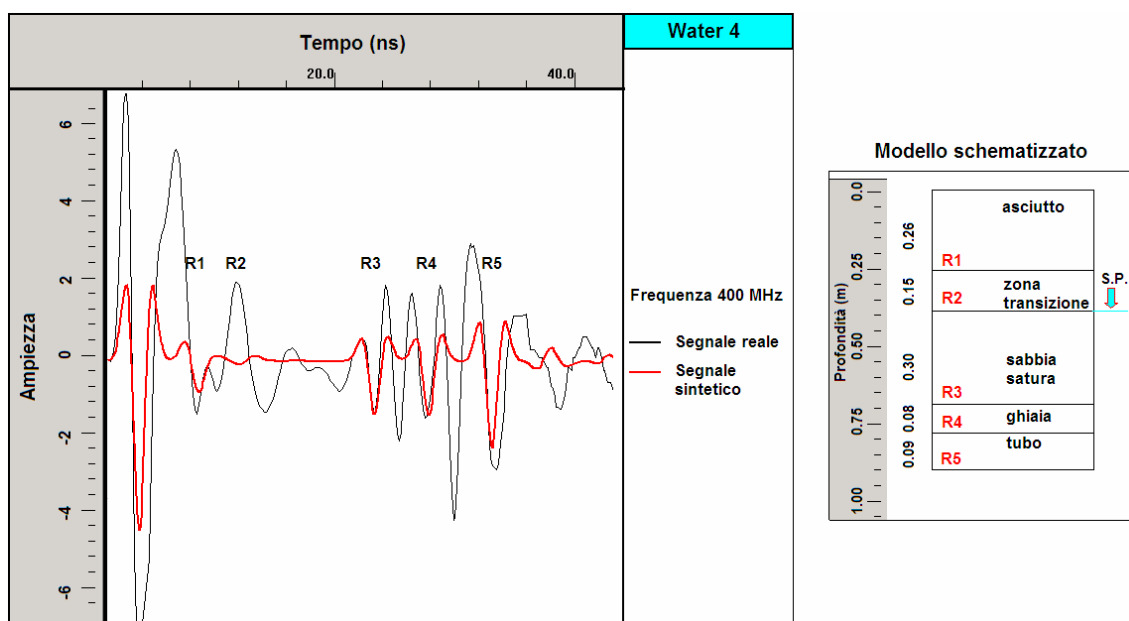


Figura 8.9 - Confronto tra segnale sintetico e reale per il modello con zona di transizione; il segnale sintetico è stato arricchito della presenza di riflessioni generate dalle ulteriori strutture presenti all'interno dell'area test: interfaccia sabbia-ghiaia (R3), tubo (R4) e fondo della vasca (R5).

# Capitolo 9

## **Conclusioni**

Le metodologie di prospezione geofisica hanno subito nell'ultimo ventennio un forte impulso, sia applicativo che di innovazione delle stesse. Abbandonata l'idea che associa tali tecniche di prospezione esclusivamente al settore degli idrocarburi, è stato offerto ampio spazio all'utilizzo delle stesse in differenti settori, dal campo agricolo a quello ambientale, archeologico ed ingegneristico.

Il presente lavoro di tesi riporta una serie di applicazioni relative a misure effettuate mediante l'utilizzo di differenti metodologie (*GPR, TDR, geoelettrica, magnetometria*) al fine di valutare i campi di applicabilità delle stesse e definire le possibili integrazioni. Le campagne svolte sono: (*Magnetometria e GPR -Indagine integrata nell'area test "Bosco della città", GPR e geoelettrica - Indagine integrata in ambiente costiero, Indagine GPR su litotipo gessoso, Monitoraggio integrato su un sito di discarica*).

Tutte le applicazioni hanno dimostrato la validità delle metodologie geofisiche nella descrizione delle variazioni delle proprietà fisiche dei suoli e dei target (naturali o artificiali) in essi presenti, abbinando dunque, rapidità di esecuzione delle misure stesse ad un'ottima risoluzione delle caratteristiche rilevate.

Dopo questa prima fase, il lavoro è stato incentrato sullo studio di una precisa porzione di suolo, definita "*Zona Insatura*", mediante l'integrazione delle metodologie di prospezione del *Ground Penetrating Radar* e del *Time Domain Reflectometry*. Lo studio è stato realizzato all'interno di un'area test appositamente costruita dove è stata riprodotta una *Zona Insatura* in materiale sabbioso a contenuto idrico controllato. L'indagine, come ampiamente descritto nel capitolo relativo all'esecuzione delle misure, ha permesso di determinare le proprietà fisiche ed idrologiche del mezzo indagato attraverso la misura dei parametri dielettrici. L'utilizzo di relazioni petrofisiche e di modelli idrologici che combinano parametri elettrici e fisici di suoli e rocce, ha permesso di estrapolare le grandezze relative allo specifico settore di indagine.

L'analisi della *Zona Insatura*, porzione di suolo che si estende dal piano campagna alla superficie piezometrica, riveste un ruolo importante nello studio dei processi relativi alla dinamica dei fluidi contenuti all'interno del terreno; ad esempio, i processi di infiltrazione delle acque superficiali, il trasporto di contaminanti, gli scambi a livello della superficie piezometrica tra fluidi differenti, sono fenomeni fortemente influenzati da parametri quali porosità, saturazione e distribuzione dei fluidi all'interno della *Zona Insatura*. Pertanto, la conoscenza di questi specifici aspetti, consente di stabilire l'estensione e i caratteri di questa importante porzione di suolo.

Lo studio risulta dunque molto articolato e di conseguenza numerosi possono essere gli approcci e le procedure di analisi percorribili. Quello seguito in questo lavoro di tesi è relativo alla determinazione dei parametri idrologici, direttamente dalle misure geofisiche, mediante l'utilizzo di appropriate relazioni e modelli petrofisici.

La scelta delle due tecniche di prospezione è naturalmente legata alla versatilità e rapidità di utilizzo delle stesse, nonché alla elevata sensibilità che esse mostrano nell'individuazione delle variazioni delle proprietà dielettriche, legate alla presenza di fluidi nel mezzo.

Le misure *TDR* e *GPR* sono state condotte per monitorare le variazioni successive ed incrementali del grado di saturazione del corpo sabbioso, ottenute mediante l'aggiunta di volumi controllati d'acqua. La determinazione delle proprietà dielettriche per differenti scenari, ha permesso di costruire l'andamento della curva di ritenzione idrica caratteristica del corpo sabbioso, attraverso cui è stato possibile determinare le proprietà idrologiche e schematizzare la distribuzione verticale dei fluidi all'interno della *Zona Insatura*.

L'integrazione delle due tecniche ha consentito di estendere la profondità di indagine all'interno del corpo sabbioso, mediante un processo di estrapolazione dei parametri dielettrici per la porzione di suolo non nota; questa operazione è avvenuta nell'assunzione di mezzo omogeneo, mediante l'aggiunta di sensori immaginari a quelli reali che costituiscono la sonda *TDR* utilizzata nell'indagine. Sulla base dei valori di costante dielettrica rilevati dai sensori della sonda è stato possibile ricostruire la curva di ritenzione idrica caratteristica e sulla base di questa, attribuire alla zona definita di transizione un gradiente di variabilità delle proprietà dielettriche, espresso in funzione dello spessore della stessa. In tal modo è stato possibile attribuire ai sensori "immaginari" valori di costante dielettrica molto prossimi alla realtà.

L'estrapolazione dei parametri dielettrici in profondità ha permesso, attraverso il confronto tra misure *TDR* e radar, di validare l'utilizzo della metodologia *GPR* per la determinazione delle proprietà fisiche di un suolo. Infatti, il confronto avvenuto sulla base dei valori di velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche per i differenti scenari di saturazione, ha fornito una buona correlazione tra i valori ottenuti dalle due tecniche di indagine.

Entrambe le indagini hanno inoltre fornito valori di velocità, per le condizioni di saturazione residua e totale del materiale sabbioso, assolutamente congruenti con i valori di letteratura. Da questi, per i dati radar, è stato ricavato il corrispondente spettro di variabilità del parametro costante dielettrica.

L'operazione di *fitting iperbolico* che ha permesso di stabilire le velocità delle onde elettromagnetiche dalle misure *GPR*, ha consentito di verificare come la presenza dell'acqua all'interno di un mezzo influenzi fortemente i parametri dielettrici del materiale.

Il confronto tra le due tecniche è inoltre avvenuto sulla base della posizione assunta dalla superficie piezometrica all'interno del corpo sabbioso e sulla capacità del sistema radar di individuarla come una riflessione continua. Per ciascuna fase di imbibizione è stata calcolata la posizione (in tempi doppi) assunta dalla superficie piezometrica, sulla base del valore di costante dielettrica medio (*TDR*) relativo alla porzione insatura caratteristica. La conoscenza della profondità della superficie piezometrica ha consentito di testare i dati ottenuti, confermando la possibilità di integrare le differenti misure.

La diversa risposta nella localizzazione della superficie piezometrica offerta dalle diverse antenne radar utilizzate nella campagna di indagine, ha motivato l'analisi dei meccanismi che sono alla base della propagazione delle onde elettromagnetiche nel suolo. Questa è avvenuta attraverso una modellizzazione del segnale radar per uno spettro di frequenza compreso tra 100 MHz e 1 GHz, su due modelli fisici di partenza.

Le difficoltà riscontrate sperimentalmente nell'individuazione della superficie piezometrica mediante l'utilizzo dell'antenna da 900 MHz, ha trovato conferma nella modellizzazione eseguita; esiste infatti una relazione tra l'estensione della zona di transizione e la lunghezza d'onda caratteristica dell'antenna.

Ulteriore analisi eseguita nel presente lavoro è relativa ad una modellizzazione delle proprietà dielettriche del mezzo in funzione della presenza di fluidi (acqua) nei pori. Questo preciso aspetto è stato approfondito attraverso uno studio sulle relazioni esistenti

tra dimensione, forma e distribuzione di granuli di roccia e pori e distribuzione fluidi di saturazione all'interno di un mezzo poroso. La modellizzazione è avvenuta sulle basi concettuali del *Differential Effective Medium Approximation* e del programma *Scaled Porosity* (Endres, 2000). L'analisi svolta ha permesso di determinare per via analitica i parametri dielettrici ed idrologici relativi ai processi di imbibizione e drenaggio di un fluido all'interno di un mezzo poroso; in tal modo, pur non avendo a disposizione misure delle proprietà fisiche sperimentali relative allo svuotamento totale del corpo sabbioso nell'area test, è stato possibile apprezzare come esistano delle differenze legate ai due processi.

L'analisi svolta nel presente lavoro di tesi potrà essere implementata da misure relative a condizioni di diffusione di contaminanti (DNAPL e NAPL) all'interno del corpo sabbioso. L'applicazione delle tecniche di indagine del *GPR* e *TDR* e la conoscenza delle caratteristiche fisiche ed idrologiche del mezzo possono infatti consentire di realizzare modelli previsionali sul comportamento delle differenti specie all'interno del suolo.





# Elenco bibliografico di riferimento

- Aitken M.J., (1958).** *Physics and Archeology*, Clarendon Press, Oxford.
- Annan, A. P., (2004).** *Ground Penetrating Radar Principles, Procedures & applications.*
- Annan, A. P., (2005).** *GPR methods for hydrogeological studies, in hydrogeophysics, edited by Y. Rubin and S. Hubbard, Springer, New York, , pp. 185.*
- Annan A.P. & Davis J.L., (1977).** *Radar range analysis for geological materials. GSC Paper 77-1B. Current Research Part B: 117-124.*
- Annan, A. P., Cosway, S. W. and Redman, J. D., (1991).** *Water table detection with ground-penetrating radar (abstract), Meet. Soc. Explor. Geophys., 61, 494–496.*
- Andrews, R. Barker, J., R. and Loke, M.H., (1995).** *The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in chalks at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom, Hydrogeology Journal, 3, 17–31.*
- Archie, G.E., (1942).** *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 146, 54–62.*
- Bano, M., and Girard, J., (2001).** *Radar reflections and water content estimation of aeolian sand dune, Geophys. Res. Lett., 28(16), 3207– 3210.*
- Baradello L., (2005.)** *Appunti GPR [http://www.lucabaradello.it/gpr\\_appunti.html](http://www.lucabaradello.it/gpr_appunti.html)*
- Bear, J., (1972).** *Dynamics of Fluids in Porous Media, Elsevier, New York, 764 pp.*
- Belshe J.C., (1957).** *Recent magnetic investigations at Cambridge University. Advances in Physics, 6,192-193.*
- Beutler G., Hein G.W., Melbourne W.G. and Seeber G., (1995).** *GPS trends in precise terrestrial, airborne, and spaceborn applications, Int. Asoc. Geod. Symp., 115, 275-338.*

- Bevan, M. J., Endres, A. L., Rudolph, D. L., and Parkin, G., (2003).** *The non-invasive characterization of pumping induced dewatering using ground penetrating radar, J. Hydrol., 281, 55–69.*
- Bevan, M. J., Endres, A. L., Rudolph, D. L., and Parkin, G., (2005).** *A field scale study of pumping-induced drainage and recovery in an unconfined aquifer, J. Hydrol., 315, 52–70.*
- Bilotti, F., Toscano, A., and Vegni L., (1999).** *Very fast design formulas for microwave non-homogeneous media filters, Microwave Opt. Technol. Lett., 22(3), 218–221.*
- Bilotti, F., Toscano, A., and Vegni, L., (2002).** *Design of inhomogeneous slabs for filtering applications via closed form solutions of the reflection coefficient, J. Electromagn. Waves Appl., 16, 1233–1254.*
- Binley, A., Winship, P., Middleton, R., Pokar, M., and West, J., (2001).** *High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar, Water Resources Research, 37, 2639–2652.*
- Binley, A., Cassini, G., Middleton, R., and Winship, P., (2002).** *Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging, Journal of Hydrology, 267, 147–159.*
- Binley, A., Winship, P., West, L.J., Pokar, M., and Middleton, R., (2002).** *Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles, Journal of Hydrology, 267, 160–172.*
- Birchak, J.R., Gardner, C.G., Hipp, J.E., and Victor, J.M., (1974).** *High dielectric-constant microwave probes for sensing soil-moisture, Proceedings of the IEEE, 62, 93–98.*
- Brewster, M.L., and Annan, A.P., (1994).** *Ground-penetrating radar monitoring of a controlled DNAPL release: 200 MHz radar, Geophysics, 59, No. 8, 1211 - 1221.*
- Brooks, R.H., and Corey, A.T., (1964).** *Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper no. 3, Civil Engineering Dept., Colorado State University, Fort Collins, Colo.*
- Burdine, N.T., (1953).** *Relative permeability calculations from pore-size distribution data, Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 198, 71–77.*

- Campbell, J.E. (1990).** *Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz.* *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:332-341.
- Campbell, D.L., Lucius, J.E., Ellefsen, K.J., and Deszcz-Pan, M., (1996).** *Monitoring of a controlled LNAPL spill using ground penetrating radar, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP 1996, 511–517.*
- Carpenter, P. J., Doll, W. E., and Kaufmann, R. D., (1995).** *Geophysical surveys over karst features near the Oak Ridge Y-12 Plant, Oak Ridge, TN, report Y/ER-200, Martin Marietta Energy Systems, Inc., 88 pages.*
- Carpenter, P. J., Doll, W. E., and Kaufmann, R. D., (1998).** *Geophysical character of buried sinkholes on the Oak Ridge Reservation, Tennessee, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, v.3, p. 133-146.*
- Daniels, J. J., Robert, R., and Vendl, M., (1995).** *Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants, J. Appl. Geophys., 33, No. 1-3, 195-207.*
- Daniels D. J., (2004).** *Ground Penetrating Radar, 2<sup>nd</sup> Edition, 19-36.*
- Daniels, D. J., Allred, B., Binley, A., Labrecque, D., and Alumbaugh, D., (2005).** *Hydrogeophysical case studies in the vadose zone, in Hydrogeophysics, edited by Y. Rubin and S. Hubbard, Springer, New York, , 413– 440.*
- Davis, J. L., and Annan, A. P., (1989).** *Ground-penetrating radar for higher resolution mapping of soil and rock stratigraphy, Geophys. Prospect., 37, 531– 551.*
- De Marsily, G., (1986).** *Quantitative Hydrology, Elsevier, New York, 440 pp.*
- DeRyck, S. M., Redman, J.D., and Annan, A.P., (1993).** *Geophysical monitoring of a controlled kerosene spill, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP 1993, 5–20.*
- DeRyck, S.M., (1994).** *Monitoring a Controlled LNAPL Spill. University of Waterloo, MSc Thesis, 239 pp.*
- Dobson, M. C., Ulaby, F.T., Hallikainen, M.T., and Elrayes, M.A., (1985).** *Microwave dielectric behavior of wet soil: 2. Dielectric mixing models, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 23, 35–46.*
- Endres, A. L., Knight, R. J., (1992).** *A theoretical treatment of the effects of microscopic fluid distribution on the dielectric properties of partially saturated rocks. Geophys. Prosp., 40, 307-324.*

- Endres, A. L., and Redman, J.D., (1996).** *Modeling the electrical properties of porous rocks and soils containing immiscible contaminants, J. Env. Eng. Geophys., 0, No. 2, 105-112.*
- Endres, A. L., Clement, W. P., and Rudolph, D. L., (2000).** *Ground penetrating radar imaging of an aquifer during a pumping test, Ground Water, 38, 566– 576.*
- Endres, A. L., (2000 a).** *Incorporating size scaling as modelling parameter for estimating the dielectric and electrical properties of porous rocks and soils. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. EEGS, 513-522.*
- Endres, A. L., (2000 b).** *Size scale considerations in modelling the electrical conductivity of porous rocks and spoils. Exploration Geophysics, 31, 418 -423.*
- Endres, A. L., (2002).** *A petrophysical modelling study of volumetric water content estimates obtained from dielectric measurements. SAGEEP proceedings, 2002.*
- Endres, A. L., (2002).** *Using Size Scaled Porosity Models for the Electrical Properties of Partially Saturated Porous Rocks and Soils. American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract, T22B-1158.*
- Endres, A. L., (2006).** *A pore-size scale model for the dielectric properties of water-saturated clean rocks and soils. Geophysics, Volume 71, Issue 6, 185-193.*
- Feng, S., Sen, P. N., (1985).** *Geometrical model of conductive and dielectric properties of partially saturated rocks. Journal Applied Physics, 58, 3236-3243.*
- Fellner-Feldeg, H., (1969).** *The measurement of dielectrics in the time domain, Journal of Physical Chemistry, 73, 616–623*
- Frohlich, R. K. and Parke, C. D., (1989).** *The electrical resistivity of the vadose zone – Field survey, Ground Water, 27, 524–529.*
- Greaves, R. J., Lesmes, D. P., Lee, J. M., and Toksos, M. N., (1996).** *Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar, Geophysics, 61, 683– 695.*
- Haslund, E., Nost, B. (1998).** *Determination of Porosity and formation Factor of Water Saturated Porous Specimens from Dielectric Dispersion Measurements. Geophysics 63, 149-153.*

- Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten, J. M., (1993).** *Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms: 2. A four-component complex dielectric mixing model for soils*, *Water Resources Research*, 30, 201–209.
- Hubbard, S., Grote, K., Lunt, I., and Rubin, Y., (2003).** *Near Surface water content estimation using GPR data: Investigation within California vineyards*. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 01486, 2003.
- Huisman, J. A., Hubbard, S.S., Redman, J.D., and Annan, A.P., (2003).** *Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review*, *Vadose Zone Journal*, 2, 476–491.
- Jackson, P. D., Smith, D. T., and Stanford, P.N., (1978).** *Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands*, *Geophysics*, 43, 1250–1268.
- Keller, G. V. and Frischknecht, F. C., (1966).** *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Pergamon Press, Oxford, , 517 pp.
- Kenyon, W., (1984).** *Texture effects on megahertz dielectric properties of calcite samples: to appear in March, 1984 issue of J. Applied Physics.*
- Kim, C., Daniels, J. J., Guy, E. D., Radzevicius, S. J., and Holt, J., (2000).** *Residual hydrocarbons in a water-saturated medium: A detection strategy using ground penetrating radar*, *Environmental Geosciences*, 7, 169–176.
- Knoll, M. D.,(1996).** *A petrophysical basis for Ground-penetrating radar and very early time electromagnetics, electrical properties of sand-clay mixtures: unpublished Ph.D. dissertation, University of British Columbia, 316 pp.*
- Kramer, J. H., Cullen, S. J., and Everett, L. G., (1992).** *Vadose zone monitoring with the neutron moisture probe*, *Ground Water Monitoring Review*, 12, 177–178.
- Lichtenecker, K., and Rother, K., (1931).** *Die Herleitung des logarithmischen Mischungsgesetz es aus allgemeinen Prinzipien der stationären Strömung: Physikalische Zeitschrift*, 32, 255-260.
- Loeffler, O., and Bano, M., (2004).** *GPR measurements in a controlled vadose zone: Influence of the water content*, *Vadose Zone J.*, 3, 1082– 1092.
- Martinez A & Byrnes A. P., (2001).** “Modelling dielectric constant values of geological materials: an aid to ground penetrating radar data collection and interpretation” *Current Research in Earth Sciences, Bulletin 247, part. 1.*

- Mellet J. S., (1995).** “Ground penetrating radar applications in engineering environmental management and geology”. *Journal of Geophysics*, 33, 157-156.
- Mualem, Y., (1976).** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resources Research*, 12, 519–522.
- Mussett A. E. & Khan M. A., (2003).** *Esplorazione geologica del sottosuolo*, Zanichelli Bologna, 212-216.
- Norris, A. N., Callegari, A. J., and Sheng, P., (1985 a).** A generalized differential effective medium theory. *J. Mech. Phys. Solids*, 33, 525-543.
- Norris, A. N., Sheng, P., and Callegari, A. J., (1985 b).** Effective medium theory for two - phase dielectric media. *J. Appl. Phys.*, 57, 1990-1996.
- Officer, C. B., (1958).** *Introduction to the Theory of Sound Transmission*, McGraw-Hill, New York, 284 pp.
- Olhoeft, G. R., and Strangway, D. W., (1975).** Electrical properties of the first 100 meters of the moon: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 24, p. 394-404.
- Pettinelli E., (1993).** “Il Georadar: Teoria e applicazioni”, *Tesi di Dottorato*.
- Pettinelli E., (2005).** “Proprietà elettromagnetiche di suoli e rocce”, corso di laboratorio di fisica terrestre, Anno Accademico 2005/2006.
- Piggott, S. D., (1999).** Saturation history effects on the electrical properties of Ottawa sand during water - air and water- LNAPL drainage and imbibition experiments. *M. Sc. Thesis, Univ. of Waterloo*.
- Powers, M. H., (1997).** Modeling frequency-dependent GPR: *The Leading Edge*, v. 16, no. 11, p. 1,657-1,662.
- Redman, J.D., DeRyck, S. M. and Annan, A. P., (1994).** Detection of LNAPL pool with GPR: theoretical modeling and surveys of a controlled spill, *Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetration Radar*, 1283–1294.
- Reynolds J. M., (1997).** *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 682-749.
- Sundberg, K., (1932).** Effect of impregnating waters on electrical conductivity of soils and rocks, *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 97, 367–391.
- Tallin M., Gasbarri D., Ranalli D. and Scozzafava M., (2006).** Investigating epikarst using low-frequency GPR: example from the Gran Sasso range (Central

- Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65 (4), 2006, 435-443.
- - **Timlin, D. J. , Ahuja L. R., Pachepsky, Ya, Williams, R. D., Gimenez, D. and Rawls, W., (1999).** *Use of Brooks-Corey Parameters to Improve Estimates of Saturated Conductivity from Effective Porosity. Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, September - October 1999.
- - **Tyc, S., Schwartz, L. M., Sen, P. N., and Wong, P. Z., (1988).** *Geometrical model for the high-frequency properties of brine saturated sandstones. J. Appl. Phys.*, 64, 2575-2582.
- - **Topp, G. C., Davis, J.L., and Annan, A. P., (1980).** *Electromagnetic determination of soil water content; measurements in coaxial transmission lines, Water Resources Research*, 16, 574–582.
- - **Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K., (1986).** *Microwave Remote Sensing, Active and Passive, From theory to applications. Dedham, Massachusetts, Artech House*, 2, 2017-2119.
- - **van Genuchten, M. T., (1978).** *Mass transport in saturated-unsaturated media: One-dimensional solutions, Research Report 78-WR-11, Princeton Univ., Princeton, NJ*, 102.
- - **Van Genuchten, M.T., (1980).** *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898.
- - **Van Overmeeren, R. A., (1994),** *Georadar for hydrology, First Break*, 12, 401–408.
- - **Van Overmeeren, R. A., Sariowan, S.V. and Gehrels, J.C., (1997).** *Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content: Results of comparative measurements at two test sites, Journal of Hydrology*, 197, 317–338.
- - **Wang, J. R., and Schmugge, T. J., (1980).** *An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content: IEEE Transactions Geosciences and Remote Sensing GE-18*, 288-295.
- - **Wharton, R. P., Hazen, G. A., Rau, R. N., and Best, D. L., (1980).** *Electromagnetic propagation logging. Advances in technique and interpretation. SPE Paper*, 9267.

- W-* **Wobschall, D., (1977).** *A theory for the complex dielectric permittivity of soil containing water: The semidisperse model. IEEE Trans. Geosci. Elect., GE - 15, 49-58.*
- W-* **Wolf, A., (1937).** *The reflection of elastic waves from transition layers of variable velocity, Geophysics, 2, 357– 363.*