



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CARATTERIZZAZIONE NON INVASIVA DELLE  
DINAMICHE IDROLOGICHE DEI SUOLI IN  
PRESENZA DI IRRIGAZIONE E TRASPIRAZIONE**

*Relatore: Prof. Giorgio Cassiani*

*Correlatore: Dott. Jacopo Boaga  
Dott. Matteo Rossi*

*Laureando: Federico Sicher*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012



# INDICE

<b>1. INTRODUZIONE</b>	pag. 3
<b>2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO</b>	pag. 5
<b>3. METODI ELETTRICI DI RESISTIVITÀ</b>	
3.1 Premessa	pag. 9
3.2 Principi fisici di base	pag. 11
3.3 La legge di Archie	pag. 13
3.4 Configurazioni elettroniche	pag. 15
3.5 Tomografia di resistività elettrica	pag. 20
3.6 Inversione dati e modellazione	pag. 25
3.6.1 Modellistica diretta di resistività	pag. 26
3.6.2 Modellistica inversa di resistività	pag. 27
<b>4. PARTE SPERIMENTALE</b>	
4.1 Strumentazione	pag. 31
4.2 Raccolta dati	pag. 33
4.2.1 TEST d'irrigazione agosto 2011	pag. 34
4.2.2 TEST d'irrigazione maggio 2012	pag. 35
4.3 Calibrazione in Laboratorio	pag. 38
4.4 Elaborazione dati	pag. 41
4.4.1 Programma d'inversione <b>R3t</b> (Binley et al.)	pag. 42
4.4.2 Elaborazione in Time Lapse	pag. 43
<b>5. RISULTATI E DISCUSSIONE</b>	
5.1 TEST 1 (Agosto 2011)	pag. 45
5.2 TEST 2 (Maggio 2012)	pag. 49
<b>6. CONCLUSIONI</b>	pag. 63
<b>7. BIBLIOGRAFIA</b>	pag. 67
<b>8. RINGRAZIAMENTI</b>	pag. 71



## ABSTRACT

In questo lavoro si presentano i risultati dell'applicazione di una micro-tomografia di resistività elettrica (micro-ERT) in time lapse per monitorare l'attività di una pianta nella sua zona radicale. L'obiettivo dello studio è quello di comprendere attraverso tecniche non invasive la dinamica del contenuto idrico nella zona più superficiale del sottosuolo durante le interazioni suolo-vegetazione.

L'apparecchiatura Micro-ERT 3D è stata progettata, costruita e installata attorno ad un albero di mele in un campo ad alta produzione della Regione Trentino-Alto Adige nel Nord Italia. L'apparecchiatura è costituita da 48 elettrodi sepolti in 4 pozzi strumentati, più 24 mini-elettrodi sulla superficie, con spaziatura di 0,1 m.

Sono stati raccolti dati di ERT e TDR (misure di contenuto idrico del suolo) per circa 1 anno e sono stati eseguiti 2 test di irrigazione controllata: uno in periodo estivo in condizioni molto asciutte e uno in periodo primaverile, in cui la pianta è molto attiva, in condizioni molto bagnate. Sono state effettuate anche analisi in laboratorio su campioni di terreno per valutare la risposta elettrica in differenti fasi di saturazione.

I test mostrano come la Micro-ERT 3D è in grado di caratterizzare le condizioni di umidità del sottosuolo e monitorare la distribuzione delle zone di suzione relative alle attività delle radici della pianta.

In particolare si nota come, in condizioni molto secche, con un sistema di irrigazione a goccia, la tomografia è utile per stimare la distribuzione dei plumes d'acqua in profondità. Mentre nella stagione primaverile di sviluppo vegetativo della pianta, dopo aver provocato una irrigazione diffusa, la micro ERT 3D è in grado di rilevare le zone di suzione principali in buon accordo con la posizione prevista delle radici. Questo approccio rappresenta un promettente strumento per comprendere meglio la dinamica delle interazioni del contenuto idrico del sottosuolo tra biomassa, idrosfera e atmosfera. Nonostante questo, il bilancio di massa durante l'irrigazione è stato profondamente influenzato dalla vegetazione, topografia e dalle proprietà del suolo, e rappresenta un obiettivo futuro per queste tecniche geofisiche.



# 1. INTRODUZIONE

Questo lavoro di tesi si focalizza sull'acquisizione, l'inversione e l'interpretazione di dati di tomografia elettrica 3D per evidenziare le variazioni del contenuto idrico a piccola scala del suolo di un meleto posizionato sul territorio comunale di Cles, Val di Non (TN).

L'acquisizione delle tomografie elettriche è stata realizzata con una geometria 3D costituita da array di elettrodi in foro e in superficie. Le misure ripetute sono state effettuate attorno ad una singola pianta di melo, sottoposta alle usuali pratiche irrigue, in condizioni sia di relativo riposo che di pieno sviluppo vegetativo.

I dati sono stati invertiti con software allo stato dell'arte e i relativi valori di resistività sono stati convertiti in stime del contenuto idrico del suolo tramite una relazione calibrata su campioni testati in laboratorio.

I risultati delle misure ripetute nel tempo evidenziano in modo quantitativo le dinamiche d'infiltrazione ed ex-filtrazione dovute all'interazione tra proprietà idrauliche del suolo, apparato radicale, forzanti esterne e fisiologia vegetale. Gli esperimenti consentono di raccogliere dati a una scala e risoluzione spazio-temporale non acquisibili con tecniche di monitoraggio tradizionali. (Deiana et al.2007).

L'utilizzo di queste tecniche non invasive può svolgere un ruolo chiave nelle indagini idrogeologiche dei primi strati del suolo, poiché forniscono immagini estese del sottosuolo che integrano le più tradizionali misure idrogeologiche puntuali. (Vereecken et al.2006, Garrè et al.2011).

Questo caso di studio si colloca all'interno di un più ampio progetto europeo denominato CLIMB (Climate Induced Changes on the Hydrology of Mediterranean Basins). Focalizzato su quest'aspetto, il progetto CLIMB FP7, pone particolare attenzione alla descrizione della zona critica vadosa in quanto l'interazione suolo-pianta è uno dei punti cruciali in uno scenario di rapido cambiamento climatico. Gli obiettivi principali delle attività sperimentali all'interno del progetto CLIMB sono di raccogliere informazioni sui comportamenti dei bacini idrologici mediterranei, dalla piccola scala del profilo

del suolo alla più grande scala di bacino. (CLIMB, Climate Induced Changes on the Hydrology of Mediterranean Basins, Ludwig et al. 2010)

In questo contesto sono applicate metodologie idro-geofisiche a diversi siti, in diverse zone climatiche, attraverso l'utilizzo di tecniche non invasive sia in termini di idrologia del suolo che di interazioni con la biosfera in esso presente. (Cassiani et al.2012).

L'innovazione scientifica e tecnologica svolgerà un ruolo fondamentale per affrontare i cambiamenti climatici previsti ed il loro impatto sulle risorse di acqua dolce nel bacino del Mediterraneo. Lo sviluppo e la diffusione di nuove ricerche e tecnologie è un imperativo data la potenziale gravità di questi impatti e le ripercussioni socio-economiche che possono avere (degrado e scarsità delle risorse idriche, conflitti politici, etc. ). Il progetto ha il proposito di far progredire lo stato dell'arte in vari settori connessi dell'idrologia e della gestione delle risorse idriche, tra cui appunto l'utilizzo di tecniche idro-geofisiche.

L'indagine non invasiva della parte superficiale del sottosuolo, con l'obiettivo di comprendere le sue proprietà idrologiche e ambientali, è un campo di ricerca molto attivo. Una serie di studi è apparsa recentemente in letteratura, con particolare riferimento ad indagini Radar (GPR) e tomografie elettriche (ERT). Queste tecniche funzionano non solo come potenti metodi di imaging ma anche come mezzi per misurare variazioni del contenuto idrico o della concentrazione di soluto attraverso l'acquisizione di misure time-lapse. (Binley et al. 2002, Strobbia and Cassiani, 2007; Deiana et al., 2007).



## 2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

Il sito dell'esperimento è un campo coltivato a melo situato nella regione Trentino Alto Adige, precisamente a Cles (Val di Non) ad un'altitudine di 640 m slm (fig.2.1 ). La Val di Non è una regione di montagna nota appunto per la sua produzione di mele. Abbiamo installato il nostro apparato micro ERT intorno ad una singola pianta di melo, già monitorata nel quadro del progetto FP7 CLIMB, con un impianto di irrigazione controllato e con la presenza di meteo-stazioni.

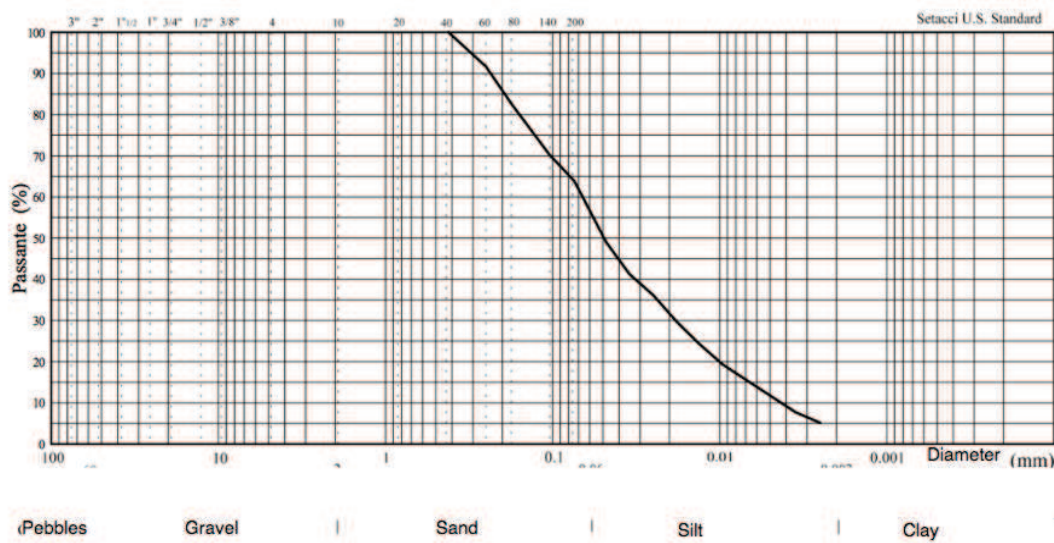


*Fig.2.1 - Area di studio a Cles, Trentino Alto Adige.*

La valle di Non è scavata in rocce sedimentarie prevalentemente carbonatiche ed è caratterizzata dalla grandissima diffusione di materiali glaciali e fluvioglaciali che coprono questi substrati. Il sito di studio si trova su un versante sub-pianeggiante e presenta un deposito glaciale eterogeneo (presenza di blocchi e ciottoli in matrice sabbioso-limoso). Dalla carta dei suoli delle Valli del Noce ci troviamo in una zona caratterizzata da un suolo moderatamente profondo con traslocazione della

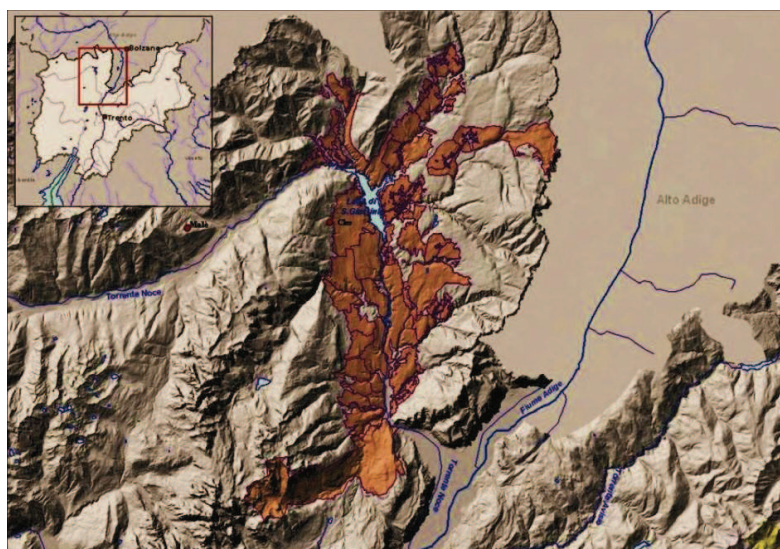
frazione limo-argillosa in profondità su materiali glaciali ghiaiosi.(Venturelli M.B., Sartori G., Parisi A.2007. La carta dei suoli delle Valli del Noce.)

Alla piccola scala, il campione che abbiamo raccolto sul posto, a 60 cm di profondità, si rivela come un terreno sabbioso-limoso, senza frazione argillosa, come prova granulometrica (US standard ) mostrata in fig.2.2.



**Fig.2.2 - Analisi granulometrica standard US del campione di terreno a 60 cm di profondità.**

L'area di interesse è situata all'interno del bacino idrografico del fiume Noce con una superficie di ca.1367 km<sup>2</sup> , il runoff medio è di 784mm e un flusso annuale medio di 34 m<sup>3</sup>/s. (Bellin A., Majone B., Chiogna G. 2010. CLIMB Case Study: Noce River Basin, North-East Italy. Università degli studi di Trento).



*Fig.2.3 - Bacino del fiume Noce.*

In accordo con gli obiettivi proposti dal progetto CLIMB, il bacino del fiume Noce è particolarmente vulnerabile in previsione di eventuali cambiamenti climatici nella regione mediterranea con effetti collaterali in importanti settori tra cui la produzione di energia idroelettrica e la produttività agricola. Inoltre diversi ghiacciai nella parte superiore del bacino si stanno sciogliendo con una rapidità senza precedenti e l'inquinamento diffuso dall'agricoltura nella parte inferiore del bacino del fiume rappresentano fattori di rilevante pressione ambientale. (CLIMB, Climate Induced Changes on the Hydrology of Mediterranean Basins, Ludwig et al. 2010).



## **3. METODI ELETTRICI DI RESISTIVITÀ**

### **3.1 PREMESSA**

I metodi elettrici o di resistività consentono di determinare la distribuzione spaziale delle caratteristiche resistive a bassa frequenza del suolo. Queste caratteristiche dipendono dalla litologia, dal chimismo del fluido nei pori e dal contenuto d'acqua.

I metodi di resistività in corrente continua (DC) si basano sull'utilizzo di sorgenti di tipo artificiale per immettere una corrente elettrica nel terreno e misurarne la conseguente differenza di potenziale. In generale viene immessa corrente attraverso due elettrodi (picchetti metallici infissi nel terreno) e la differenza di potenziale viene misurata tramite altri due elettrodi, sfruttando la legge di Ohm, che consente di determinare la distribuzione spaziale delle resistività nel terreno investigato.

Le applicazioni dei metodi di resistività in corrente continua sono numerose e tra le più note si ricordano:

- investigazione di strutture litologiche;
- stima di profondità, spessore e proprietà di acquiferi;
- stima dello spessore della zona alterata al di sopra del bedrock inalterato;
- individuazione di faglie e fratture in rocce cristalline;
- mappature di vie preferenziali per le acque sotterranee;
- stima dello spessore e dello stato di discariche;
- mappature di plume di contaminanti;
- individuazione di cavità sotterranee;
- ricerche archeologiche.

I metodi possono essere applicati ad una vasta gamma di scale di laboratorio e di campo, e le indagini possono essere realizzate in diverse configurazioni geometriche (ad esempio, sulla superficie del terreno e all'interno di pozzi). In effetti, i metodi di resistività sono uno dei gruppi di tecniche geofisiche più utilizzate in idro-geofisica. Queste indagini sono relativamente facili da svolgere, la strumentazione è poco costosa, le procedure di elaborazione di dati sono ampiamente disponibili e i rapporti tra resistività e proprietà idrologiche, come porosità e contenuto d'acqua, sono ragionevolmente ben consolidati.

A differenza dei metodi elettromagnetici e radar, i metodi di resistività richiedono un contatto galvanico con il suolo e lunghi tempi di indagine. Di conseguenza, questo può limitare l'applicazione solo a determinati siti.

I moderni metodi di resistività sono emersi dai primi strumenti di esplorazione sviluppati agli inizi del 1900. Durante la fine del 1970, la maggiore potenza di calcolo ha portato alla nascita di nuovi strumenti di modellazione (Dey e Morrison, 1979) e lo sviluppo dei concetti di imaging elettrica (Lytle e Dines, 1978), che sono emersi in parallelo con i progressi dell'imaging biomedica.

Nonostante l'apparente complessità delle attuali metodologie e degli algoritmi applicati, la resistività e gli strumenti di imaging utilizzati oggi sono strettamente legati a questi sviluppi pionieristici del 1970.

La maggior parte dei metodi elettrici adottano ancora l'approccio di misurazione a quattro elettrodi, tradizionalmente usato nell'esplorazione geofisica.

Due elettrodi agiscono come fonte di corrente mentre gli altri due elettrodi vengono utilizzati per misurare la differenza di potenziale. L'emergere di concetti di imaging hanno favorito lo sviluppo di sistemi di misurazione multi elettrodo nel 1980. Entro la metà e la fine degli anni 1990, la maggior parte dei produttori di strumenti sono stati in grado di offrire strumenti multiplex e in alcuni casi la misurazione con hardware multi-canale, consentendo in tal modo la riduzione dei tempi dell'indagine. Per applicazioni in idro-geofisica, questo significa anche la capacità di studiare processi in time-lapse.

Il termine tomografia di resistenza (o resistività) elettrica (ERT), viene ampiamente utilizzato in geofisica, biomedicina e come descrizione delle

immagini di proprietà elettriche. In geofisica, il termine "tomografia" è stato originariamente utilizzato per le indagini in cui i sensori delimitavano la regione in esame, ora si sono sviluppate tecniche di tomografia per lo studio 3D e 4D. Alla fine, il termine è diventato sinonimo di ogni forma di immagini, anche usando array di sensori lineari, come nelle indagini distribuite in superficie.

## 3.2 PRINCIPI FISICI DI BASE

E' noto che, dato un elemento di materiale omogeneo, sottoponendo questo al passaggio di una corrente  $I$ , lo stesso opporrà una resistenza  $R$  al passaggio della suddetta corrente, provocando una caduta di potenziale  $\Delta V$ , la quale può essere misurata in accordo con la legge di Ohm (3.1):

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (3.1)$$

La resistenza del materiale è proporzionale alla distanza  $L$  percorsa dalla corrente e inversamente proporzionale alla sezione attraversata  $A$  :

$$R \propto \frac{L}{A} \quad (3.2)$$

Introducendo il concetto di resistività la (3.2) può anche essere espressa come:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (3.3)$$

dove  $\rho$  rappresenta appunto la resistività del materiale, misurata in  $\Omega m$ .

Combinando le equazioni (3.1) e (3.3) ed esplicitando la resistività si ottiene la relazione:

$$\rho = \frac{\Delta V A}{I l} \quad (3.4)$$

La resistività elettrica è l'inverso della conducibilità, che si misura in S/m:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.5)$$

I metodi geoelettrici di resistività diventano informativi dello stato di un sistema (ad alta risoluzione o a piccola spaziatura) solo nei casi in cui la resistività del target (oggetto o strato singolo) sia significativamente diversa da quella del materiale incassante (contrasto di resistività). Per questo è auspicabile e sarebbe peraltro necessario che ogni indagine geoelettrica venisse accompagnata dalla conoscenza a priori del sistema da investigare, in modo tale da programmare correttamente i parametri di acquisizione.

Nel metodo resistività, la variazione spaziale della resistività  $\rho$  (o il suo inverso, la conducibilità  $\sigma$ ) nel campo è determinata utilizzando quattro elettrodi di misurazione. Due elettrodi (trasmettitori) vengono distribuiti per creare un circuito elettrico, mentre la differenza di potenziale (tensione) tra gli altri due elettrodi consente di individuare una resistività apparente (cioè la resistività di un semispazio omogeneo che dovrebbe dare la misura effettiva). Modellazioni inverse possono essere applicate a tali misurazioni per determinare l'immagine della struttura del sottosuolo, come illustrato in seguito. Gli elettrodi possono essere posizionati sulla superficie del terreno e/o in pozzi. Il materiale più utilizzato di cui è costituito l'elettrodo è l'acciaio inossidabile anche se possono essere utilizzate tipologie in rame od ottone.



### 3.3 LA LEGGE DI ARCHIE

Alla scala dei pori, l'informazione legata al tipo ed alla quantità di fluido presente nel materiale e la sua correlazione con la resistività "bulk" del sistema è descritta dalla relazione empirica di Archie (1942), che lega appunto la porosità, il grado di saturazione e la resistività del fluido alla resistività della roccia.

La legge di Archie è espressa nella sua forma più generale (per formazioni sature) dalla relazione:

$$\rho = F\rho_w = \frac{a}{\phi^m}\rho_w \quad (3.6)$$

con:

$\rho$ : resistività "bulk" del materiale (roccia o terreno)

$\rho_w$ : resistività del fluido interstiziale

$\phi$ : porosità del materiale (roccia o terreno)

$a, m$ : costanti empiriche

$F$ : fattore di formazione

Il Fattore di formazione ( $>1$ ) tiene conto dei rapporti, negli spazi intergranulari, dei fluidi acqua e aria, e fornisce il corrispondente valore di resistività. Il valore teorico della costante  $a$  è pari a 1, mentre  $m$ , definito "fattore di cementazione", dipende dalla tortuosità dei pori all'interno della roccia o del suolo, e possiede valori compresi tra 1 e 2,5. Esso varia, ad esempio, con il grado di compattazione dei sedimenti, della roccia, o terreno, e quindi è influenzato dalla profondità del campione analizzato.

Estendendo la relazione a formazioni parzialmente sature la formula di Archie è leggermente diversa, in quanto tiene conto del grado di saturazione, corrispondente di fatto ad una variazione di resistività:

$$\rho = F\rho_w = \frac{a}{\phi^m S^n} \rho_w \quad (3.7)$$

con:

$S$  = saturazione in acqua =  $V_w/V_{\text{pori}}$

$n$  = costante empirica (solitamente pari a 2)

Per casi particolari, specialmente con materiali aventi percentuali significative di minerali argillosi, la relazione (3.7) si può generalizzare (esprimendola inoltre non in termini di resistività ma di conduttività elettrica) aggiungendo un termine che tenga conto della conduttività della matrice solida e di quella della componente argillosa:

$$\sigma = \frac{1}{a} \phi^m S^n \sigma_w + \sigma_g \quad (3.8)$$

con:

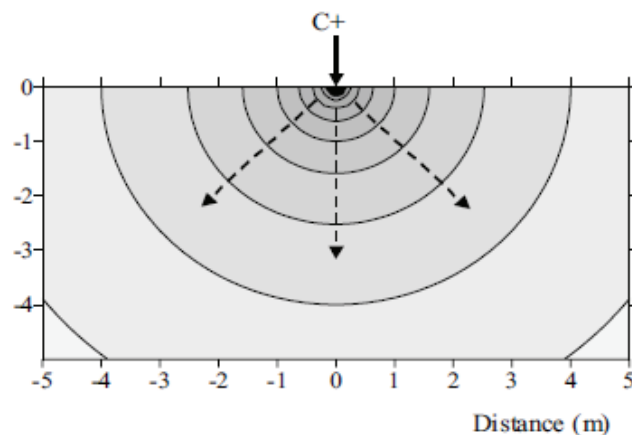
$\sigma_g$ : conduttività elettrica delle superfici dei grani.

### 3.4 CONFIGURAZIONI ELETTRONICHE

Un elettrodo singolo che introduca nel mezzo una corrente  $I$  genererà un potenziale  $V_r$  ad una distanza  $r$  dalla sorgente, con superfici equipotenziali semisferiche. Per un mezzo omogeneo quindi la corrente fluisce radialmente dal punto di immissione, e la caduta di potenziale tra due punti è descritto dal gradiente:

$$\Delta V = - \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.9)$$

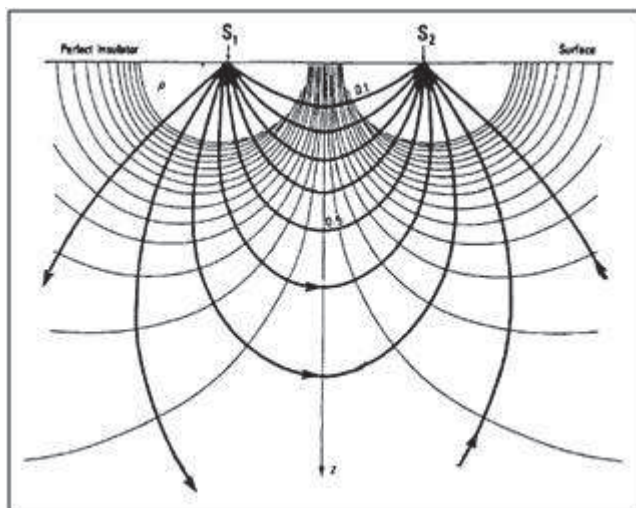
Le linee equipotenziali intersecano ad angolo retto le linee di flusso, mentre l'intensità di corrente  $J$  decresce con l'aumentare della distanza dal centro di immissione.



***Fig. 3.1 – Variazione di potenziale in un semispazio omogeneo con distribuzione uniforme di resistività per iniezione di corrente alla superficie del terreno.***

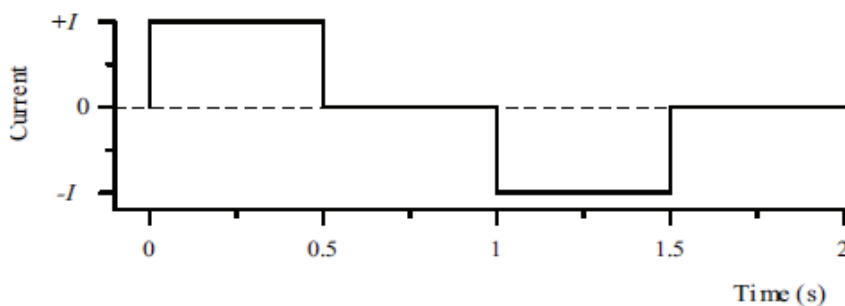
Gli elettrodi rivestono particolare importanza perché al contatto tra metallo e terreno (o meglio, fluidi presenti nel terreno) possono insorgere potenziali spontanei (effetto di polarizzazione degli elettrodi), con sviluppo di una differenza di potenziale (talvolta anche elevata), che può influire pesantemente sull'accuratezza delle misure.

Nella pratica, quindi, per l'immissione di corrente vengono infissi nel terreno due elettrodi e attraverso altri due viene misurata la differenza di potenziale; in questo modo le linee equipotenziali e di flusso si dispongono in maniera differente:



**Fig. 3.2 – Linee di flusso e di corrente in un mezzo omogeneo energizzato tramite due elettrodi (Reynolds, 1997)**

Inoltre per evitare polarizzazioni degli elettrodi, viene utilizzata una fonte di alimentazione alternata. L'onda quadra (vedi fig.3.3) è la più comune forma d'onda di corrente utilizzata ed è generalmente applicata a frequenze comprese tra 0,5 a 2 Hz.



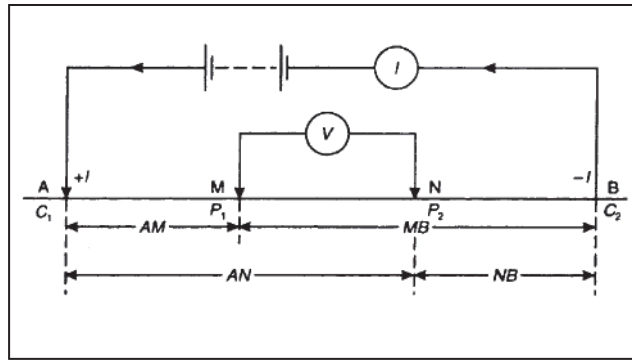
**Fig.3.3 - Tipica forma d'onda di corrente utilizzata in indagini di resistività.**

Se la sorgente e il punto di misura sono entrambi sulla superficie di un semispazio omogeneo con resistività  $\rho$ , il potenziale è dato dalla relazione:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.10)$$

Questa relazione consente di costruire la distribuzione di potenziale generato da una qualsiasi configurazione di elettrodi di corrente.

Nel caso più generale, gli elettrodi di corrente (A o C1 e B o C2) e quelli di potenziale (M o P1 e N o P2) sono disposti come in figura:



**Fig. 3.4 – Schema generale di una configurazione elettrodica tipo Wenner (Reynolds, 1997)**

Pertanto la differenza  $\Delta V$  misurata tra M ed N è data da:

$$\Delta V = V_m - V_n = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad (3.11)$$

da cui, raggruppando i termini tra parentesi:

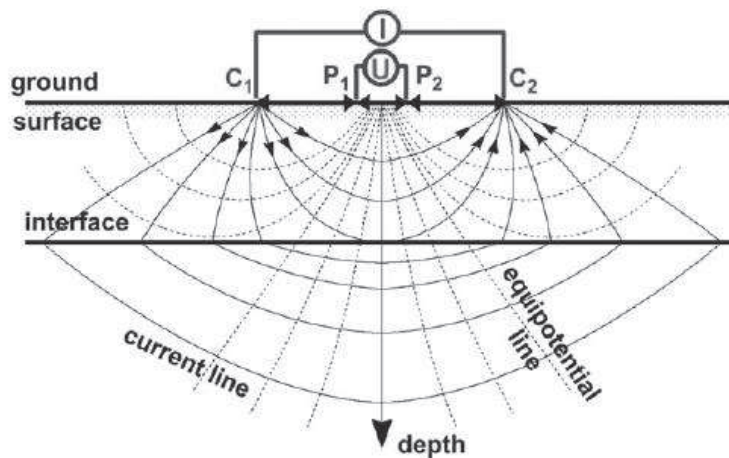
$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} = KR \quad (3.12)$$

con K: fattore geometrico (m); la resistività è indicata come  $\rho_a$  (resistività apparente) perché con tali relazioni si esplicita la  $\rho$  equivalente di un sistema omogeneo che produrrebbe gli stessi valori di I e  $\Delta V$ .

Il fattore geometrico K può essere facilmente calcolato per ogni configurazione; esso tiene conto delle relative posizioni degli elettrodi e influenza direttamente il valore della resistività:

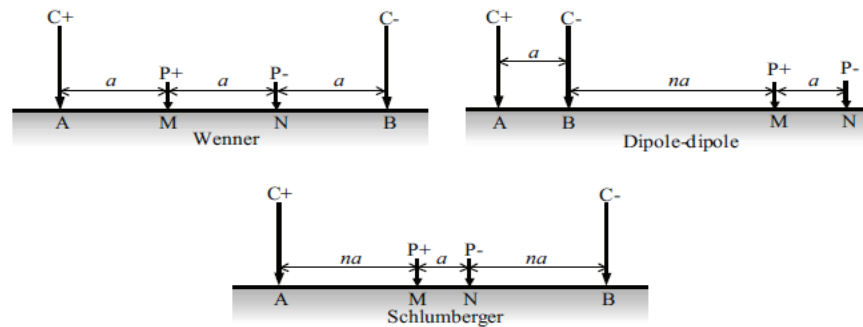
$$K = \frac{1}{\frac{1}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]} \quad (3.13)$$

In un sistema eterogeneo, la distribuzione delle linee di corrente tra due mezzi a diversa resistività avviene con un cambiamento della direzione di flusso. Questo perché all'interfaccia tra due mezzi devono essere soddisfatte le condizioni per cui la corrente tende a percorrere preferenzialmente gli strati conduttivi e procede quanto più possibile parallela alle loro interfacce, mentre attraversa gli strati resistivi quasi ortogonalmente.



*Fig.3.5 - Andamento delle linee di corrente in presenza di due strati a diversa resistività  $\rho_1$  e  $\rho_2$ . (al Hagrey 2007).*

In teoria con i quadripoli di base (2 elettrodi di corrente e 2 elettrodi di potenziale) sono possibili diverse configurazioni (array), in cui gli elettrodi di corrente e di potenziale sono disposti reciprocamente in maniera diversa; tuttavia nella pratica comune solo alcune di queste vengono utilizzate:



**Fig.3.6 - Esempi delle configurazioni elettrode più utilizzate (Binley and Kemna).**

Ogni tipo di array presenta particolari vantaggi e svantaggi, in riferimento alla risoluzione, alla profondità di investigazione, alla sensibilità alle variabilità laterali, alla topografia, ecc. In generale, sulla base di queste diverse proprietà, viene scelta la configurazione più appropriata per ogni diversa indagine.

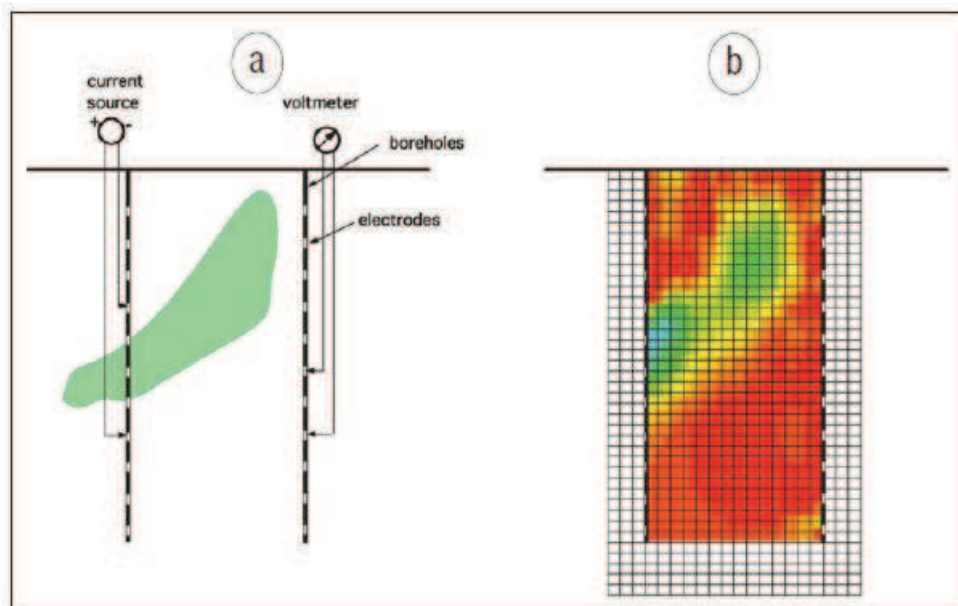
Gli array più utilizzati in generale sono il Wenner, lo Schlumberger, il dipolo-dipolo e più raramente il polo-dipolo.

A prescindere dal tipo di array utilizzato, le modalità di impiego della geoelettrica sono fondamentalmente tre:

- Sondaggi Elettrici Verticali (SEV): misure 1D, con un quadripolo singolo, in cui la resistività di porzioni via via più profonde di sottosuolo è investigata aumentando la distanza tra gli elettrodi;
- Profili di resistività (SEO): misure 1D, con un quadripolo singolo, utilizzate soprattutto per rilevare variazioni laterali di resistività, mantenendo costante la spaziatura;
- Tomografie Elettriche di Resistività (ERT), misure 2D o 3D, a seconda di come vengono distribuiti gli elettrodi, in cui l'acquisizione avviene attraverso un multiplexer collegato ad un sistema multi-elettrodo, con spaziatura fissa, utile per indagare variazioni di resistività nel sottosuolo sia laterali che verticali.

### 3.5 TOMOGRAFIA DI RESISTIVITÀ ELETTRICA

La Tomografia di Resistività Elettrica (ERT) è un metodo che calcola la distribuzione della resistività del sottosuolo da un gran numero di misurazioni fatte dagli elettrodi. Per applicazioni in-situ, ERT utilizza elettrodi sulla superficie del terreno e/o in pozzi. Lo sviluppo sia della teoria che della pratica della ERT è stata limitata per lo più alla fine degli anni 1980 e 1990. Ora l'inversione tomografica ha raggiunto nuove importanti funzionalità rispetto alla classica immagine spaziale di geofisica elettrica come ad esempio l'applicazione ad una vasta gamma di problemi ambientali e di ingegneria compreso il caso del monitoraggio della circolazione dell'acqua nella zona vadosa. (Daily et al.2004).



**Fig.3.7 - Schema di misura ERT e ricostruzione dell'immagine.**  
**(a) Configurazione degli elettrodi in pozzi (Cross borehole ERT). (b) Ricostruzione dell'immagine ERT con la discretizzazione nello spazio dei parametri del modello (Daily et al, 2004).**

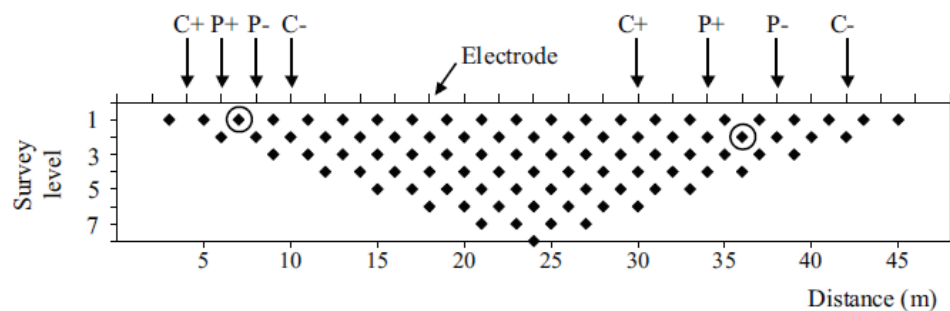
Questo tipo di misure sono diventate possibili grazie allo sviluppo della tecnologia e ad una progressiva riduzione dei costi dell'hardware necessario all'acquisizione ed all'elaborazione di una notevole mole di dati.

In questo contesto solitamente vengono utilizzati dispositivi multielettrodo, capaci di gestire automaticamente numerosi elettrodi. Le connessioni sono assicurate da



cavi multi-canale, collegati tramite connettori allo strumento di acquisizione (georesistivimetro) e completati da pinze per il collegamento agli elettrodi.

Il georesistivimetro, attraverso un sequenza di misura preventivamente trasferita sullo strumento, consente di energizzare diverse combinazioni di array all'interno dello stesso stendimento. Allargando la spaziatura tra gli elettrodi coinvolti nella misura, in accordo con la configurazione elettrodica prescelta, è pertanto possibile di volta in volta, senza spostare gli elettrodi, aumentare la profondità di investigazione. La sezione ottenuta dalla singola acquisizione costituisce una distribuzione di resistività apparente (pseudosezione), in cui ad ogni valore di resistività è associato un punto posto convenzionalmente ad una certa profondità (pseudoprofondità) nella sezione.



**Fig.3.8 - Schema di acquisizione di una pseudosezione. (Binley and Kemna,2005).**

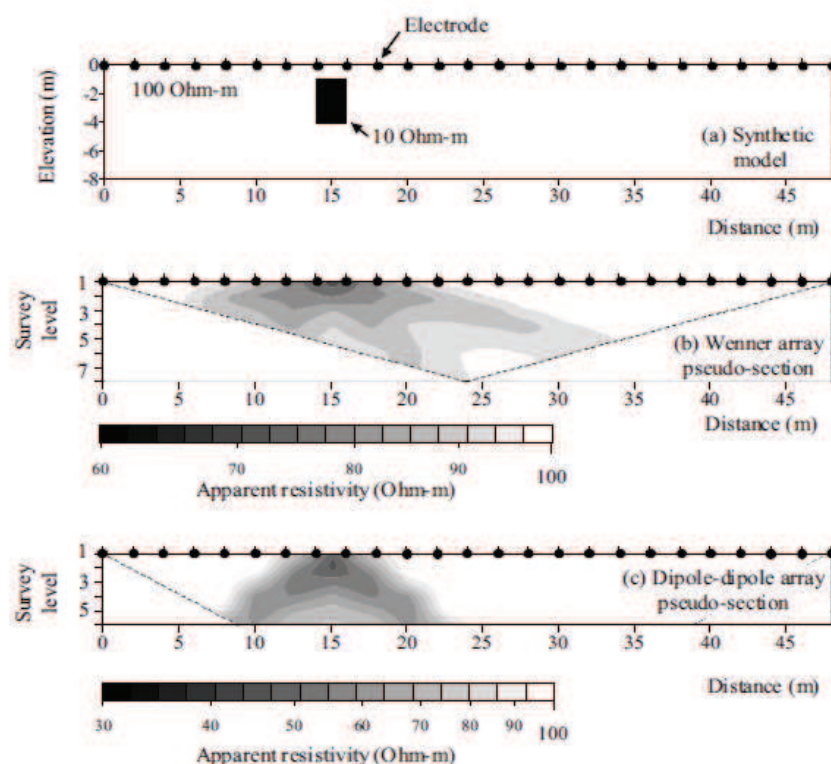
Alcuni aspetti pratico-logistici rivestono fondamentale importanza nel determinare una buona riuscita dell'indagine con conseguente buona qualità dei dati.

Tra i principali si ricordano:

- Il buon accoppiamento tra elettrodo e terreno;
- L'idonea scelta dei parametri di corrente e tensione;
- L'importanza di evitare zone con possibili o note dispersioni di corrente da impianti limitrofi (ad es. impianti industriali o tralicci ferroviari);
- Valutare l'influenza della topografia;
- Tener conto dei fattori meteorologici (siccità o pioggia).

Come precedentemente accennato il primo risultato (qualitativo) di una indagine tomografica ERT è la pseudosezione o sezione di resistività apparente, che fornisce una prima indicazione sulle caratteristiche della distribuzione spaziale delle resistività nella porzione di terreno indagato, attraverso una immagine della geologia sub-superficiale. La resistività apparente è funzione della posizione e della spaziatura degli elettrodi, indirettamente collegate con la profondità di investigazione dell'array.

La pseudosezione fornisce una visualizzazione molto approssimativa e talvolta distorta della reale distribuzione della resistività nel sottosuolo, a causa del fatto che la forma delle iso-resistive dipende fortemente, oltre che dalla reale distribuzione della resistività, anche dal tipo di stendimento usato. La pseudosezione è un mezzo per rappresentare le misure di resistività apparente in forma grafica, che si può rivelare utile come guida iniziale per una successiva interpretazione quantitativa. Un errore molto comune è quello di cercare di usare la pseudosezione come rappresentazione finale della resistività nel sottosuolo.



**Fig.3.9 - Esempio di pseudosezione di resistività apparente: modello sintetico (in alto), pseudosezione Wenner (nel mezzo) e pseudosezione Dipolo-dipolo (in basso).**

La procedura di misura consiste nell'iniettare una corrente  $I$ , il cui verso viene commutato con un certo periodo, su una determinata coppia di elettrodi (scelta automaticamente secondo lo schema di acquisizione caricato sul georesistivimetro).

Svincolando gli elettrodi dal concetto geometrico e dalla conseguente scelta degli array e sfruttando il principio di reciprocità, per ogni quadripolo, le coppie di elettrodi di potenziale e di corrente risultano interscambiabili.

Teoricamente, infatti, le due misure ottenute dal diretto e dal reciproco di ogni quadripolo, ottenuto scambiando la coppia AB (corrente) con la coppia MN (potenziale), dovrebbero fornire la stessa resistenza (principio di reciprocità); se questo non accade, significa che una (o entrambe) le misure sono affette da un errore (tipicamente è rappresentato dallo scarso contatto tra elettrodo e terreno).

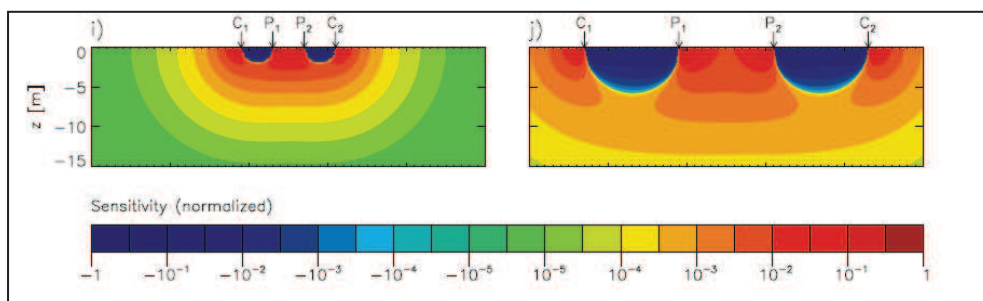
Indipendentemente dalla configurazione scelta, è fondamentale avere una buona stima degli errori durante l'acquisizione. Questa si ottiene appunto tramite la misura del diretto e del reciproco di ogni quadripolo. Effettuando misure dirette e reciproche per l'intero dataset, è possibile calcolare la media e lo scarto fra misura diretta e reciproca, e pertanto è possibile decidere di eliminare, in fase di processing, tutte le misure il cui scarto eccede una certa percentuale rispetto alla media, ad esempio il 5% o il 10%. Questo livello scelto rappresenterà inoltre l'errore delle misure da utilizzare anche nell'inversione.

Sulla base di una semplice analisi di sensitività (per esempio basata sulla derivata di Frechet) si possono inoltre trarre delle conclusioni circa le proprietà dei vari array. Generalizzando, nel caso di un semispazio omogeneo, sensitività negative si riscontrano nello spazio compreso tra un elettrodo di corrente ed uno di potenziale, mentre sensitività positive si trovano nelle aree tra due elettrodi di corrente o di potenziale. Inoltre, più in generale, la sensitività decresce all'aumentare della distanza tra gli elettrodi.

Di seguito si riportano le sezioni di sensitività corrispondenti ai dispositivi più utilizzati (e relativa scala normalizzata):

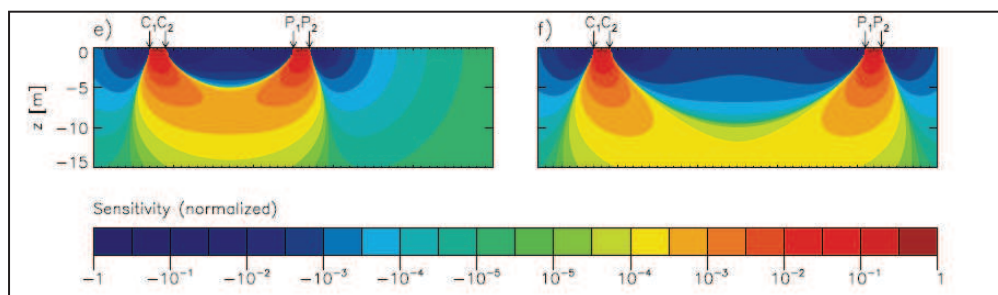
- L'array Wenner ha una buona penetrazione del segnale, buona risoluzione verticale, ma scarsa risoluzione orizzontale (gli elettrodi di tensione

sono lontani tra loro); per quanto concerne l'intensità del segnale e quindi il rapporto S/N, l'array Wenner è il migliore, avendo gli elettrodi MN interni ad A e B.



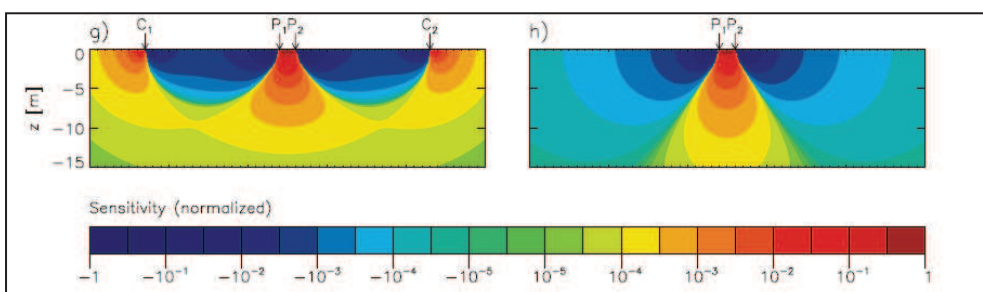
**Fig.3.10 - Mappa di sensibilità dell'array Wenner (Seidel and Lange, Environmental Geology, 2007, modificato).**

- L'array dipolo-dipolo ha modesta penetrazione del segnale, bassa risoluzione verticale, ma buona risoluzione orizzontale (per la vicinanza tra gli elettrodi); per l'intensità del segnale è il peggiore (gli elettrodi MN sono esterni ad AB).



**Fig.3.11 - Mappa di sensibilità per l'array dipolo-dipolo (Seidel and Lange, Environmental Geology, 2007, modificato).**

- L'array Schlumberger ha caratteristiche intermedie tra gli array Wenner e dipolo-dipolo, sia in termini di penetrazione del segnale che come rapporto S/N.

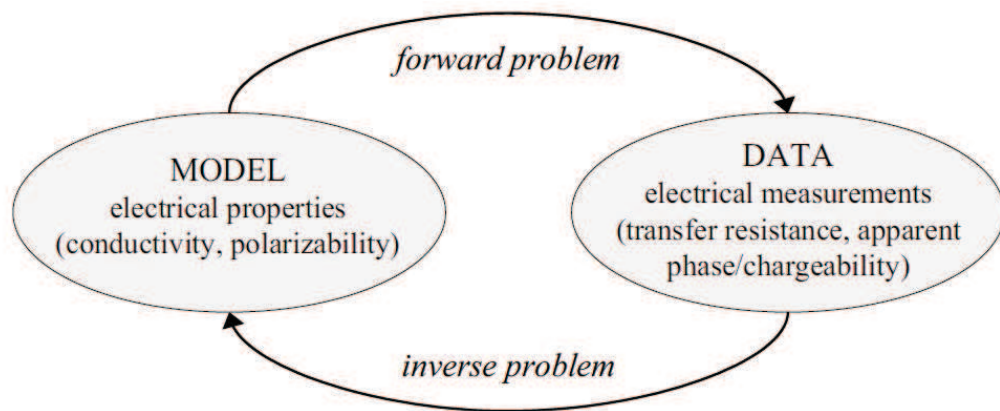


**Fig.3.12 - Mappa di sensibilità per l'array Schlumberger (Seidel and Lange, Environmental Geology, 2007, modificato.)**

### 3.6 INVERSIONE DEI DATI E MODELLAZIONE

Al fine di calcolare un'immagine di resistività dai dati ERT è necessario effettuare un'inversione che produca un modello in grado di dare una distribuzione spaziale di resistività il più possibile vicina a quella reale del sistema investigato.

L'obiettivo finale dei metodi elettrici è derivare la distribuzione delle proprietà elettriche all'interno del sottosuolo, da un insieme di misurazioni effettuate sul contorno dell'oggetto, o almeno al di fuori della regione di interesse, secondo i principi descritti precedentemente. Il risultato teorico di tale misura può essere matematicamente determinato (modello) per determinate proprietà elettriche date le opportune condizioni iniziali e al contorno. Questo definisce il cosiddetto "modello diretto". Ai fini delle indagini del sottosuolo, tuttavia, il "modello inverso" deve essere risolto, cioè, dato un insieme di misurazioni (dati), la distribuzione delle proprietà elettriche (modello) deve essere "coerente" con le resistenze effettivamente misurate.



*Fig.3.13 - Definizione del problema diretto e del problema inverso (Binley and Kemna).*

L'insieme delle misure effettuate costituisce un sistema di equazioni che coinvolgono la distribuzione della resistività nel sottosuolo. In genere si tratta di un insieme di equazioni in parte sovra-determinato ed in parte sotto-determinato rispetto alla distribuzione incognita di resistività del sottosuolo. La soluzione del

sistema di equazioni richiede quindi contemporaneamente che le equazioni ridondanti vengano riconciliate le une con le altre, e che informazione a priori vengano fornite per determinare la resistività nelle zone non sufficientemente determinate.

### 3.6.1 MODELLISTICA DIRETTA DI RESISTIVITÀ

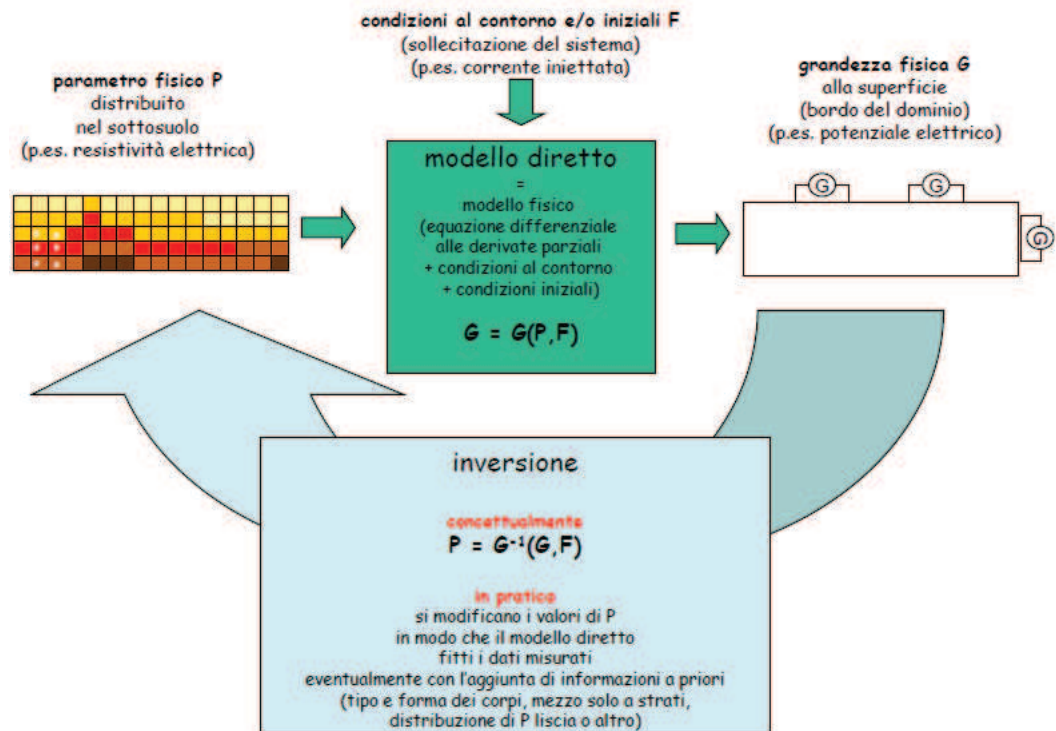
Il modello diretto calcola le resistenze che sarebbero teoricamente misurate per una certa distribuzione di resistività, è un modello predittivo in quanto, data la distribuzione, prevede i dati. Per una certa distribuzione di conduttività elettrica possiamo determinare i potenziali elettrici risolvendo l'equazione differenziale con le opportune condizioni al contorno:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial z} \right) = -I \delta(x) \delta(y) \delta(z)$$

La regione è discretizzata in celle (elementi) con nodi che ne definiscono gli angoli. Un diverso valore di conduttività può essere assegnato ad ogni cella e il potenziale è calcolato ai nodi. La sezione sarà costituita da un certo numero di celle (blocchi), le cui dimensioni sono determinate automaticamente (sulla base della spaziatura degli elettrodi) o manualmente da parte dell'operatore. In generale, le dimensioni delle celle sono ridotte (ossia più fitte) in prossimità degli elettrodi, dove si ha la maggiore sensibilità e aumentano con la profondità e verso i margini laterali della sezione, a causa della diminuzione della stessa sensibilità in queste aree e della conseguente minore risoluzione necessaria per descrivere il sistema.

Quando i sistemi reali (generalmente complessi) non possono essere trattati come sistemi semplici (ideali), subentra la necessità di trattare la fisica del continuo e, quindi, l'esigenza di trovare opportune discretizzazioni che consentano una trattazione adeguata delle equazioni che governano il problema. Le due tecniche più comuni utilizzate per risolvere questi problemi sono i metodi alle differenze

finite ed i metodi agli elementi finiti (generalmente il più utilizzato perché molto più flessibile). Entrambi i metodi sostituiscono le equazioni differenziali originali con un insieme di equazioni algebriche facilmente risolvibili.



### 3.6.2 MODELLISTICA INVERSA DI RESISTIVITÀ

Per formulare il modello inverso, il sottosuolo è suddiviso in celle, ciascuna avente una conduttività  $\sigma$  (o resistività  $\rho$ ). Ne consegue che la distribuzione di conduttività è rappresentata da un vettore di incognite  $\mathbf{m}$ . Dal momento che le variazioni di conduttività possono essere di vari ordini di grandezza, usualmente il vettore  $\mathbf{m}$  è dato dai logaritmi della conduttività. Questa trasformazione ha anche il vantaggio di garantire che la soluzione del problema inverso non contenga conduttività elettriche negative.

Il modello inverso cerca di determinare il miglior set di parametri  $\mathbf{m}$  che riproduca i dati sperimentali di resistenza  $\mathbf{d}$  tramite calcoli effettuati con il modello diretto.

Il calcolo del miglior set  $\mathbf{m}$  si effettua minimizzando una funzione obiettivo ( $\Psi_d$ ), generalmente corrispondente alla norma della differenza pesata tra valori di resistenza misurati  $\mathbf{d}$  e calcolati con il modello diretto  $\mathbf{F}(\mathbf{m}^*)$ :

$$\Psi_d = \sum_{i=1}^N \left( \frac{F_i(m) - d_i}{\varepsilon_i} \right)^2 = \|W_d(F(m) - d_i)\|^2$$

con:  $F_i(\mathbf{m})$  è la  $i$ -esima resistenza calcolata,

$d_i$  è la  $i$ -esima resistenza misurata,

$\varepsilon_i$  è l'errore della misura  $i$ ,

$W_d$  è la matrice degli errori  $\varepsilon$ ,

$N$  è il numero di misure.

Usare soltanto il misfit dei dati conduce però a un problema: di solito abbiamo un sistema contemporaneamente sotto determinato (troppe incognite e troppo poche equazioni) e sovra determinato (solo alcune parti del dominio). Di conseguenza, la soluzione è molto sensibile agli errori nei dati e può dare distribuzioni di resistività irrealistiche.

Dobbiamo vincolare in qualche modo l'inversione in modo che abbia un senso, l'approccio più comune è quello di introdurre una funzione di penalità ( $\Psi_m$ ) alla funzione obiettivo in modo che l'inversione non conduca a soluzioni diverse da quello che riteniamo accettabile, ad esempio:

- una soluzione "liscia";
- una soluzione vicina ad un modello che abbiamo in mente (informazioni a priori).

In conclusione la funzione da minimizzare sarà composta da una funzione obiettivo ( $\Psi_d$ ) che si occupa dei dati e una funzione di penalità ( $\Psi_m$ ) che si occuperà del modello. Resta all'operatore decidere quale peso attribuire ai vari



termini, questo viene stabilito sulla base di un termine di peso  $\alpha$  (più è piccolo e più pesano i dati rispetto alla lisciatura):

$$\Psi(\mathbf{m}) = \Psi_d(\mathbf{m}) + \alpha\Psi_m(\mathbf{m})$$

L'approccio più utilizzato è quello alla Occam, processo iterativo per determinare il "miglior" set di resistività tale da (a) onorare i dati (b) avere una struttura spaziale "liscia". Le iterazioni del modello inverso si devono fermare una volta che il misfit dei dati è prossimo agli errori dei dati e del modello diretto.

Per invertire le misure che variano nel tempo (time lapse) si possono combinare i dati in modo da ottenere inversioni dei rapporti o delle differenze. Se si hanno due dataset  $\mathbf{d}_t$  e  $\mathbf{d}_0$  possiamo calcolare un dataset dei rapporti come :

$$\mathbf{d}_r = \frac{d_t}{d_0} F(\sigma_{hom})$$

con :  $\sigma_{hom}$  conduttività omogenea arbitraria.

L'immagine invertita mostrerà quindi i cambiamenti rispetto al background in termini di rapporti. Questo approccio del rapporto si usa comunemente in casi 2-D per rimuovere gli effetti 3-D che non sono tenuti in conto nel modello.

Attualmente esistono in commercio diversi software che consentono di effettuare il processing di inversione dei dati geoelettrici es. Res2DInv, Res3DInv (Loke, Software commerciale), seppur mantenendo un grado di versatilità limitato.

Altri software non commerciali, ma con scopi scientifici es. ProfileR, R2, R3, R3t (A. Binley, University of Lancaster -UK) e CRtomo (A. Kemna, University of Bonn -Germany) consentono maggiore flessibilità nella costruzione della mesh del modello diretto ed un maggiore controllo sui parametri dell'inversione da parte dell'operatore.



## 4. PARTE SPERIMENTALE

### 4.1 STRUMENTAZIONE

La configurazione micro-ERT 3D consiste in 72 elettrodi. Sono stati installati 24 elettrodi superficiali costituiti da picchetti di acciaio inox piantati nel terreno per ca.5 cm coprendo una griglia regolare di 0,1 m di lato attorno al tronco centrale del melo (fig.4.2) e 48 elettrodi sepolti in profondità, rispettivamente in 4 pozzetti in PVC aventi 12 elettrodi ciascuno, lunghezza di 120 cm e un pollice di diametro (fig.4.1).

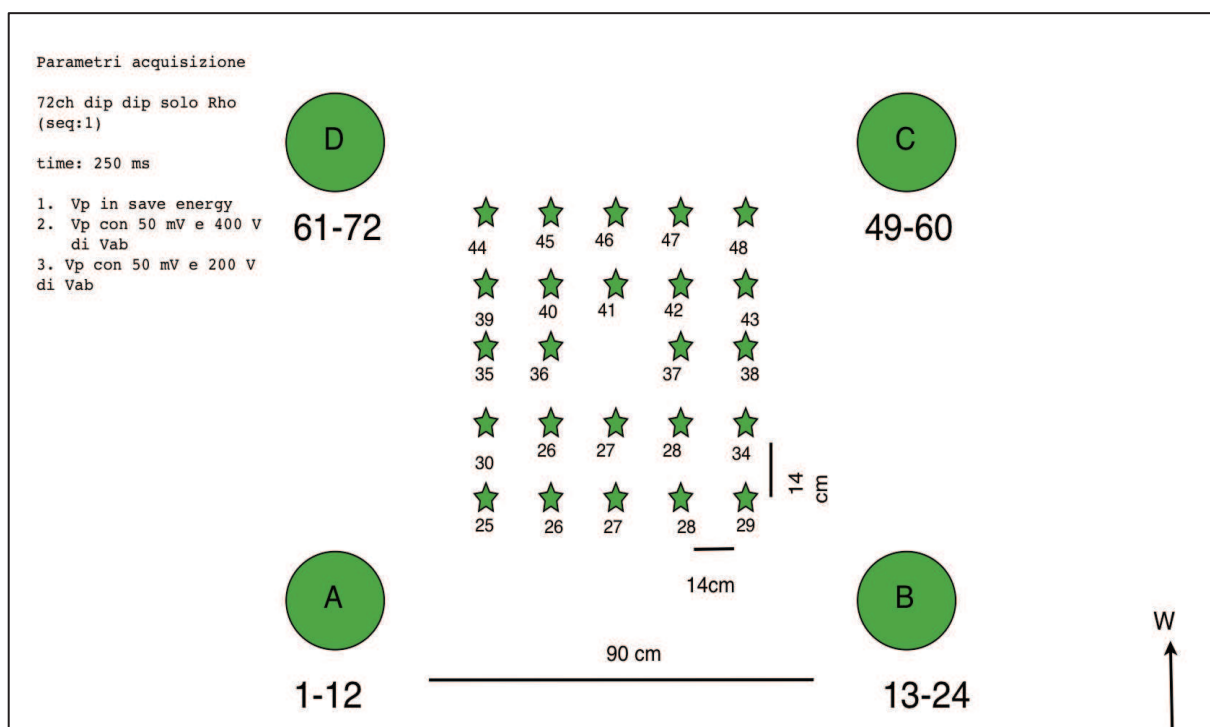
I pozzetti sono situati in corrispondenza del vertice di un quadrato di 0,9 m di lato, gli elettrodi al loro interno sono circolari e costituiti in acciaio inox di 2 cm di larghezza e distanziati 0,1 m; l'elettrodo più superficiale è situato a 5 cm sotto la superficie. L'installazione è stata eseguita a percussione senza pre-foro evitando così possibili rotture delle connessioni in quanto si trovano all'interno dell'involucro in PVC, inoltre questo ci permette il massimo accoppiamento con il terreno e quindi di avere una resistenza di contatto molto efficiente tra gli elettrodi e il suolo.



*Fig.4.1- Struttura di un pozzetto*

Con tale strumentazione si è analizzato  $1\text{m}^3$  di terreno circa attorno al colletto di un melo utilizzando una configurazione dipolo-dipolo skip zero. Questa configurazione, nonostante la sua modesta penetrazione del segnale in profondità, ha una buona risoluzione orizzontale ed è poco vulnerabile al rumore di fondo.

Il primo elettrodo è localizzato nel primo pozzetto alla profondità di 125 cm e a seguire, gli elettrodi del secondo pozzetto, di superficie, del terzo e del quarto pozzetto. Quindi, l'ultimo elettrodo è quello più superficiale del quarto pozzetto (vedi Fig.4.2). Le sezioni tra i pozzetti B-C e A-D intersecano il filare di meli, mentre le sezioni A-B e C-D sono parallele a esso.



*Fig.4.2 - Configurazione degli elettrodi.*

I dati sono stati raccolti usando un Resistivimetro Syscal-Pro (IRIS Instruments, Francia).



*Fig.4.3 - Georesistivimetro impiegato per le misure micro ERT.*

Con le seguenti caratteristiche tecniche:

<b>TRANSMITTER</b>	<b>RECEIVER</b>	<b>GENERAL</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Max voltage: 800V in switch mode</li> <li>- Max voltage: 1 000V in manual mode</li> <li>- Max current: 2.5A, typ. accuracy 0.2%</li> <li>- Max power : 250W with internal DC/DC converter and 12V external battery; 1200W with external AC/DC and Motor Gene.</li> <li>- Option 25mA max for readings on samples</li> <li>- Pulse duration: 0.2s, 0.5s, 1s, 2s, 4s, 8s</li> <li>- Internal 12V, 7Ah battery, plug for ext. batt.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Automatic ranging, 10 input channels</li> <li>- Input impedance: 100 Mohm</li> <li>- Max voltage channel 1: 15V</li> <li>- Max voltage sum of channel 2 to 10: 15V</li> <li>- Protection up to 1 000V</li> <li>- Typ accuracy: 0.2%, resolution: 1 microV</li> <li>- 50 to 60Hz power line frequency rejection</li> <li>- Stacking process, SP linear drift correction</li> <li>- Reading of current, voltage, standard dev.,</li> <li>20 IP windows (preset or selectable),</li> <li>- Internal 12V, 7Ah battery</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Memory: 40 000 readings</li> <li>USB &amp; SD card link</li> <li>- GPS input for coordinates</li> <li>- Fiber glass casing, weather proof</li> <li>- Temperature range: -20 to +70°C</li> <li>- SYSCAL Pro Switch 48: 31x23x36cm,</li> <li>- Weight: 13kg, Cable w/ 24 take-out: 23kg</li> </ul>

Una volta impostati il tipo di sequenza e i parametri di acquisizione opportuni rispetto alle finalità dell'indagine, il dispositivo esegue le misure in modo automatico, conservando i dati nella memoria interna.

## **4.2 RACCOLTA DATI**

Sono stati effettuati 2 test di irrigazione in 2 diverse condizioni stagionali e con diversi tipi di irrigazione.

Nel mese di agosto 2011 è stato effettuato un esperimento con irrigazione a goccia in condizioni asciutte, mentre nel mese di maggio 2012 è stato effettuato un esperimento con irrigazione diffusa in condizioni molto umide durante il periodo di alta stagione primaverile in cui la pianta presenta un forte accrescimento vegetativo.

I due esperimenti sono stati previsti per osservare gli effetti di due diversi tipi di irrigazione durante due diverse condizioni climatiche.

## 4.2.1 TEST D'IRRIGAZIONE AGOSTO 2011

Nel test di irrigazione di agosto 2011, dopo un lungo periodo di assenza di pioggia, le condizioni del luogo erano molto asciutte. Inoltre la pianta era stata esclusa dal sistema di irrigazione della coltura e la superficie del terreno intorno all'albero era stata coperta per evitare eventuali contributi di pioggia durante le precedenti due settimane. In tal modo si è potuto migliorare la dinamica del flusso dell'acqua che influenza il sottosuolo durante l'irrigazione goccia a goccia.

L'irrigazione si è effettuata con due gocciolatori posti fra gli elettrodi di superficie 41-42 e 39-40 con una portata costante di 2,4 l/min.



**Fig.4.4 - Gocciolatore posto tra gli elettrodi 41-42.**

L'irrigazione della durata di 6h riproduce esattamente il tipo di irrigazione che viene solitamente applicato sulla coltivazione nel sito di Cles.

Sono stati acquisiti dati di ERT 3D in time lapse per 6 passi temporali durante e dopo la prova di irrigazione. Nel dettaglio sono stati raccolti i dati con cadenze di 1h, 3h, 5h, 7h, 20h e 22h dall'inizio dell'irrigazione, poi l'acquisizione è stata interrotta a causa di un'intensa precipitazione.

<b>Parametri acquisizione ERT</b>	<b>Misura ERT di background</b>			<b>Inizio Irrigazione</b>	
dipolo-dipolo 72 canali skip 0	DATA	ORA	FILE	DATA	ORA
time: 250 ms	04/08/2011	11:40	M0.bin	04/08/2011	12:20
Vp = 50 mV	<b>Misure ERT in time-lapse</b>			<b>Fine Irrigazione</b>	
Vab = 400 V	DATA	ORA	FILE	DATA	ORA
	04/08/2011	13:20	M1.bin	04/08/2011	18:20
	04/08/2011	15:20	M2.bin		
	04/08/2011	17:20	M3.bin		
	04/08/2011	19:20	M4.bin		
	05/08/2011	08:30	M5.bin		
	05/08/2011	10:30	M6.bin		

**Tab.4.1 - Schema misure test agosto 2011.**

## 4.2.2 TEST D'IRRIGAZIONE MAGGIO 2012

La seconda irrigazione è stata fatta in condizioni climatiche differenti, parzialmente complementari al primo test. È stata utilizzata una irrigazione diffusa nella parte superiore della pianta durante la stagione primaverile di crescita vegetativa. Le condizioni del sito questa volta erano molto bagnate a causa della grande quantità di pioggia caduta nel corso del mese precedente. L'albero era in una condizioni di crescita dinamica molto elevata e ci si aspettava una grande quantità di evapotraspirazione dovuta alle calde giornate di sole durante la prova (26 °C alle ore 12).

L'irrigazione è iniziata alle ore 10.15, erogando 3,3 lt / min ed è stata protratta per un totale di 150 minuti. Abbiamo utilizzato un sistema di irrigazione a spruzzatore posizionato sopra la superficie del terreno, in modo da ottenere una irrigazione più uniforme e diffusa possibile.



*Fig.4.5 - Test d'irrigazione maggio2012 con misure ERT e TDR. Sulla destra sistema d'irrigazione sprinkler.*

Oltre all'acquisizione di 8 time-lapse micro-ERT 3D, sono state effettuate anche misure della costante dielettrica con una Reflectometer nel dominio del tempo (TDR), durante e dopo l'irrigazione. Le misurazioni sono state effettuate con uno strumento Tektronix 1502 e una sonda di 30 cm di lunghezza installata sotto l'albero.

Data	Ora	file ERT	misura TDR	irrigazione con spruzzatore il 03/05/2012	
03/05/2012	9.20	m0	t0	inizio [ora]	10.15
03/05/2012	10.45	m1	t1	fine [ora]	12.50
03/05/2012	11.45	m2	t2	acqua totale [m3]	0.51
03/05/2012	12.45	m3	t3		
03/05/2012	14.45	m4	t4		
03/05/2012	16.45	m5	t5		
03/05/2012	18.45	m6	t6		
04/05/2012	9.20	m7	t7		
04/05/2012	12.00	m8	t8		

**Tab.4.2 - Schema misure maggio 2012.**

Le misure TDR sono ampiamente utilizzate come metodo non invasivo per misurare il contenuto d'acqua nel suolo ( $\theta$ ). Il TDR determina la costante dielettrica relativa del suolo ( $\epsilon_r$ ), misurando la velocità di propagazione di un'onda elettromagnetica guidata lungo antenne. Una relazione empirica tra  $\theta$  e  $\epsilon$  è stata proposta da Topp et al. (1980):

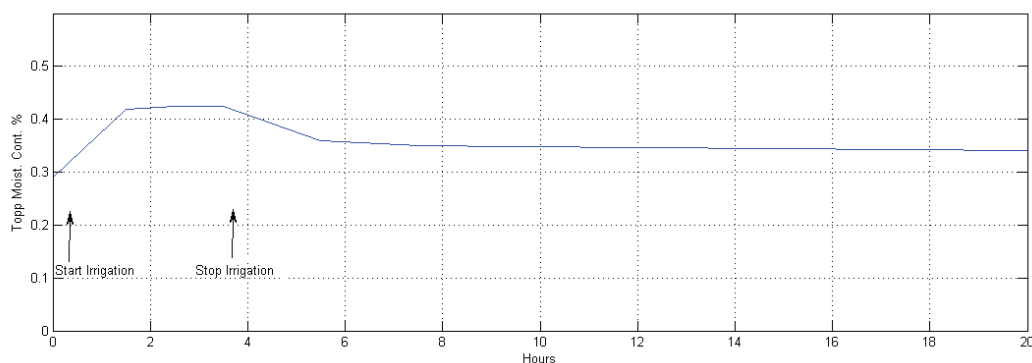
$$\theta = -0.053 + 0.029 \epsilon_r - 5.5e^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3e^{-6\epsilon_r} \quad (4.1)$$



Data	Ora	Misura TDR	Posizione flesso [m]	Costante dielettrica [-]	Moisture content [TOPP]
03/05/2012	9.20	t0	3.37	15.94842872	0.29024335
03/05/2012	10.45	t1	3.74	26.90597294	0.418247887
03/05/2012	11.45	t2	3.76	27.57943809	0.424179391
03/05/2012	12.45	t3	3.76	27.57943809	0.424179391
03/05/2012	14.45	t4	3.56	21.21939646	0.360045354
03/05/2012	16.45	t5	3.534	20.45373569	0.350948459
03/05/2012	18.45	t6	3.526	20.22097815	0.348117078
04/05/2012	9.20	t7	3.498	19.41681582	0.33809168
04/05/2012	12.00	t8	3.497	19.3883975	0.337730385
<b>Posizione picco [m]</b>					
2.132					
<b>Lunghezza sonda [m]</b>					
0.31					

**Tab.4.3 - Schema misure TDR e posizione sonda.**

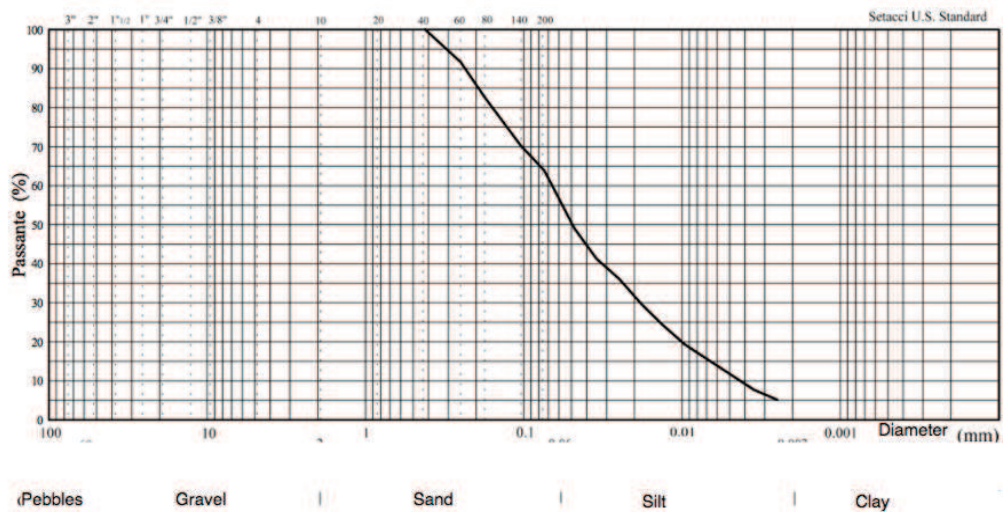
Come mostrato dalle misure TDR in fig.4.6, il contenuto d'acqua iniziale (background) è già molto elevato (circa 28 %) ed aumenta durante il test:



**Fig.4.6 - Contenuti d'acqua misurato durante il test di irrigazione dalle misurazioni TDR.**

### 4.3 CALIBRAZIONE IN LABORATORIO

È stata eseguita una prova granulometrica (US standard ) ad un campione di suolo raccolto sul posto a 60 cm di profondità. Questo si rivela come un terreno sabbioso-limoso, senza argilla, come mostrato in fig.4.6.



*Fig.4.7 - Analisi granulometrica standard US del campione di terreno a 60 cm di profondità.*

Per poter mettere in relazione quantitativa i valori di resistività e di saturazione d'acqua abbiamo effettuato misure in laboratorio di resistività in varie fasi di saturazione per 3 campioni di terreno. I campioni sono stati raccolti a 1 m dallo stendimento ERT, dalla superficie fino a 60 cm di profondità (rispettivamente campione 0-20cm, 20-40cm e 40-60cm).



*Fig.4.8 - Campioni del terreno a profondità 0-20, 20-40, 40-60 cm.*

Prima abbiamo misurato porosità, contenuto di acqua e la saturazione iniziale dei campioni (tab.4.4).

	<b>Water Saturation (Sw)</b>	<b>Moisture content (θ)</b>	<b>Porosity (Φ)</b>
Condizioni di partenza del terreno (media dei 3 campioni)	38%	21%	55%

*Tab.4.4 - Valori della media dei 3 campioni di Sw, θ, Φ.*

Abbiamo tentato di quantificare il significato del monitoraggio ERT calibrando una relazione costitutiva idonea capace di collegare conducibilità elettrica e contenuto d'acqua (Brovelli et al. 2011). Data la natura sabbioso-limosa della frazione suolo, con assenza di frazione argillosa (vedi Fig. 4.6), abbiamo adottato l'equazione di Archie modificata (Archie et al 1942.):

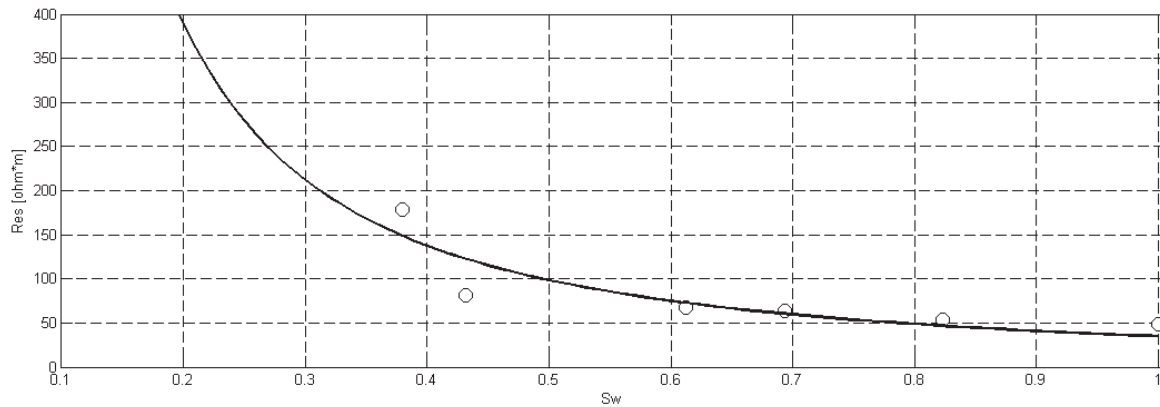
$$S_w^n = F \frac{\rho_w}{\rho} \quad (4.2)$$

con:  $S_w$ , saturazione (contenuto d'acqua volumetrico/porosità);  
 $F$ , Fattore di formazione di Archie;  
 $\rho_w$ , resistività dell'acqua di Cles (scalata con la  $\rho_w$  del laboratorio);  
 $\rho$ , resistività misurata in laboratorio,  
 $n$ , esponenziale.

Plottando le misure di resistività ( $\rho$ ) in funzione della saturazione d'acqua ( $S_w$ ) abbiamo ottenuto il best fitting rispetto l'equazione di Archie (vedi grafico in fig.4.7) con i seguenti parametri:

$$F = 1.75$$

$n = 1.5$  (considerati anche in Guyod et al 1948, Waxman et al 1974, Jayawickreme et al. 2008, per terreni sabbiosi).



**Fig.4.9 - Grafico  $S_w - \rho$ : i cerchi sono i dati di laboratorio, la linea rappresenta il best fitting dell'equazione di Archie.**

Per ricavare i valori  $S_w$  dalle inversioni ERT abbiamo applicato la legge di Archie nella forma:

$$\frac{\rho(Sw_i)}{\rho(Sw_0)} = \left( \frac{Sw_i}{Sw_0} \right)^n \quad (4.3)$$

con:  $Sw_0$ , saturazione iniziale di background;

$Sw_i$ , grado di saturazione all'istante  $i$ ;

$\rho(Sw_0)$ , resistività di background;

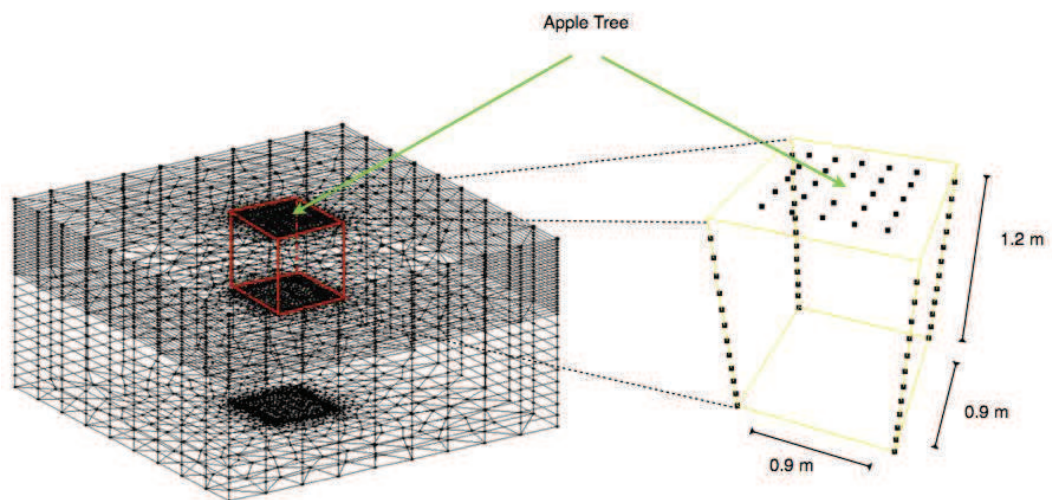
$\rho(Sw_i)$ , resistività all'istante  $i$ ,

$n$ , esponente stimato dall'equazione di Archie.

Quindi  $Sw_i$  è la quantità da calcolare mentre  $Sw_0$  viene stimata in due modi diversi: il primo prevede l'applicazione dell'equazione (4.2) alle resistività invertite del background (misurate prima del test d'irrigazione), il secondo utilizza il contenuto idrico stimato dalle misure TDR per i primi 30 cm di suolo. Il rapporto di resistività, nel nostro caso, è rappresentato dai risultati dell'inversione del rapporto delle resistenze elettriche, utilizzando l'equazione (4.3) si può essere liberi dalla stima di  $F$ .

## 4.4 ELABORAZIONE DATI

Per tutte le misure abbiamo adottato la configurazione d'acquisizione dipolo-dipolo 72 canali skip0. Per il processo di inversione si è adottata una mesh 3D con elementi prismatici triangolari di 0,025 m di lato nella zona principale delle radici, mentre per il background è stata utilizzata una mesh più larga e meno dettagliata (fig. 4.8).



**Fig.4.10 - Mesh 3D(in rosso è evidenziato il volume di interesse sotto il melo) e geometria dei 72 elettrodi: 48 in foro e 24 sulla superficie, inter-distanza 0,1 m.**

I dati sono stati raccolti usando un Resistivimetro Syscal-Pro (IRIS Instruments, Francia, Fig.4.3) e misure dei reciproci sono state acquisite e trattate per ottenere gli errori sui quadripoli stessi e azzerare così i set di dati rumorosi. Per reciproco s'intende quel quadripolo che ha come elettrodi di potenziale gli elettrodi di corrente del diretto e come elettrodi di corrente quelli di potenziale. Tutte le misure reciproche che mostrano un valore statistico RSD (Relativ Standard Deviation) maggiore del 5% sono state rimosse dal dataset, la pulizia dei dati è stata fatta con un apposito programma informatico.

La procedura di pulizia dei reciproci porta ad avere differenti dataset, in modo da avere risultati confrontabili. Le inversioni sono eseguite solo sugli stessi

quadrupoli che sono presenti in tutti i set di dati. Per l'inversione abbiamo adottato il codice **R3t** (Binley et al. 2011), una soluzione 3D per flussi di corrente in elementi con mesh prismatica - triangolare.

#### 4.4.1 PROGRAMMA D'INVERSIONE R3t (Binley et al. 2011)

**R3t** è una soluzione 3D, per problemi diretti o inversi, per un flusso di corrente in una mesh prismatica triangolare. La soluzione inversa si basa sulla regolarizzazione di una funzione obiettivo combinata con minimi quadrati ponderati (soluzione alla Occam), come definito in Binley e Kemna (2005).

Si tratta sostanzialmente di un programma freeware scaricabile all'indirizzo: <http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/freeware.htm>

L'utente deve definire la mesh come una serie di elementi, ciascuno con 6 nodi e deve anche specificare la posizione degli elettrodi all'interno della mesh. Gli elettrodi possono essere posizionati in qualsiasi punto della griglia, a condizione che cadano su punti nodali. Condizioni di contorno di non flusso di corrente sono applicate ai confini della mesh, di conseguenza questa deve essere estesa oltre la regione di interesse.

**R3t** produrrà parametri calcolati di resistività per l'intera mesh e l'utente deve estrarre i risultati per la regione di studio.

**R3t** richiede almeno tre file di dati in input:

- *R3t.in* contiene i diversi parametri dell'inversione;
- *protocol.dat* contiene il programma di misurazioni e i dati;
- *mesh3d.dat* contiene informazioni riguardo la mesh 3D;

e produrrà diversi file in output:

- *R3t.out* contiene i principali log di esecuzione;
- *f001.dat* contiene il risultato della soluzione inversa in termini di resistività, un valore per ogni elemento finito nella griglia (all'interno della zona specificata dall'utente). Il file avrà cinque colonne: l'elemento

coordinata x, l'elemento coordinata y, l'elemento coordinata z, l'elemento resistività e l'elemento log10 resistività;

-Inoltre *f001.001.dat*, *f001.002.dat*, *f001.003.dat*, etc, verranno creati per ogni iterazione 1,2,3, etc.

#### 4.4.2 ELABORAZIONE IN TIME LAPSE

I dataset raccolti durante la prova d'irrigazione sono stati analizzati nel tempo. L'analisi della variazione della resistività a scala temporale è stata calcolata con il metodo di Daily et al. (1992) che usa il rapporto tra le resistenze misurate da uno stesso quadripolo in momenti differenti.

Al fine di migliorare il monitoraggio in time-lapse durante la prova di irrigazione, abbiamo invertito i dati come rapporto di resistenze elettriche in un momento specifico rispetto ai valori di resistenza del background (nel nostro caso corrisponde alla misura prima del test di irrigazione)

$$R = \left[ \frac{R(i)}{R(0)} \right] R(omog) \quad (4.4)$$

con:

- $R(i)$ , resistenza elettrica all' $i$ -esimo time step;
- $R(0)$ , resistenza elettrica della misura di background;
- $R(omog)$ , resistenza elettrica di uno spazio omogeneo di  $100\Omega\cdot m$ , serve a normalizzare i dati, uniformando la scala.

Tutte le resistenze elettriche sono riferite a quadripoli della stessa misura e  $R$  viene calcolato per ciascuna misura del dataset. L'inversione dei valori di resistenza, calcolata con l'equazione (4.4), migliora nettamente la variazione della resistività elettrica durante la prova in time-lapse.

I risultati dell'inversione creano una mappa della variazione percentuale di resistività rispetto ai valori di background: valori pari a  $100\Omega\cdot m$  mostrano resistività inalterata nel tempo, mentre valori inferiori o superiori a  $100\Omega\cdot m$  mostrano, rispettivamente, una diminuzione o un aumento della resistività.





## 5. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 5.1 TEST 1 (Maggio 2011)

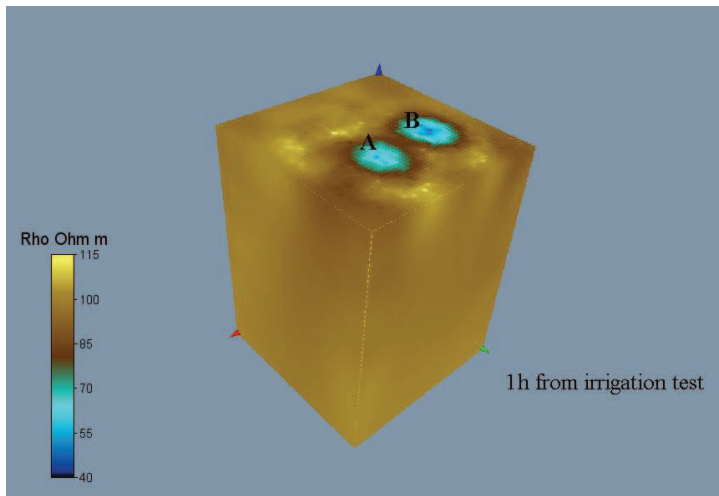
Sono stati acquisiti i dati di micro-ERT 3D in time lapse per 6 step temporali durante e dopo la prova di irrigazione. Le figure 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 mostrano le immagini 3D dei campi resistività invertita, resistività calcolata come rapporto rispetto al valore di background (eq. 4.4) e misurata in diversi time-step da 1 ora a 16 ore dopo l'irrigazione. Come si può notare le aree conduttive sono limitate ai 2 punti di irrigazione a goccia. Le zone bagnate si sviluppano progressivamente durante l'irrigazione, dopo la fine della irrigazione queste zone poco profonde iniziano lentamente ad asciugare.

<b>Misura ERT di background</b>			
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>	<b>TIME-STEP</b>	
04/08/2011	11:40	T0	
<b>Misure ERT in time-lapse</b>			
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>	<b>TIME STEP</b>	
04/08/2011	13:20	TIME 1	1h da inizio irrigazione
04/08/2011	15:20	TIME 2	3h da inizio irrigazione
04/08/2011	17:20	TIME 3	5h da inizio irrigazione
04/08/2011	19:20	TIME 4	1h da fine irrigazione
05/08/2011	08:30	TIME 5	14h da fine irrigazione
05/08/2011	10:30	TIME 6	16h da fine irrigazione

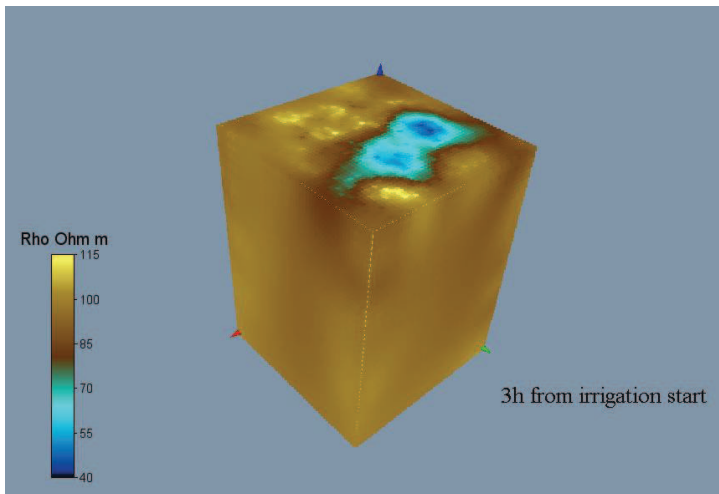
  

<b>Inizio Irrigazione</b>	
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>
04/08/2011	12:20
<b>Fine Irrigazione</b>	
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>
04/08/2011	18:20

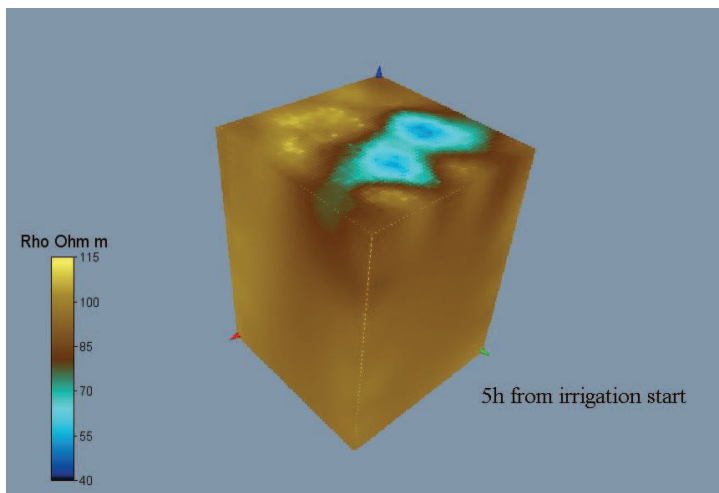
*Tab. 5.1 – Schema misure Micro-ERT in time lapse TEST1.*



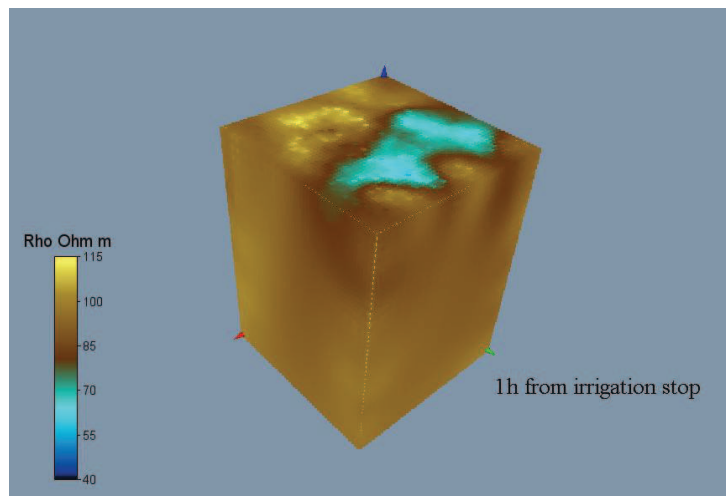
*Fig.5.1 – TIME 1, A e B indicano le sorgenti puntiformi dei due gocciolatori.*



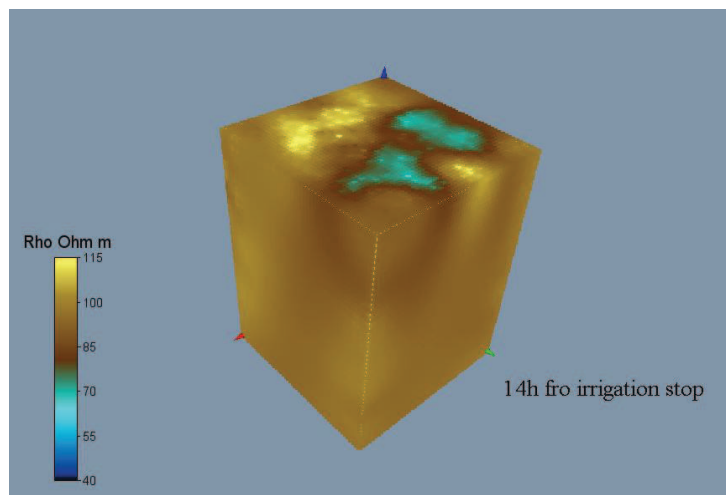
*Fig. 5.2 – TIME 2.*



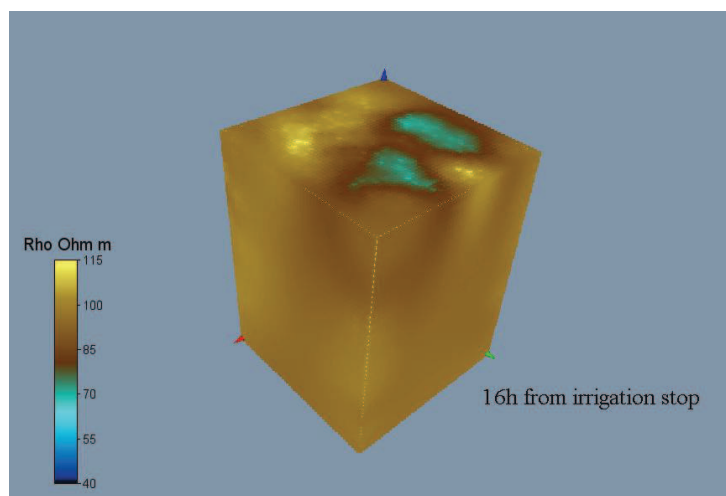
*Fig.5.3 – TIME3.*



***Fig.5.4 – TIME4.***

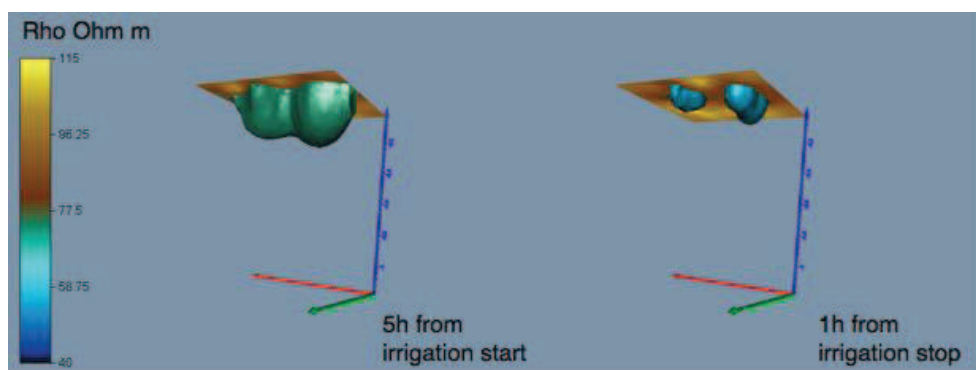


***Fig.5.5 – TIME5.***



***Fig.5.6 – TIME6.***

In questo sistema omogeneo asciutto, altamente resistivo, le fonti di irrigazione artificiali fanno cadere i valori di resistività attorno a zone molto ristrette. Dopo 14 h dalla fine dell'irrigazione, al mattino presto, si può notare come le aree di irrigazione a goccia rimangano più bagnate rispetto allo sfondo. Se guardiamo la penetrazione in profondità dell'acqua iniettata, possiamo vedere come il liquido rimanga soprattutto nella prima profondità di 30 centimetri, come dimostrato in figura 5.7. Questa profondità rappresenta la nostra zona critica, al di sotto di questo livello, infatti, non è prevista nessuna zona radicale attiva come ci si aspetta per un albero di mele di quelle dimensioni (circa 1,8 m di altezza).



*Fig.5.7 – La superficie con isovalore a 60  $\Omega m$  mostra, nella parte superiore, l'acqua iniettata (5h dopo inizio irrigazione e 1 h dopo la fine dell'irrigazione). I plumes d'acqua iniettati sembrano rimanere nella parte superficiale, a circa 30 cm di profondità. Dopo l'arresto di iniezione di acqua i plumes si riducono lentamente.*

## 5.2 TEST2 (Maggio 2012)

Il secondo test d'irrigazione è stato effettuato in condizioni climatiche differenti ed è stata utilizzata una tipologia di irrigazione differente in quanto si è utilizzato un sistema di irrigazione a spruzzatore posizionato sopra la superficie del terreno, in modo da ottenere una irrigazione più uniforme e diffusa possibile.

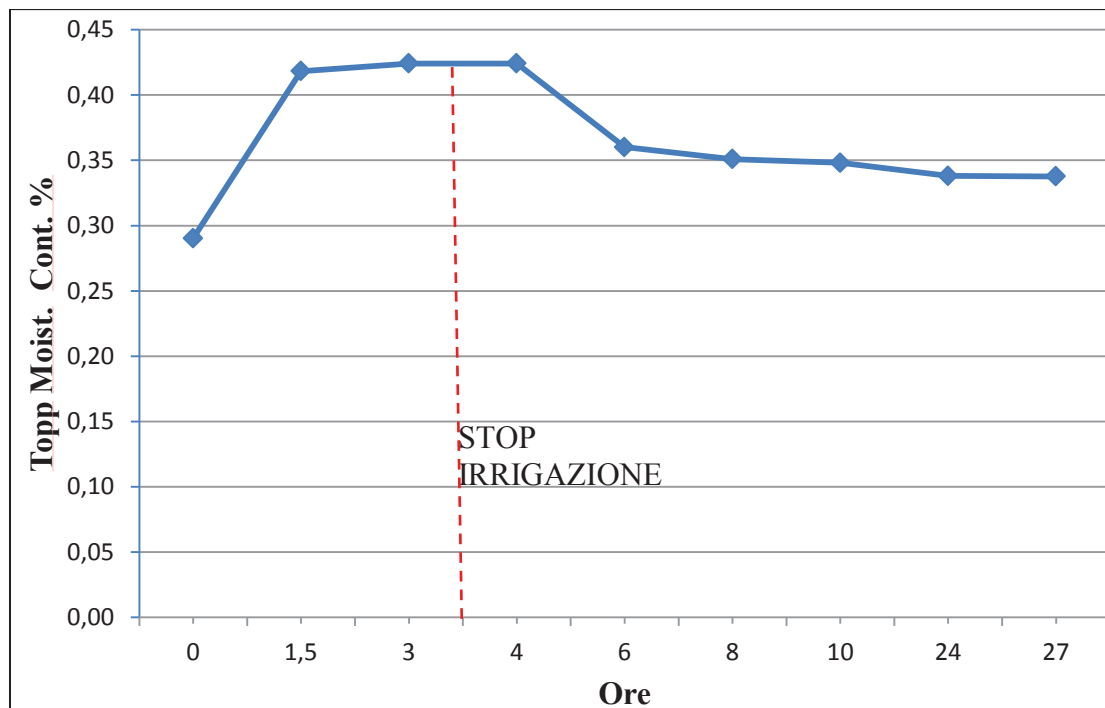
Le condizioni del sito questa volta erano molto bagnate a causa della grande quantità di pioggia caduta nel mese precedente l'acquisizione e l'albero si trovava in una condizioni di elevata crescita vegetativa. Per finire, viste le condizioni climatiche molto calde (26°C alle ore 12), era prevista una grande quantità di evapotraspirazione.

Oltre all'acquisizione di 8 time-lapse 3D micro-ERT, sono state effettuate anche misure della costante dielettrica con una Reflectometer nel dominio del tempo (TDR), durante e dopo l'irrigazione.

<b>Misura ERT di background</b>				<b>Inizio Irrigazione</b>	
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>	<b>TIME-STEP</b>		<b>DATA</b>	<b>ORA</b>
03/05/2012	09:20	T0		03/05/2012	10:15
<b>Misure ERT in time-lapse</b>				<b>Fine Irrigazione</b>	
				03/05/2012	12:45
<b>DATA</b>	<b>ORA</b>	<b>TIME STEP</b>	<b>Misure TDR</b>		
03/05/2012	10:45	TIME 1	t1		
03/05/2012	11:45	TIME 2	t2		
03/05/2012	12:45	TIME 3	t3		
03/05/2012	14:45	TIME 4	t4		
03/05/2012	16:45	TIME 5	t5		
03/05/2012	18:45	TIME 6	t6		
04/05/2012	09:20	TIME 7	t7		
04/05/2012	12:00	TIME 8	t8		

**Tab. 5.2 – Schema misure Micro-ERT in time lapse e TDR per il TEST2**

Le misure TDR sono ampiamente utilizzate come metodo non invasivo per misurare il contenuto d'acqua nel suolo ( $\theta$ ). Il TDR determina la costante dielettrica relativa del suolo ( $\epsilon_r$ ), misurando la velocità di propagazione di un'onda elettromagnetica guidata lungo antenne e attraverso relazione empirica (eq. 4.1) proposta da Topp et al. (1980) è possibile determinare  $\theta$ .



*Fig.5.8 – Contenuto d'acqua del suolo misurato durante il test di irrigazione dalle misurazioni TDR.*

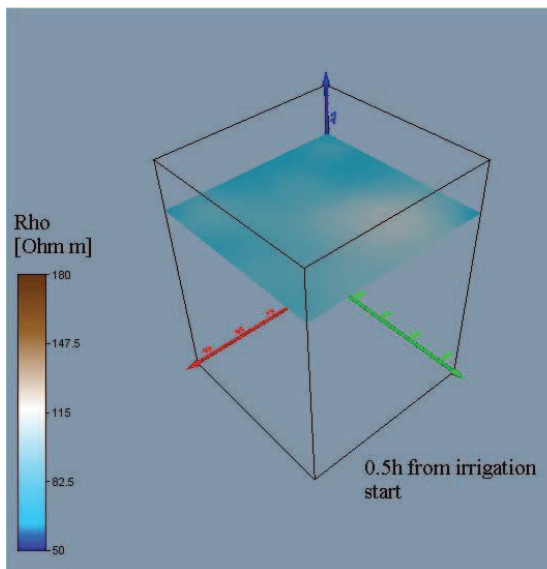
Come mostrato in fig.5.8, il contenuto d'acqua iniziale (background) è già molto elevato (circa 28 %) ed aumenta durante il test.

In tali condizioni molto umide e durante la stagione di crescita le misurazioni micro-ERT 3D non sono previste per identificare le aree bagnate irrigate, come nel test precedente. Infatti il grado di saturazione è già molto alto e le variazioni di resistività elettrica del sottosuolo sono troppo piccole per essere identificate.

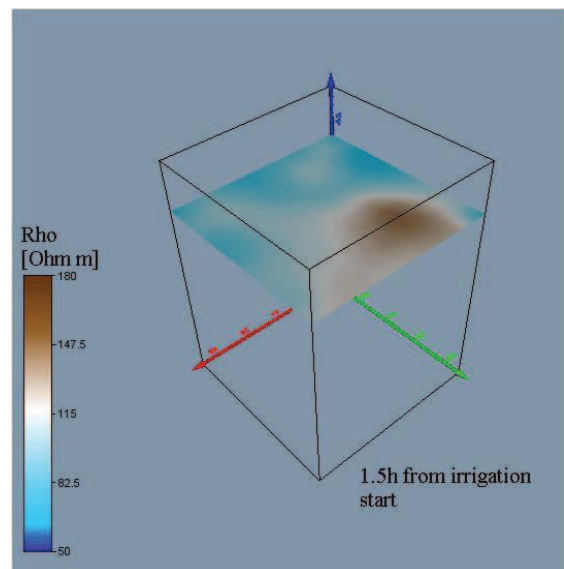
In ogni caso queste condizioni sono ideali per monitorare l'attività di evapotraspirazione in termini di zone di suzione del sottosuolo. L'aumento della resistività sotterranea può essere monitorata e può essere correlata solo alle zone asciutte per l'attività di suzione delle radici.

Di seguito vengono riportati i rapporti dei quadripoli unificati, dove sono stati tolti gli elettrodi 17-24 perché presentavano uno scarso contatto.

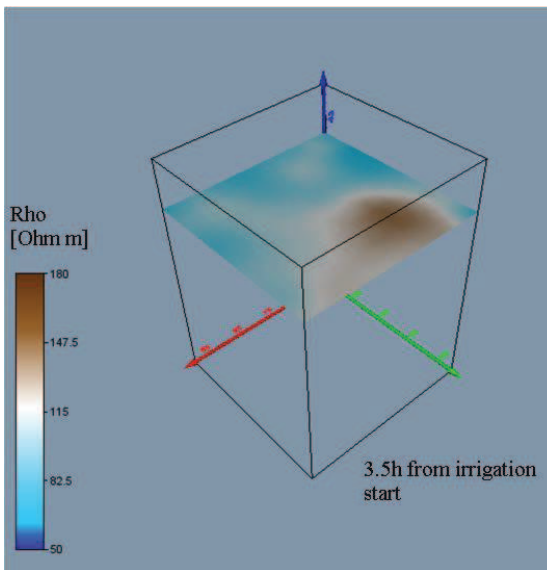
In particolar modo ci focalizziamo sul rapporto di resistività tra background e i vari time step (TIME1, TIME2, TIME3, TIME4, TIME5, TIME6, TIME7, TIME8) sulla isosuperficie a 30 cm di profondità, rispettivamente durante e dopo l'irrigazione.



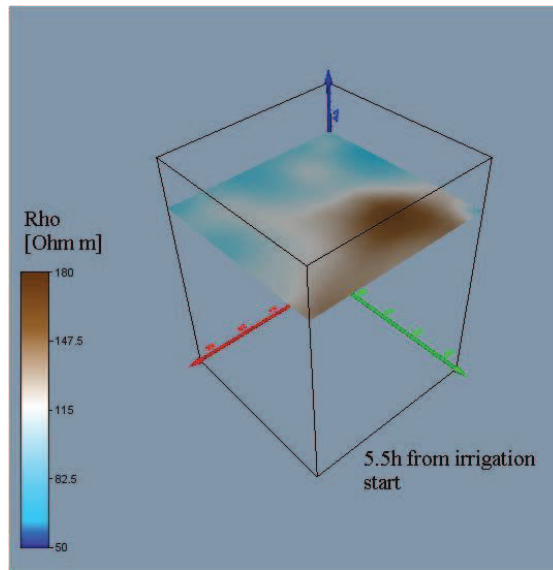
***Fig.5.9 – TIME1.***



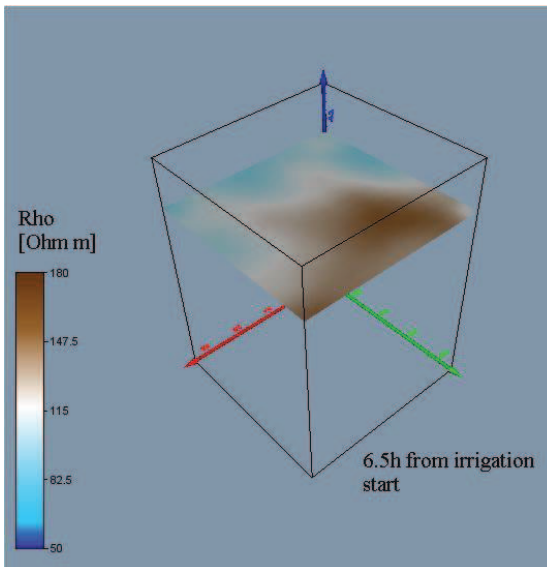
***Fig.5.10 – TIME2.***



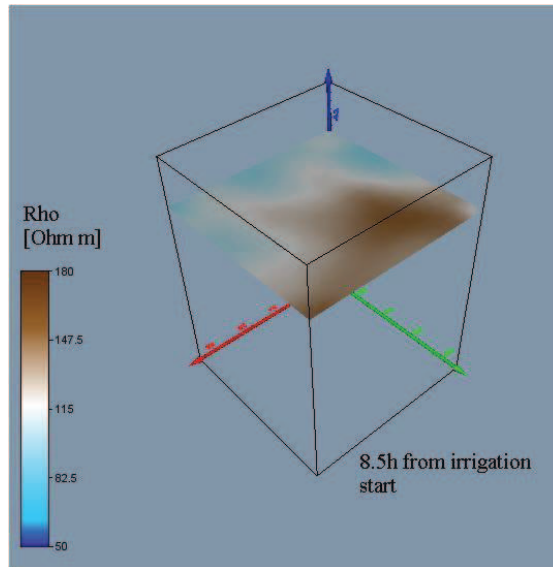
*Fig.5.11 – TIME3.*



*Fig.5.12 – TIME4.*

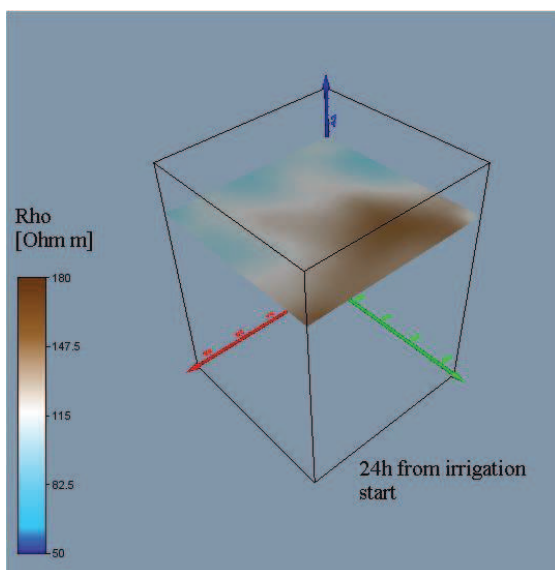


*Fig.5.13 – TIME5.*

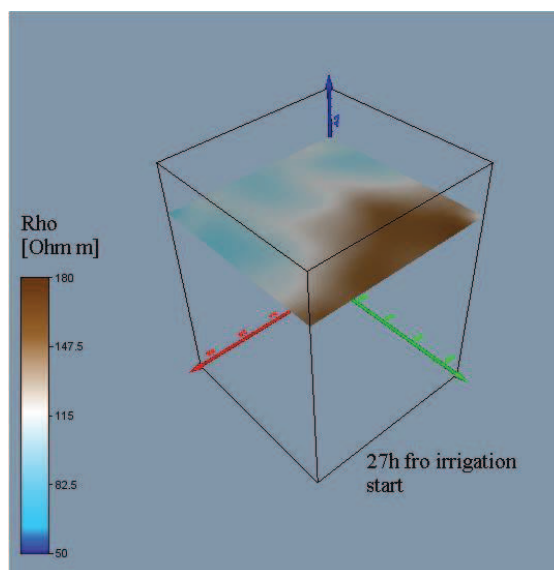


*Fig.5.14 – TIME6.*





**Fig.5.15 – TIME7.**

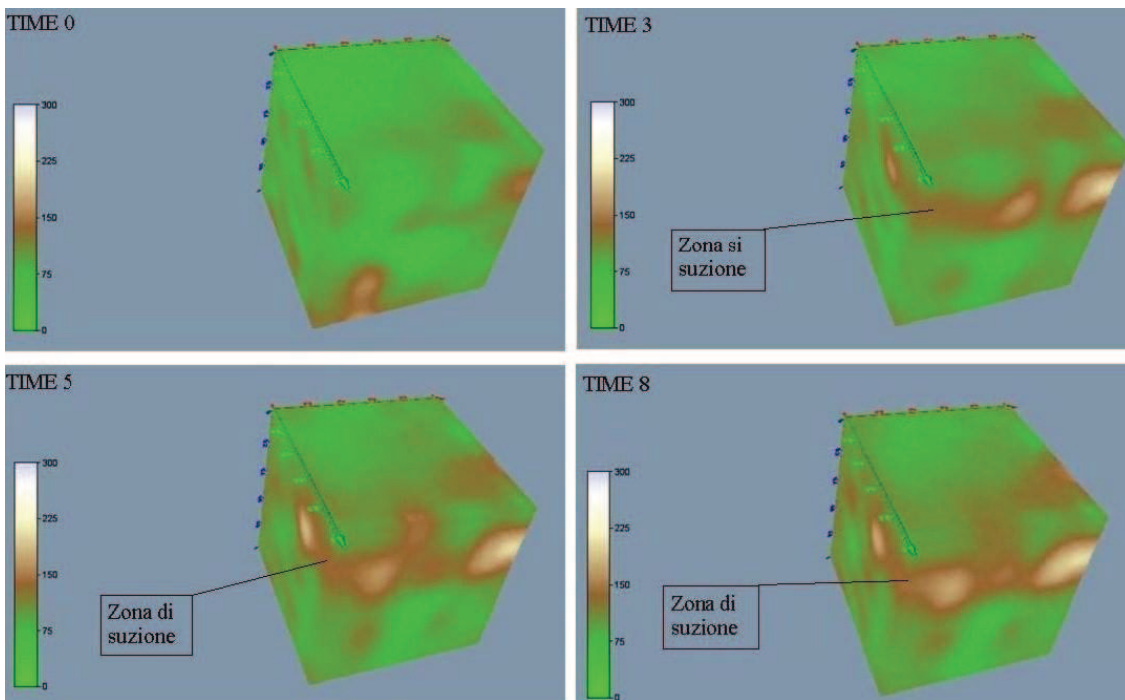


**Fig.5.16 – TIME8.**

I rapporti di resistività fra il background e i vari time-step sono stati calcolati con l'eq.4.4 in modo da poter evidenziare la progressiva espansione della zona di essiccazione, questa è chiaramente identificabile dai valori più alti di resistività in cui si prevede che l'apparato radicale assorba l'acqua.

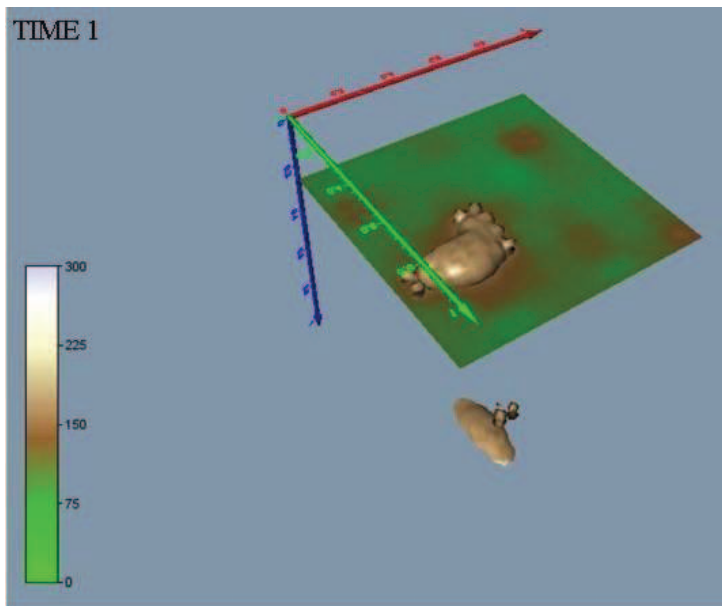
È stata scelta la isosuperficie 30 cm perché è la profondità prevista in cui abbiamo maggiore attività da parte delle radici (De Silva H.N. 1999). È chiaro che l'aumento della resistività è dovuto alla captazione da parte delle radici, valori superiori a  $100 \Omega \cdot m$  indicano che la resistività è superiore al valore di background, nonostante l'abbondante irrigazione.

Estremamente interessante è visualizzare la forma della zona di suzione ad una profondità di 30 cm (Fig. 5.18, 5.19, 5.20). L'attività delle radici non è uniformemente diffusa sul piano orizzontale, ma è confinata nella zona del parallelepipedo che è direttamente collegato con la posizione del sistema di irrigazione a goccia. La posizione dell'apparato radicale, che abbiamo supposto sia collocato nella zona che risente maggiormente dell'assorbimento d'acqua, potrebbe essere quindi più sviluppato dove la quantità di acqua è assicurata dal sistema di irrigazione della coltura.

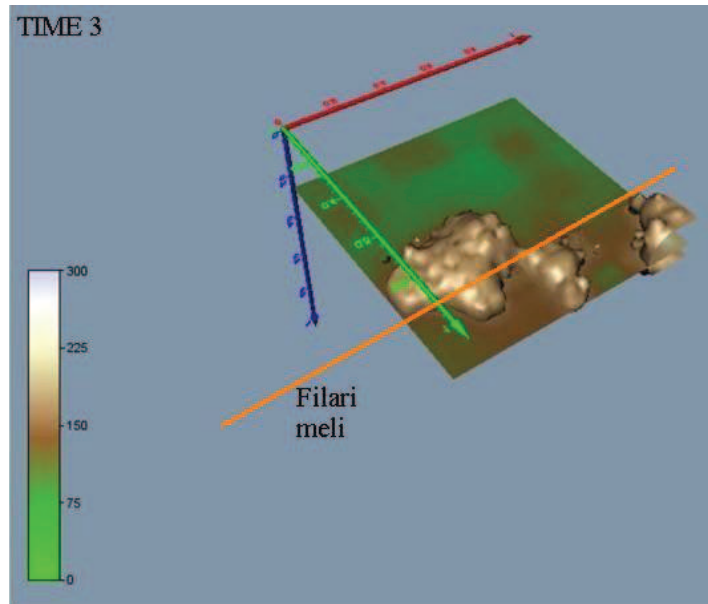


**Fig.5.17 – Inversione rapporti di resistività rispetto al background (time 0) e individuazione della zona di suzione.**

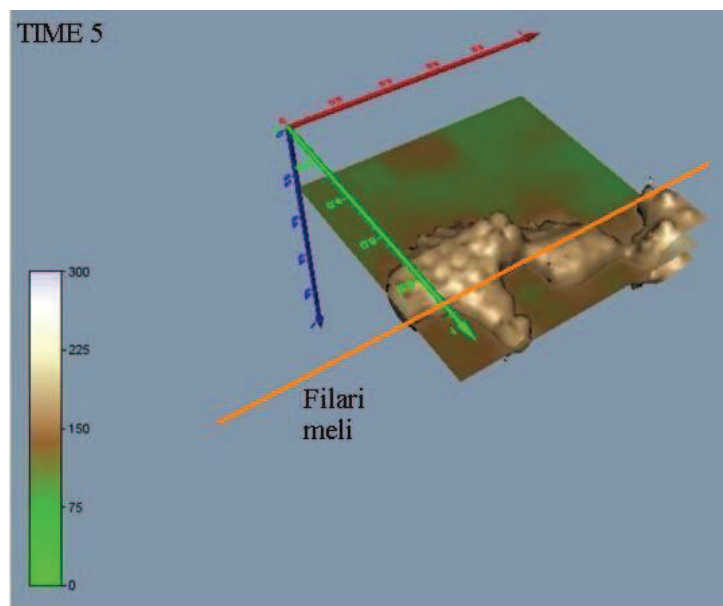
Se andiamo a visualizzare la superficie con isovalore di  $100 \Omega \cdot m$  possiamo ipotizzare la forma che assume l'apparato radicale rispetto alla disposizione del filare e quindi dell'impianto di irrigazione a goccia:



**Fig.5.18 – TIME 1 con superficie di isovalore  $100 \Omega \cdot m$ .**



*Fig.5.19 – TIME 3 con superficie di isovalore 100  $\Omega$ -m.*



*Fig.5.20 – TIME 5 con superficie di isovalore 100  $\Omega$ -m.*

Lo step successivo è stato quello di ricavare i valori di saturazione ( $S_w$ ) del sottosuolo indagato dalle misure di resistività acquisite dalla ERT 3D, questo si può fare indirettamente dalla equazione di Archie (eq.4.4).

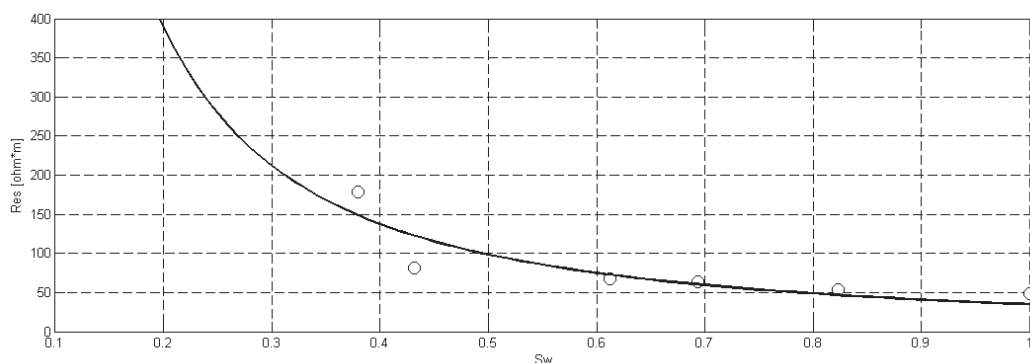
Prima di tutto sono stati misurati in laboratorio i valori di porosità, contenuto d'acqua e saturazione di tre campioni raccolti in sito (vedi tab.4.4), successivamente si è tentato di quantificare il significato del monitoraggio ERT calibrando una relazione costitutiva idonea capace di collegare conducibilità elettrica e contenuto d'acqua (Brovelli et al. 2011). Data la natura sabbioso-limosa della frazione suolo, con assenza di frazione argillosa (vedi Fig. 4.6), abbiamo adottato l'equazione 4.2 di Archie modificata (Archie et al 1942.)

Si è cercato di ottenere il best-fitting delle misure di  $\rho$  in funzione della saturazione d'acqua  $S_w$  rispetto l'equazione di Archie ottenendo i seguenti parametri(vedi grafico in fig.5.21):

$$F = 1.75$$

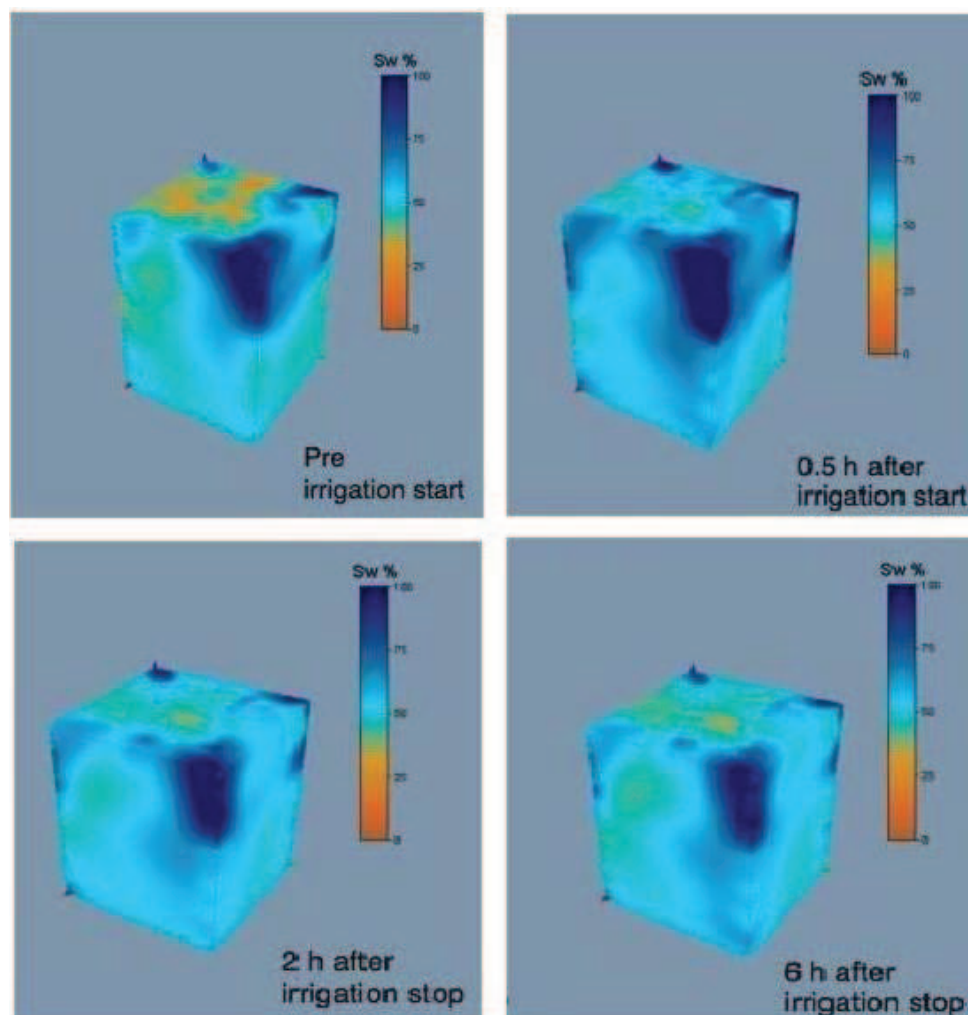
$$n = 1.5$$

I valori dei parametri F, n calcolati attraverso la legge di Archie sono in accordo con numerosi altri autori tra cui Guyod et al 1948, Waxman et al 1974, Jayawickreme et al. 2008, Wylliw 1950, Hamada, Aldoleimi ecc.



**Fig.5.21 - Grafico  $S_w - \rho$ : i cerchi sono i dati di laboratorio, la linea rappresenta il best fitting dell'equazione di Archie.**

La fig.5.22 mostra la saturazione di acqua ( $S_w$ ) ricavata indirettamente dalle misure di resistività in micro-ERT 3D, prima dell'inizio dell'irrigazione e per 3 steps successivi dopo l'irrigazione:

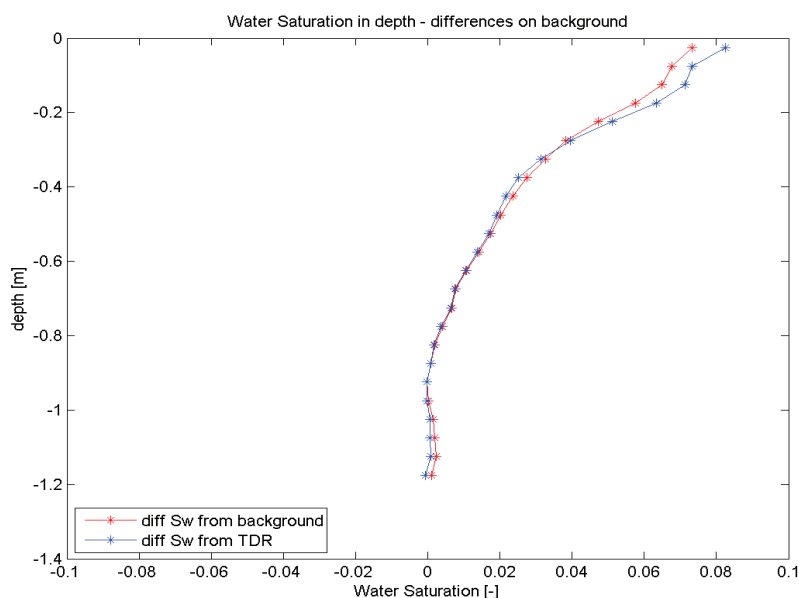


**Fig.5.22 –  $S_w$  calcolato dalle misure di resistività attraverso la legge di Archie.**

Si può notare come le condizioni di saturazione sono già abbastanza elevate ancora prima dell'inizio dell'irrigazione fatta eccezione per la zona superficiale. Ora se noi andiamo a confrontare la saturazione d'acqua ( $S_w$ ) ottenuta dalle misure di resistività ERT con il contenuto idrico calcolato dalle misure TDR (vedi paragrafo 4.2.2), possiamo notare come queste si confermano tra di loro, anche se il TDR è riferito ai primi 30 cm di profondità.

Molto interessante è notare che la zona di suzione è ben identificabile in termini di contenuto d'acqua anche attraverso le misure micro-ERT 3D e non solo da misure TDR.

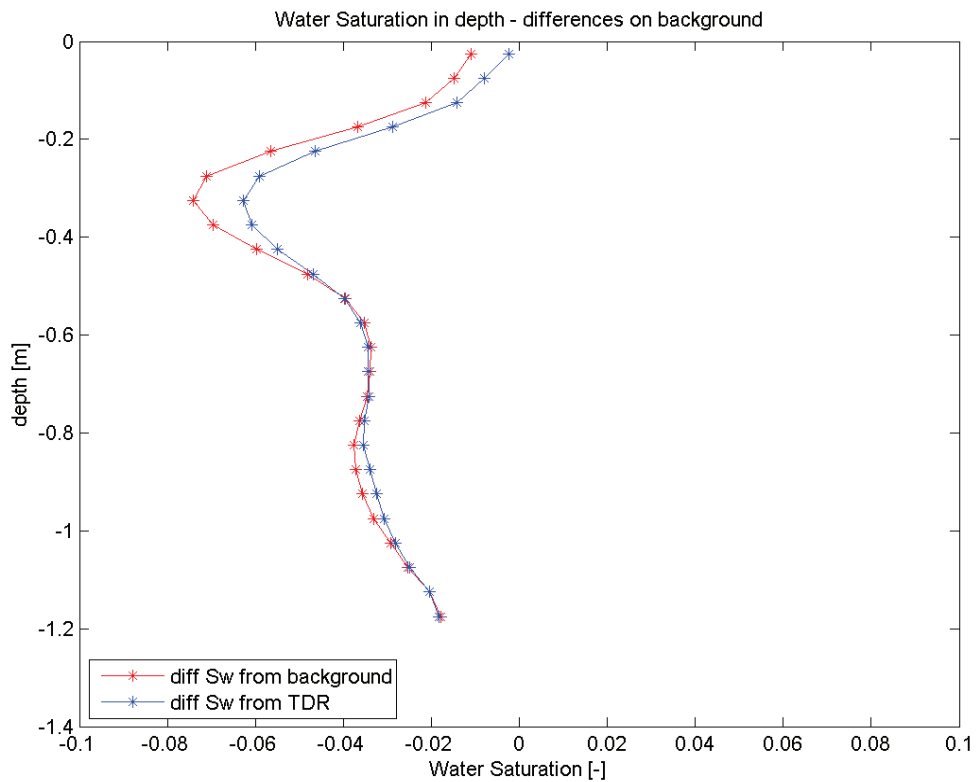
È stata calcolata la media di tutti i valori di  $S_w$  dall'equazione di Archie sia dalle misure di resistività che dal TDR per ogni 5cm di profondità, in termini di differenza con il valore di background. Possiamo tracciare così in un grafico la differenza di  $S_w$  (calcolata con entrambi i metodi) in profondità per i vari time-step. La fig.5.23 mostra l'andamento della  $S_w$  in profondità dopo 0.5 ore dall'irrigazione superficiale. Si può notare come  $S_w$  cresce generalmente ed in particolar modo in prossimità della superficie e come le due stime effettuate siano in buon accordo.



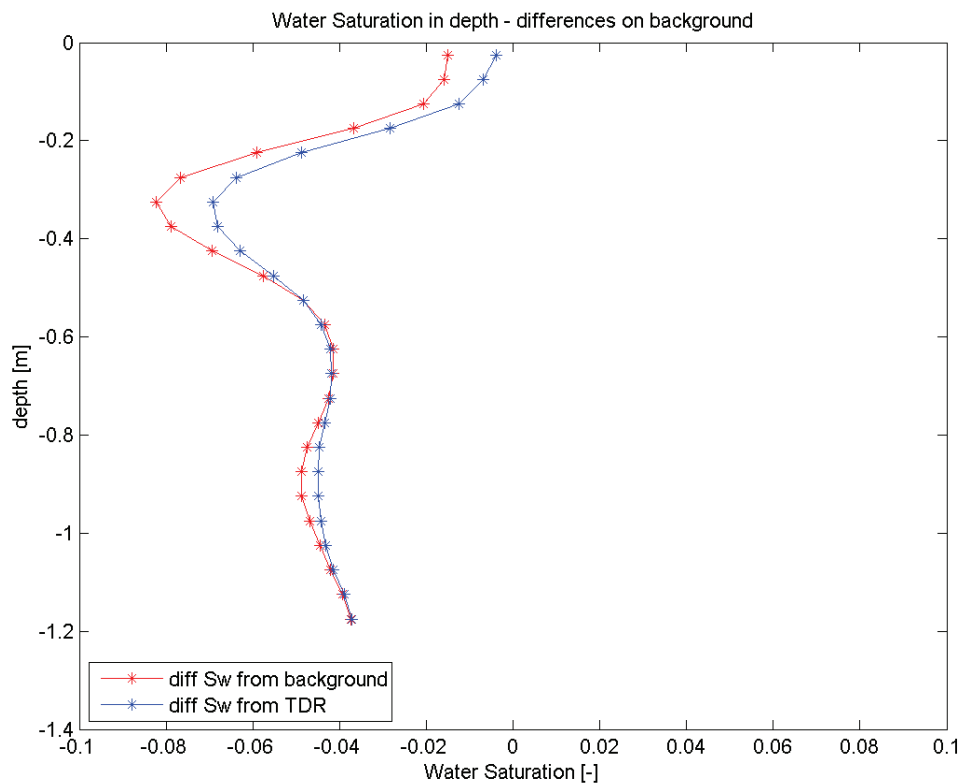
***Fig.5.23 – Andamento della  $S_w$  con la profondità, calcolata come differenza rispetto al valore di background, dopo 0.5h dall'irrigazione.***

Se guardiamo la differenza di  $S_w$  rispetto al background per i successivi time-step, rispettivamente 3.5ore dopo l'inizio dell'irrigazione (fig. 5.24) e dopo 8.5 ore (fig. 5.25), si può vedere come sia presente una generale perdita di  $S_w$ , marcata soprattutto nella zona di suzione alla profondità compresa tra 20-40 cm,

come individuato precedentemente dalle immagini micro-ERT. Questa zona in effetti presenta la differenza più negativa  $S_w$  (-0,08), esattamente dove la zona di radice presenta la maggior suzione e quindi aspirazione dell'acqua (zone più resistive nelle immagini micro-ERT).



**Fig.5.24 - Andamento della  $S_w$  con la profondità, calcolata come differenza rispetto al valore di background, dopo 3.5h dall'irrigazione.**



**Fig.5.25 - Andamento della Sw con la profondità, calcolata come differenza rispetto al valore di background, dopo 8.5h dall'irrigazione.**

Se consideriamo i valori di porosità calcolati in laboratorio come rappresentanti dell'intero volume di interesse (vedi tab.4.4), possiamo stimare il contenuto volumetrico d'acqua ( $\theta$ ) come il prodotto tra la saturazione d'acqua (Sw) e porosità ( $\Phi$ ):

$$\theta = \Phi \cdot Sw$$

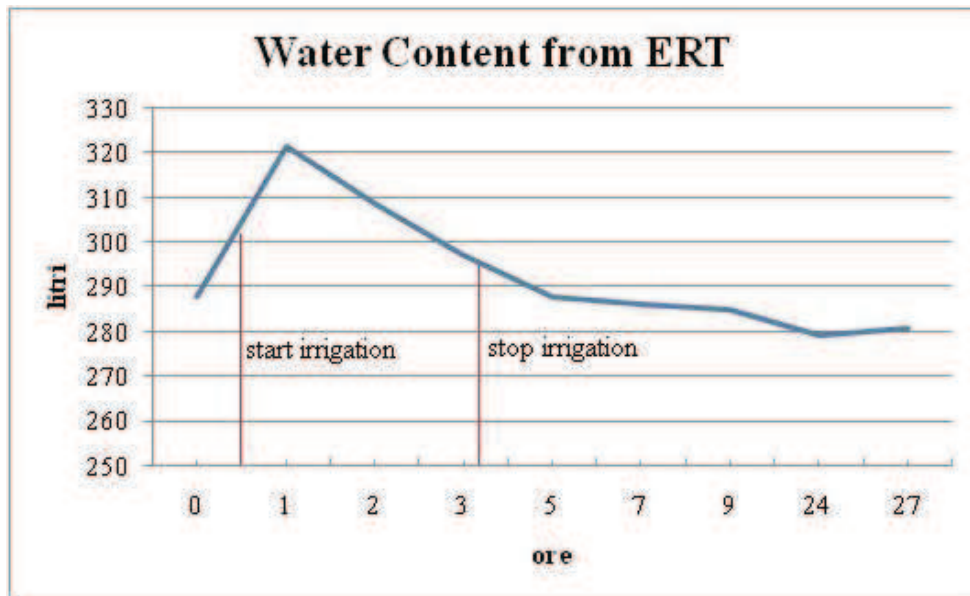
	<b>Water Saturation (Sw)</b>	<b>Moisture content (<math>\theta</math>)</b>	<b>Porosity (<math>\Phi</math>)</b>
Condizioni di partenza del terreno (media dei 3 campioni)	38%	21%	55%

**Tab.4.4 - Valori della media dei 3 campioni di Sw,  $\theta$ ,  $\Phi$ .**



È possibile stimare un bilancio di massa d'acqua durante l'irrigazione, tenendo conto che il volume d'interesse indagato dalla ERT è pari a  $0.9 \text{ m}^3$ .

È stata calcolata la media di  $S_w$  per l'intero volume per ogni time-step e poi è stato stimato il contenuto di acqua totale del nostro volume di interesse. La figura 5.26 mostra il contenuto totale di acqua (in Lt) in funzione del tempo.



*Fig.5.26 – Contenuto d'acqua da valori di ERT con porosità costante pari a 55%.*

Il contenuto di acqua totale cresce rapidamente dopo l'inizio dell'irrigazione, ma comincia a decadere prima della fine di irrigazione. Dato che siamo in un sistema aperto con una pendenza moderata e il sottosuolo presentava condizioni molto bagnate, le perdite d'acqua non sono poi così sorprendenti. In termini di bilancio di massa abbiamo iniettato 500 Lt di acqua che non soddisfano alcuna correlazione con i 322 Lt trovati come contenuto massimo di acqua con tecniche geofisiche (fig.5.26).

La differenza può essere legata:

- all'incertezza della distribuzione della porosità, che non può essere considerata rappresentativa in un tale terreno morenico molto eterogeneo.
- alle perdite d'acqua naturali del nostro volume di interesse, dovute allo scorrimento nel sottosuolo e allo scorrimento superficiale osservati durante l'esperimento.



## 6. CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi si è focalizzato sull'acquisizione, l'inversione e l'interpretazione di dati di tomografia elettrica tridimensionale per evidenziare le variazioni di contenuto idrico a piccola scala del suolo di un meletto in zona Cles, Val di Non (TN), in modo da testare il potenziale di tecniche geofisiche non invasive per monitorare l'attività dinamica della zona vadosa. Le tomografie elettriche sono state realizzate con una geometria micro3D costituita da array di elettrodi in foro e in superficie, sono state effettuate misure in time-lapse attorno ad una singola pianta di melo durante due test d'irrigazione: uno in periodo estivo con condizioni molto asciutte utilizzando un sistema di irrigazione a goccia e l'altro in primavera con condizioni molto bagnate e forte accrescimento della pianta utilizzando un sistema di irrigazione diffuso. I dati sono stati invertiti con software allo stato dell'arte, e i relativi valori di resistività sono stati convertiti in stime del contenuto idrico dei suoli tramite una relazione calibrata su campioni testati in laboratorio.

Le acquisizioni micro-ERT 3D dimostrano di essere in grado di monitorare la zona di suzione, in accordo con la posizione prevista delle radici. Inoltre le analisi in time-lapse migliorano le varie differenze per le diverse condizioni stagionali testate, evidenziando in modo quantitativo le dinamiche di infiltrazione e l'interazione tra proprietà idrauliche del suolo, apparato radicale, forzanti esterne e fisiologia vegetale.

In particolar modo durante il test estivo eseguito in condizioni asciutte, con un sistema di irrigazione a goccia, la tomografia è utile per stimare la distribuzione dei plumes d'acqua in profondità.

L'irrigazione goccia a goccia, utilizzata principalmente per la coltivazione del melo, mostra che solo una parte ridotta del sottosuolo è interessata da un aumento della conducibilità elettrica, e quindi ad un aumento del contenuto d'acqua. Questo può portare ad una forte crescita anisotropa dell'apparato radicale.

In questo quadro di sistema omogeneo, resistivo e asciutto, le attività delle radici non sono chiaramente individuate dall'acquisizione 3D micro-ERT e le immagini di resistività sono dominate dai plumes d'acqua iniettati nel terreno. Interessante è notare che i pennacchi d'acqua si estendono non oltre i 30 cm, profondità appunto in cui si prevede che l'apparato radicale sia ampiamente sviluppato.

Nel test eseguito nel periodo primaverile con la pianta in pieno sviluppo ed in condizioni molto bagnate la micro-ERT 3D rileva come alcune zone del sottosuolo sono sicuramente interessate da rapido essiccamento. La posizione di queste zone di suzione è in ottimo accordo con la profondità prevista dell'apparato radicale della pianta. Quindi le condizioni del sito risultano essere ottimali per monitorare l'attività della zona vadosa, l'aumento della resistività sotterranea può essere correlata alle zone di suzione. Di particolare interesse risulta la forma che assumono queste zone, distribuite a circa 30 cm di profondità, che non sono uniformemente diffuse sul piano orizzontale ma confinate nella zona direttamente collegata con la posizione del sistema di irrigazione a goccia soprastante. L'apparato radicale, che abbiamo supposto sia collocato nella zona che risente maggiormente dell'assorbimento d'acqua, potrebbe essere quindi più sviluppato dove la quantità di acqua è assicurata dal sistema di irrigazione della coltura.

In generale, il classico approccio idrogeofisico parte dalle misure geofisiche per ottenere una stima di parametri idrologici, che a loro volta vengono impiegati in modelli idraulici in grado di fornire ulteriori proprietà del sistema idraulico del sottosuolo. In questo lavoro è stato possibile quantificare il contenuto idrico dalle proprietà di resistività del sottosuolo attraverso l'uso di una relazione empirica. L'utilizzo di tecniche geofisiche non invasive, come la micro-tomografia elettrica 3D eseguita in time-lapse, consentono di monitorare nel dettaglio il contenuto d'acqua del suolo come pure le interazioni pianta-suolo della zona vadosa.

Dalle analisi in laboratorio siamo in grado di relazionare quantitativamente la resistività elettrica con la saturazione di acqua del sottosuolo. L'acquisizione in

micro-ERT 3D è capace di migliorare le stime indirette del contenuto d'acqua nella zona vadosa durante i test di irrigazione, quantificando zona per zona la differenza del contenuto d'acqua. Le condizioni iniziali di saturazione, ricavate con i risultati della micro-ERT attraverso la legge di Archie, sono in ottimo accordo con il contenuto idrico stimato dalle misure TDR.

Tuttavia non c'è accordo del bilancio di massa totale tra l'acqua iniettata e il contenuto idrico totale del nostro volume d'interesse, stimato indirettamente dalle misure geofisiche. Questo è dovuto al fatto che le proprietà del suolo ricavate dai campioni in laboratorio non sono rappresentative dell'intero volume di interesse monitorato in sito, si ricorda infatti che si tratta di un terreno glaciale estremamente eterogeneo. Inoltre dobbiamo considerare la naturale perdita d'acqua nel sottosuolo e la parte d'acqua persa per il deflusso superficiale, queste sottrazioni non possono essere trascurate e sono difficilmente quantificabili.

In conclusione, l'utilizzo di tecniche non invasive micro-ERT 3D potrà svolgere un ruolo chiave nelle indagini idrogeologiche dei primi strati del sottosuolo. Non solo forniscono immagini estese del terreno ad una scala e risoluzione spazio-temporale non acquisibili con tecniche di monitoraggio tradizionali capaci di integrare le più usuali misure idrogeologiche puntuali, ma permettono di comprendere meglio l'influenza reciproca tra suolo-pianta, soprattutto se queste sono supportate da un'accurata e avanzata modellazione idrogeologica. Tecniche di modellazione adeguate sono infatti necessarie per sfruttare al meglio il contenuto informativo dei dati di campo geofisici e rispondere a domande critiche in merito ai meccanismi di base, ad esempio, le equazioni di bilancio idrico del suolo alla scala del volume elementare rappresentativo (Bear, 1971, Richards, 1931).



## 7. BIBLIOGRAFIA

- Al Hagrey S. A., (2007), Geophysical imaging of root-zone, trunk, and moisture heterogeneity, *J. Exp. Bot.*, 58, 839 – 854.
- Al Hagrey S.A., Petersen T. (2011). Numerical and experimental mapping of small root zones using optimized surface and borehole resistivity tomography. *Geophysics*, 76(2), G25-G35.
- Al Hagrey S.A., Petersen T. (2009). Mapping root zones of small plants using surface and borehole resistivity tomography. The leading edge, special section: *Hydrogeophysics*.1220-1224.
- Amato, M., Basso, B., Celano, G., Bitella, G., Morelli, G. & Rossi, R. (2008). In situ detection of tree root distribution and biomass by multielectrode resistivity imaging. *Tree Physiology*, 28, 1441–1448.
- Amato M., Rossi R., Bitella G., Lovelli S.(2010). Multielectrode Geoelectrical Tomography for the Quantification of Plant Roots. *Ital. J. Agron. / Riv. Agron.*, 3:257-263
- Archie GE. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining Engineers* 146, 54–62.
- Bear J. (1971). *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier Publishing Company.
- Bellin A., Majone B., Chiogna G. (2010). *CLIMB Case Study: Noce River Basin, North-East Italy*. Università degli studi di Trento.

- Binley, A. and Kemna. A. (2005). DC resistivity and induced polarization methods. Electrical Methods, In: Hydrogeophysics by Rubin and Hubbard (Eds.),129-156.
- Binley A. <http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/freeware.htm> (2011).
- Binley A., Winship P., West LJ., Pokar M., and Middleton R. (2002). Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles, *J. Hydrol.*, 267, 160 – 172.
- Brovelli A., Cassiani G. (2011). Combined estimation of effective electrical conductivity and permittivity for soil monitoring. *Water Resources Research*, 47.
- Cassiani G., Boehm G., Vesnaver A. and Nicolich R. (1998). A Geostatistical Framework for Incorporating Seismic Tomography Auxiliary Data into Hydraulic Conductivity Estimation. *Journal of Hydrology*, 206,(1-2), 58-74.
- Cassiani G., Ursino N., Deiana R., Vignoli G., Boaga J., Rossi M., Perri M.T., Blaschek M., Duttmann R., Meyer S., Ludwig R., Soddu A., Dietrich P. and Werban U.(2012). Non-invasive monitoring of soil static characteristics and dynamic states: a case study highlighting vegetation effects. *Vadose Zone Journal Special Issue on SPAC- Soil-plant interactions from local to landscape scale*.
- Daily W., Ramirez A., Binley A., Labrecque D. (2004). Electrical resistance tomography. *The leading edge*. 438-442.
- Deiana R., Cassiani G., Kemna A., Villa A., Bruno V., Bagliani A. (2007). An experiment of non invasive characterization of the vadose zone via water injection and cross-hole time-lapse geophysical monitoring. *Near Surface Geophysics*, Vol 5, 183-194.



- De Silva H.N., Hall A.J., Tustin D.S., Gandar P.W. (1999). Analysis of Distribution of Root Length Density of Apple Trees on Different Dwarfing Rootstocks *Annals of Botany*. Volume 83, 4, 335–345.
  
- Garrè S., Javaux M., Vanderborght J., Pagès L., Vereecken H. (2011). Three-Dimensional Electrical Resistivity Tomography to Monitor Root Zone Water Dynamics. *Vadose Zone Journal*, 10, 412-424.
  
- Guyod H.(1948). “Electrical Logging Developments in the U.S.S.R.” Part 6, *World Oil*, 128 (4), 110 .
  
- Jayawickreme H., Van Dam R., Hyndman D.W.(2008). Subsurface imaging of vegetation, climate, and root-zone moisture interactions. *Geophysical research letters*, Vol.35.
  
- Ludwig R., Soddu A., Duttmann R., Baghdadi N., Benabdallah S., Deidda R., Marrocu M., Strunz G., Wendland F, Engin G., Paniconi C., Prettenthaler F., Lajeunesse I., Afifi S., Cassiani G., Bellin A., Mabrouk B., Bach H., Ammerl T. (2010). Climate-induced changes on the hydrology of mediterranean basins (CLIMB) - a research concept to reduce uncertainty and quantify risk. *Fresenius Environmental Bulletin*, 19(10A), 2379-2384.
  
- Muller M, Mohnke O, Schamalholz J, Yaramanci U. (2003). Moisture assessment with small-scale geophysics. *Near Surface Geophysics* 1, 173–181.
  
- Reynolds J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley.
  
- Richards, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* , (5), 318–333.

- Rossi R., Amato M., Bitella G., Bochicchio R., Ferreira Gomes J.J., Lovelli S., Martorella E., Favale P. (2011). Electrical resistivity tomography as a non-destructive method for mapping root biomass in an orchard. *European Journal of Soil Science*, 62, 206-215.
- Strobbia C. and Cassiani G. (2007). Multi-layer GPR guided waves in shallow soil layers for the estimation of soil water content. *Geophysics*, Vol. 72, No. 4; p. J17–J29.
- Topp GC, Davis JL, Annan AP. (1980). Electromagnetic determination of soil water content. Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* 16, 574–582.
- Venturelli M.B., Sartori G., Parisi A.(2007). La carta dei suoli delle Valli del Noce.
- Vignoli G., Cassiani G., Rossi M., Deiana R., Boaga J. Fabbri P.(2012). An integrated geophysical approach for the characterization of a small pre-alpine catchment. *Journal of Applied Geophysics* 80, 32–42.
- Waxman, M.H. and Thomas, E.C.(1974). “Electrical Conductivities in Shaly Sands – I. The Relation Between Hydrocarbon Saturation and Resistivity Index: II. The Temperature Coefficient of Electrical Conductivity”, *JPT*. pp213-250.
- Werban, U., Al Hagrey S.A., Rabbel W. (2008). Monitoring of root-zone water content in the laboratory by 2D geoelectrical tomography. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(6), 927–935.

## 8. RINGRAZIAMENTI

*Giunto al termine di questo lavoro desidero ringraziare ed esprimere la mia riconoscenza nei confronti di tutte le persone che, in modi diversi, mi sono state vicine e hanno permesso e incoraggiato sia i miei studi che la realizzazione e stesura di questa tesi. I miei più sentiti ringraziamenti vanno a chi mi ha seguito in questi mesi:*

*Desidero ringraziare sentitamente il Prof. Giorgio Cassiani per la completa disponibilità, la fiducia e la cura con cui mi ha seguito in tutte le fasi di questo lavoro.*

*Ringrazio il Dott. Jacopo Boaga e il Dott. Matteo Rossi per il costante appoggio, per i preziosi suggerimenti che hanno reso possibile la buona riuscita di questo lavoro e per tutto il tempo dedicatomi.*

*Un ringraziamento speciale va a tutta la mia famiglia e parenti più stretti (el clan del mas) che da sempre mi sostengono con il loro affetto, mi hanno sempre appoggiato nelle mie scelte e mai hanno dubitato delle mie capacità*

*Ringrazio di cuore tutti i miei amici di Università per la loro allegria e la loro simpatia. Hanno reso questi 6 anni di studio unici ed indimenticabili.*

*All'esperienza Erasmus trascorsa a Stoccolma che mi ha cambiato la vita e mi ha arricchito a livello personale. A tutti gli amici con cui ho trascorso 6 mesi a dir poco meravigliosi.*

*Non posso dimenticare i vari coinquilini con i quali ho condiviso innumerevoli esperienze tra i vari appartamenti a Padova. Grazie agli amici di via Martucci, via Bonazza e Casa delle Palme.*

*Appositamente per ultimo ringrazio i miei amici di infanzia Panca, Ditta, Borga, Caio, Taba, Sicherone, etc...sono certo che avranno pietà di me il giorno della mia laurea...*



