



GESTIONE TERRITORIO E AMBIENTE



sasol
reachina new frontiers

RELAZIONE TECNICA INDAGINI TOMOGRAFICHE 2D-3D



Committente: Sasol Italy S.p.A.

**Località: Stabilimento Sasol Italy
C.da Marcellino – Augusta (SR)**

DICEMBRE 2016

Rev. 00

SSL/03/16

Getea Italia S.r.l.



I N D I C E

| | |
|--|----|
| PREMESSA | 3 |
| 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA ESAMINATA | 4 |
| 3.1 Metodo della resistività | 7 |
| 3.1 a Parametro (ρ)..... | 7 |
| 3.1 b Fattori di influenza..... | 9 |
| 3.1 c Principi teorici del metodo geoelettrico in corrente continua | 15 |
| 3.2 Polarizzazione indotta..... | 19 |
| 3.2.1 Origine del fenomeno della polarizzazione indotta | 20 |
| 3.2.2 Misure di polarizzazione indotta | 22 |
| 3.3 Dispositivi di acquisizione..... | 23 |
| 3.4 Ricostruzione delle pseudo sezioni..... | 28 |
| 3.5 Inversione dei dati – algoritmo di Loke and Barker..... | 28 |
| 4 Acquisizione ed elaborazione dei dati in tomografia 2D | 29 |
| 4.1 parametri di acquisizione | 29 |
| 4.2 Strumentazione utilizzata | 31 |
| 4.3 Elaborazione ed Interpretazione dei modelli elettrostratigrafici ricostruiti..... | 33 |
| 5. DISPOSITIVI DI ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI IN TOMOGRAFIA 3D | 51 |
| 5.1 Inversione dei dati – algoritmo di Loke and Barker | 52 |
| 6. ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DEI DATI IN TOMOGRAFIA 3D | 54 |
| 6.1 Parametri di acquisizione | 54 |
| 6.2 Strumentazione utilizzata | 54 |
| 7. ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI MODELLI ELETTRICI STRATIGRAFICI IN TOMOGRAFIA 3D | 57 |
| 8. CONCLUSIONI | 73 |

BIBLIOGRAFIA

ALLEGATI

- ✓ **ALLEGATO 1: Planimetria del sito con l'ubicazione dei profili tomografici 2D**
- ✓ **ALLEGATO 2: Planimetria del sito con l'ubicazione dei profili tomografici 3D**
- ✓ **ALLEGATO 3: Report fotografico**

PREMESSA

A seguito del formale incarico ricevuto dalla società Sasol Italy S.p.A. la scrivente, nel periodo compreso tra il 21 ed il 25 Novembre 2016, è intervenuta presso lo stabilimento Sasol Italy, sito in C.da Marcellino nel comune di Ragusa (SR), al fine di effettuare delle indagini tomografiche.

Tali indagini sono state espletate con l'obiettivo di comparare i dati rilevati, con quelli delle precedenti campagne tomografiche al fine individuare eventuali variazioni di resistività/caricabilità, imputabili a probabili fuoriuscite di prodotto contenuto nei serbatoi

Le indagini geofisiche effettuate hanno consentito di far emergere la diversità dei valori di resistività e di caricabilità delle litologie e delle anomalie e, la ricostruzione dei loro andamenti, a monte e a valle delle aree indicate dalla committenza; inoltre hanno permesso di individuare aree in cui vi erano potenziali anomalie di resistività/conducibilità.

Successivamente, all'esecuzione delle indagini tomografiche 2D, al fine approfondire lo stato conoscitivo del sottosuolo nelle aree in cui sono state individuate potenziali anomalie di resistività/conducibilità, sono stati eseguiti ulteriori profili tomografici 3D.

In totale sono stati realizzati n. 53 profili tomografici 2D, mentre nelle aree in cui si è riscontrata un'anomalia, sono state implementate con profili tomografici 3D. Tali aree si riferiscono ai serbatoi 8043-8001-8002-8035-8036-816-820-821-822-823-824-832-833-834-835-830-8046-8048-849-805-806.

Pertanto, tale documento relaziona in merito alle attività svolte.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA ESAMINATA

Lo stabilimento Sasol Italy S.p.A. è ubicato nella fascia costiera interessata dal porto di Augusta ed in prossimità di contrada Marcellino confinante a sud con il tratto finale del Fiume Marcellino.

Le formazioni geologiche che affiorano nell'area vasta, sono caratterizzate da sequenze prevalentemente carbonatiche di età Cretaceo-Miocene, cui si intercalano due orizzonti di vulcaniti basiche. Sopra il substrato miocenico si rilevano vulcaniti plioceniche spesso lacunose formate da lave a pillow e superiormente da colate sub-aeree. Al di sopra si rilevano biocalcareni tenere, giallastre, discordanti sul substrato miocenico o sulle vulcaniti plioceniche che passano verso l'alto e lateralmente ad argille grigio-azzurre. Le argille pleistoceniche, in corrispondenza delle strutture più depresse raggiungono spessori considerevoli. La parte sommitale, infine, è rappresentata dalla Panchina crotoniana (di tipo calcarenitico) che ricopre in discordanza termini di varia età con alla base un paleosuolo originatosi nel periodo della Regression Romana.

L'area si può suddividere in due settori caratterizzanti, nella parte alta della sequenza da un diverso assetto litostratigrafico. Si rileva un settore ubicato a Nord-Ovest ed un settore ubicato a Sud Est dalla scarpata localizzata nella porzione centrale dello Stabilimento:

Settore Nord-Ovest: la sequenza stratigrafica è caratterizzata dalla presenza di calcareniti e sabbie calcarenitiche con intercalazioni di lenti di argilla limosa, poggianti sulle argille di colore grigio (Argille grigio-azzurre). In alcuni punti di indagine (S45, S54, S61, S73, S99, S102 e S104), ubicati nella parte centro-meridionale di questo settore sono stati inoltre identificati alcuni orizzonti riferibili ad antichi depositi fluviali, costituiti da una ghiaia in matrice sabbioso-limosa di colore grigio, contenente clasti di natura calcarea e vulcanica. Tali orizzonti risultano spesso ubicati tra le calcareniti e le argille gialle;

Settore Sud-Est: al di sotto della coltre di terreno riportato, è presente una sequenza di depositi alluvionali costituiti da limi argillosi, argille limose e limi sabbioso-argillosi di colore marrone-nerastro il cui spessore tende progressivamente ad aumentare in direzione del fiume Marcellino. Tali sedimenti poggiano direttamente sulle Argille grigio-azzurre.

Il diverso assetto litostratigrafico osservato nei due settori dello Stabilimento è legato al fatto che le Calcareniti si sono depositate in corrispondenza di una zona relativamente elevata (settore Nord-Ovest), in ambiente litorale e circa-litorale, mentre le Argille si sono depositate in corrispondenza di una zona più depressa (Graben), in ambiente bacinale (settore Sud-Est). Nella parte alta della sequenza sedimentaria il passaggio fra le Calcareniti e le Argille grigio-azzurre è di natura eteropica. La natura eteropica del contatto fra le due formazioni è sottolineata dalla presenza, all'interno delle Calcareniti, di lenti argilloso-limose con sabbia e clasti calcarenitici. Il Graben, localizzato lungo la depressione morfologica attualmente occupata dal fiume Marcellino, è delimitato da una discontinuità tettonica orientata NW-SE che ha dislocato i depositi calcarei miocenici ribassando il settore di Sud-Est rispetto al settore di Nord-Ovest dell'area. Le Argille grigio-azzurre si sono successivamente deposte sul "gradino morfologico" creato nei calcari dalla discontinuità tettonica con spessori via via decrescenti verso il limite della depressione a favore della formazione delle Calcareniti.

L'evidenza morfologica della presenza di tale discontinuità tettonica sepolta è rappresentata dalla scarpata che raccorda i due settori dello Stabilimento, posti a quote topografiche differenti. Il settore di Nord-Ovest presenta una quota compresa fra 22 e 30 m s.l.m., mentre il settore di Sud-Est si trova mediamente ad una quota compresa fra 3 e 6 m s.l.m.

L'assetto idrogeologico dell'area dello Stabilimento è determinato, naturalmente, dall'assetto geologico del sottosuolo. Sono stati rinvenuti due acquiferi separati ospitanti falde libere, corrispondenti ai due settori dello Stabilimento: un settore di Nord-Ovest e un settore di Sud-Est tra i quali non vi è continuità laterale. Inoltre, in corrispondenza della scarpata morfologica che delimita i due settori (di Nord-Ovest e di Sud-Est) e i relativi due acquiferi, è presente nella parte Est dello Stabilimento, un muro di sostegno, realizzato per ragioni di stabilità del pendio, che determina il drenaggio della porzione occidentale e meridionale dell'acquifero di Nord-Ovest. Laddove il muro si interrompe (presso il confine Est dello Stabilimento), in corrispondenza della scarpata è stata individuata la presenza di una sorgente naturale di affioramento delle acque sotterranee dell'acquifero di Nord-Ovest. Il passaggio laterale fra la formazione delle Calcareniti, permeabili per porosità primaria e per fratturazione, e la formazione delle Argille grigio-azzurre, a bassissima permeabilità, costituisce il limite idrogeologico dell'acquifero di Nord-Ovest. Si riporta di seguito lo stralcio della carta geologica, foglio 641 Augusta, scala 1: 50.000.



Figura 1 - stralcio carta geologica, foglio 641 Augusta, scala 1: 50.000

SINTEMA AUGUSTA ("Panchina" Auct.)



AUG

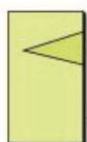
Sabbie e calcareniti grossolane organogene di colore giallastro, debolmente cementate, a stratificazione incrociata e/o ondulata. Localmente alla base dell'unità lenti di spessore metrico di conglomerato ad elementi vulcanici e calcarei arrotondati di 5-20 cm di diametro, in matrice arenitica bruno-giallastra. Contenuto faunistico rappresentato da resti fossili mal conservati ed incrostatati, di faune "banali" ad *Ostrea* sp., *Glycymeris* sp. e pettinidi, e da associazioni di ambiente temperato-caldo. L'unità è delimitata inferiormente da una superficie limite fortemente erosiva sia sui depositi del sintema Lentini che sul substrato pre-quaternario. La superficie superiore è erosiva ed è marcata da spianate e/o terrazzi di abrasione marina, da sottili e discontinui lembi di terre rosse (t₂), più spesso coincide col profilo topografico intensamente pedogenizzato. Spessore da qualche centimetro a 5 m. Ambiente infralitorale. La formazione costituisce fino a sei ordini di terrazzi distribuiti tra quota 210 m e 20 m s.l.m. Età radiometrica del deposito compresa tra 330 e 100 ka (BIANCA et alii, 1999).

PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

SINTEMA LENTINI (LEI)

Comprende sedimenti francamente marini di varia tessitura e ambiente deposizionale, in rapporto di eteropia latero-verticale. L'unità è inferiormente delimitata da una discordanza angolare su un substrato calcareo e vulcanico del Cretacico superiore-Pleistocene inferiore. La superficie limite superiore rappresenta l'inviluppo di più superfici erosive interessate da terrazzamenti e da lenti e/o sacche di paleosuolo, talora, con fauna a vertebrati.

subsinistema di Scordia


LEI_{2a}

LEI₂

Argille e argille siltoso-marnose di colore grigio-azzurro, giallastre all'alterazione, massive o debolmente stratificate (LEI₂), per la presenza di livelli siltoso-sabbiosi (LEI_{2a}). Localmente alla base lenti spesse fino a 2 m di sabbie e calcareniti ricche di molluschi, tra cui *Arctica islandica*, *Nucula placentina* e *Dentalium rectum*. Nelle argille associazioni batiali tra i quali *Dentalium agile*, *Entalina tetragona*, *Abra longicallus*, *Delectopecten vitreus*, *Nucula sulcata*, e coralli (*Lophelia pertusa*), oppure associazioni di mare meno profondo tra cui *Dentalium rectum*, *Schizaster* sp., *Turritella tricarinata pliorecens*. Tra la microfauna associazioni riferibili rispettivamente alle biozone a foraminiferi e nannofossili Zona *Globigerina cariacensis* / Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (IACCARINO, 1985) e "large" e "small" *Gephyrocapsa* (zone MNN19d/MNN19e di Rio et alii, 1990). Spessore affiorante da 0 a 60 m, e fino a 300 m nel sottosuolo della baia di Augusta. Ambiente circalitorale.

PLEISTOCENE INFERIORE (Emiliano-Siciliano)

subsinistema di Villasmundo


LEI₁

LEI_{1b}

LEI_{1a}

Calcareniti e sabbie giallastre fossilifere, massive o a stratificazione piano parallela (LEI₁), o clinostratificate (LEI_{1b}) nella parte medio-inferiore. Alla base della formazione sono frequenti lenti, spesse fino a 5 m, di sabbie, argille siltose e conglomerati poligenici (LEI_{1a}). Alla base dell'unità microfauna a planctonici: *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides elongatus*, *Globigerrita glutinata*, *Orbulina universa*, *Neoglobobulimina pachyderma* (sinistrorsa) e bentonici: *Bulimia marginata*, indicative del Santerniano. Nella parte medio-alta dell'unità macrofauna a *Aequipecten opercularis* e *Pecten jacobaeus*, localmente a *Cladocora coespitosa*, e ad *Arctica islandica*. Microfauna ad ostracodi a guscio liscio, a dominanti foraminiferi bentonici di acque poco profonde (*Ammonia beccari*, *Elphidium crispum*) insieme a *Brizalina alata*, *Cibicides* sp., *Hyalinea balthica*, e a planctonici tra cui *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *G. elongatus*, *Globigerina calida*, *Globigerina* cf. *cariacensis*, ascrivibili al Pleistocene inferiore (Emiliano). L'unità è discordante con geometria onlap su diversi termini del substrato. Il passaggio alle argille LEI₂ è latero-verticale. Spessore da pochi metri a 150 m in corrispondenza di paleofalesie. Ambiente da infra a circalitorale.

PLEISTOCENE INFERIORE (Santerniano-Emiliano)

Figura 2 - stralcio Legenda, foglio 641 Augusta, scala 1: 50.000

3. TOMOGRAFIE E LETTRICHE

La campagna di rilevazione dei profili elettrici superficiali è condotta mediante l'impiego di dispositivo multi-array per Tomografia Elettrica di Resistività che rappresenta una metodologia innovativa in quanto evoluzione delle misure geoelettriche classiche, intesa ed applicata in modo tale da ottenere risoluzioni spaziali di elevato dettaglio.

I primi esperimenti sono stati condotti in Normandia da Conrad Schlumberger a partire dal 1912, al fine di definire la natura e le strutture presenti nel sottosuolo attraverso misure opportunamente eseguite in superficie sfruttando, in particolare, le diverse caratteristiche di conducibilità dei materiali. Immettendo nel terreno, attraverso due elettrodi, corrente continua o alternata a bassa frequenza, è possibile stimare la resistività elettrica presente nel sottosuolo misurando la differenza di potenziale che si determina ai capi di altri due elettrodi a causa della corrente immessa (metodo della resistività).

Il potenziale elettrico può essere causato anche da una serie di altre fenomenologie legate al fatto che il terreno non è schematizzabile semplicemente come un conduttore puramente ohmico. Infatti, la carica elettrica può accumularsi lungo l'interfaccia di alcuni minerali e determinare un flusso di corrente diverso da quello dovuto dalla corrente immessa nel terreno: grazie a questa particolare caratteristica è possibile stimare la diversa caricabilità del terreno. Questo metodo è comunemente indicato come metodo della polarizzazione indotta attraverso il quale è possibile individuare giacimenti minerali, minerali argillosi e/o acquiferi. Il potenziale elettrico può essere causato, anche, da fenomeni elettrochimici tra minerali e soluzioni fluide a contatto, o da processi elettrocinetici tra vari flussi di fluidi. Ancora la variazione di potenziale può essere causato anche da correnti naturali che circolano nel terreno (correnti telluriche).

Di seguito si discuteranno esclusivamente i metodi geoelettrici di tipo attivo (metodi che sfruttano correnti elettriche artificialmente immessi nel terreno) descrivendo dettagliatamente il metodo della resistività e della caricabilità.

3.1 METODO DELLA RESISTIVITÀ

3.1 a Parametro (ρ)

Il metodo della resistività utilizza, come parametro geofisico per indagare il sottosuolo, la resistività elettrica del terreno. La resistività è una grandezza fisica posseduta dalle rocce, misurata in Ω m ed indica la resistenza incontrata dalla corrente elettrica nell'attraversare una formazione rocciosa. Il valore di resistività che si misura, è una resistività apparente perché le linee di corrente che consentono di valutare tale parametro, hanno attraversato più formazioni rocciose: misuriamo cioè un valore anomalo rispetto al valore che si misurerebbe in un sottosuolo omogeneo ed isotropo. Questo dato non è semplicemente il valore medio delle resistività degli elettrostrati incontrati, ma è definito da una funzione più complessa in quanto dipende sia dalle resistività dei vari litotipi attraversati che dai loro spessori.

Ed è proprio grazie al fatto che la distribuzione della resistività apparente è legata allo spessore, alla localizzazione, alla forma e alla resistività dei litotipi che la corrente ha oltrepassato, che da questa misura si possono ottenere informazioni sulle discontinuità presenti nel sottosuolo. In generale la resistività apparente può essere definita come la resistività vera di una roccia immaginaria (omogenea ed isotropa) equivalente ad una reale eterogenea ed anisotropa (Astir, 1971).

Tutte le rocce naturali possono condurre elettricità se sottoposte ad un campo elettrico. La misura con la quale le rocce si lasciano attraversare dalla corrente dipende dal tipo di resistività che esse presentano. Nella tabella riportata di seguito è possibile evidenziare i diversi range di variazioni di resistività delle varie litologie e acque:

| Litotipi e Acqua | Resistività [Ohm * m] |
|--|--------------------------|
| Ghiaie asciutte | > 1000 |
| Ghiaie sature in acqua dolce | 150 - 300 |
| Sabbie sciolte secche | 1000 |
| Sabbie sciolte sature in acqua dolce | 80 - 150 |
| Sabbie e Ghiaie asciutte | 1000 - 10000 |
| Sabbie e Ghiaie sature in acqua dolce | 50 - 500 |
| Sabbie e Ghiaie sature in acqua salata | 0.5 - 5 |
| Argille in acqua dolce | 5 - 20 |
| Limi saturi in acqua dolce | 15 - 50 |
| Calcari | 500 - 2000 |
| Dolomie | 1000 - 5000 |
| Marne | 10 - 100 |
| Alluvioni sabbiose | 10 - 800 |
| Acqua dolce | 10 - 100 |
| Acqua salata | 0.2 - 0.3 |
| Acqua di fiume | 20 - 60 |

La resistività dei vari materiali è funzione della temperatura alla quale essi ritrovano. Precisamente detta ρ la resistività alla temperatura T e ρ_0 la resistività corrispondente alla temperatura di 0°C , la relazione riportata di seguito, valida solo se l'intervallo di temperatura non è molto ampio (alcune centinaia di gradi), consente di definire il valore di resistività al variare della temperatura:

$$\rho = \rho_0 (1 + \alpha_0 T)$$

α_0 rappresenta il coefficiente di temperatura della resistività riferito alla temperatura di 0°C . Non tutti i materiali sono caratterizzati da un coefficiente di temperatura della resistività positivo. Infatti, a seconda se tale coefficiente è positivo o negativo, il materiale presenterà, rispettivamente, una relazione con la temperatura diretta o inversa. Quando il mezzo in cui passa la corrente, è la roccia la relazione con la temperatura è ancora più complessa. Infatti, essendo la roccia un aggregato di più minerali, per definire il comportamento elettrico delle rocce in funzione delle variazioni di temperatura, è necessario studiare non solo le relazioni di ogni minerale in essa presente, ma anche le relazioni tra i vari comportamenti. Infatti, i minerali possono presentare una conducibilità metallica, possono essere dei semiconduttori o, come nella maggior parte dei casi, essere degli elettroliti solidi. La minima conduzione elettrica che può avvenire negli elettroliti solidi, è causata dalle imperfezioni reticolari per temperature inferiori a $500-600^\circ\text{C}$, o può essere causata dalla temperatura per valori più elevati di 600°C (Keller, Rapolla; 1974).

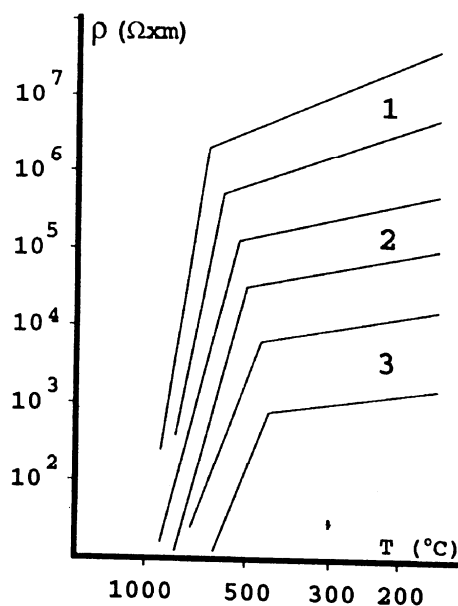


Figura 3: Variazione generica della resistività elettrica di vari tipi di rocce secche in funzione della temperatura: 1 rocce granitiche; 2 rocce basaltiche; 3 rocce ignee idrate. La notevole diminuzione sopra i 500°C è causata dai primi processi di fusione (da Jacobson, riportata in Keller, Rapolla, 1974, modificata).

A complicare ulteriormente la relazione tra resistività e temperatura vi è il fatto che le rocce a temperatura ambiente presentano una certa quantità d'acqua che, se è presente in quantità tale da costituire almeno una pellicola continua sulle pareti dei pori (in genere superiore al 10% della quantità totale di acqua che potenzialmente la roccia può contenere), le proprietà elettriche cambiano sensibilmente. Le proprietà elettriche della roccia in esame saranno determinate dalle caratteristiche elettriche della soluzione a contatto con la roccia. Se oltre alla presenza dell'acqua, la roccia contiene anche dell'argilla, allora la presenza di ioni alcalini mobili presenti nel reticolo cristallino, condizionano la conducibilità ionica delle rocce stesse.

3.1 b Fattori di influenza

Il parametro resistività è influenzato da: tessitura e porosità, grado di cementazione, temperatura della roccia, contenuto argilloso, permeabilità, temperatura e salinità della soluzione acquosa che imbibisce la formazione. Inoltre, a parità di condizioni litologiche, vi sono alcuni processi geologici che causano un'immediata variazione della resistività perché ne modificano la porosità. In generale molti di questi processi portano ad una riduzione della resistività. Essi sono: alterazione dell'argilla, dissoluzione, fratturazione della roccia, intrusione d'acqua salata, scollamento e/o alterazione superficiale. Causano un aumento della resistività il processo di solidificazione, la precipitazione di carbonato di calcio o la silicizzazione. Il metamorfismo può causare sia un aumento sia una diminuzione della resistività. Per questo motivo la resistività delle rocce e dei terreni non possono essere definire da un solo valore, ma da un intervallo più o meno ampio entro il quale esso può variare. Inoltre, come si vede dalla tabella

riportata, i range di resistività delle varie litologie, spesso si sovrappongono comportando ulteriori problemi in fase di elaborazione dati e di identificazione della roccia.

Temperatura- La temperatura è legata alla resistività da una relazione di tipo inverso: all'aumento della temperatura la viscosità dell'acqua diminuisce e quindi gli ioni in essa presenti godono di una mobilità maggiore. A tale mobilità è associata una diminuzione della resistività pari a:

$$\rho_T = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(T - 18)}$$

dove:

α è il coefficiente termico di resistività

T è la temperatura ambiente

ρ_T è la resistività a tale temperatura

ρ_{18} è la resistività alla temperatura di 18°C.

Questo fattore, fatta eccezione per i sistemi geotermali, è poco significativo per studi di carattere ambientali e/o archeologico. Si deve tener conto di questa correzione solo in zone in cui le risalite di fluidi caldi potrebbero far variare significativamente il valore di resistività da stimare.

effetti sulla tessitura e la porosità della roccia. La tessitura della roccia è molto importante. Si verifica che: un'arenaria ben selezionata ha una resistività più bassa rispetto ad un'arenaria meno selezionata; le rocce con tessitura granitica conducono l'elettricità lungo le fessure o i giunti di strato per cui presentano generalmente una resistività alta; il basalto presenta molti pori ma la sua porosità efficace è molto bassa per cui la resistività è alta.

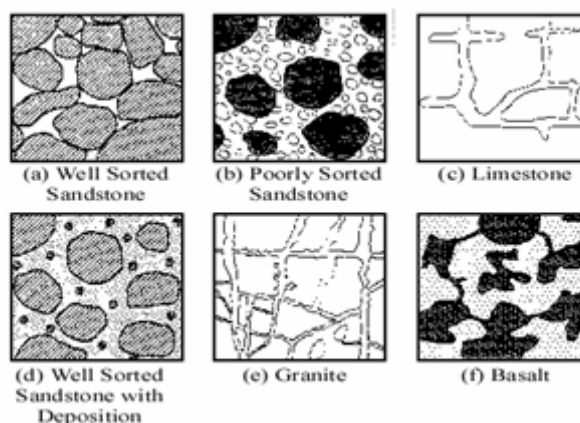


Figura 4: Variazione di tessitura nelle rocce (Staley Ward, Geophysical Engineer).

Sperimentalmente si verifica che a parità di contenuto e tipo d'acqua, una roccia vulcanica presenterà una resistività più alta di una roccia sedimentaria avente la stessa porosità. La causa è da ricercarsi, molto probabilmente, in una differenza più sensibile della porosità totale e porosità utile che differenzia le due litologie (Fig. 5 da Keller, Rapolla, 1974).

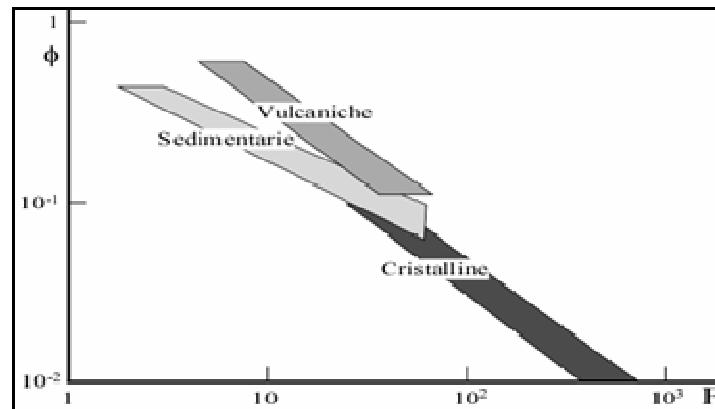


Figura 5: campi di variazione del fattore di formazione F con la porosità Φ per le principali categorie di rocce sature (da Keller, Rapolla, 1974).

La resistività delle rocce (ρ_R) non argillose è data dall'espressione di Archie (1942):

$$\rho_R = F \cdot \rho_w$$

dove:

ρ_w = resistività dell'acqua di ambizione della roccia;

F = fattore elettrico di formazione che dipende dalla porosità efficace (perché l'acqua contenuta nei pori isolati non influenza la resistività), dalla granulometria e dalla forma dei meati, oltre che dal grado di cementazione della roccia. Se il suo valore è inferiore a 2,5 la formula di Archie, non è valida in quanto la roccia è argillosa; tale valore corrisponde al limite massimo della porosità totale delle alluvioni non consolidate costituite da granuli sferici con distribuzione cubica.

Il fattore di formazione può essere anche espresso dalla seguente formula:

$$F = \frac{1}{\rho_e^m \cdot S^n}$$

dove:

ρ_e = porosità efficace

S = grado di saturazione della roccia

m = esponente sperimentale che varia da 1,3 per le sabbie a 2,3 per le formazioni cementate;

n = esponente sperimentale che varia da 1,4 a 2,6 e dipende dalla forma dei meati, dalla viscosità e densità del fluido interstiziale.

Definendo il valore di F in questo modo, si ricava che:

$$\rho_r = \frac{\rho_a}{\rho_e^m \cdot S^n}$$

Da questa formula si deduce che, a parità di porosità efficace e di grado di saturazione, la resistività delle rocce è direttamente proporzionale a quella della soluzione elettrolitica contenuta nei meati; la resistività della roccia è sempre maggiore di quella dell'acqua contenuta nei pori; a parità di resistività dell'acqua e di porosità efficace, la roccia assume il minimo valore di resistività quando il grado di saturazione è massimo; a parità di resistività del fluido ed a parità di grado di saturazione, la roccia ha una resistività tanto minore quanto maggiore è la porosità. Se la legge di Archie viene utilizzata in modo corretto e se

sono noti la porosità efficace della roccia serbatoio, è possibile ricavare il grado di saturazione e quindi la quantità e la qualità di acqua presente in una roccia priva di argilla.

Le argille presenti in una roccia, infatti, partecipano al processo di conduzione in quanto in esse sono presenti cationi e anioni non bilanciati, che possono essere interscambiati. La conducibilità della roccia è quindi pari alla somma delle conducibilità dell'acqua e dell'argilla e quindi (Winsauer W.O., McCardell W.M., 1953):

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{F} \cdot \left(\frac{1}{\rho_w} + X \right)$$

dove X è il termine aggiuntivo che tiene conto degli effetti dell'argilla.

La formula precedente può essere anche definita in termini di fattori elettrici:

$$F_a = F \cdot (1 + \rho_w X)^{-1}$$

dove F_a rappresenta il fattore elettrico apparente che è tanto minore di F quanto maggiore è il contributo additivo della conducibilità dovuta dell'argilla.

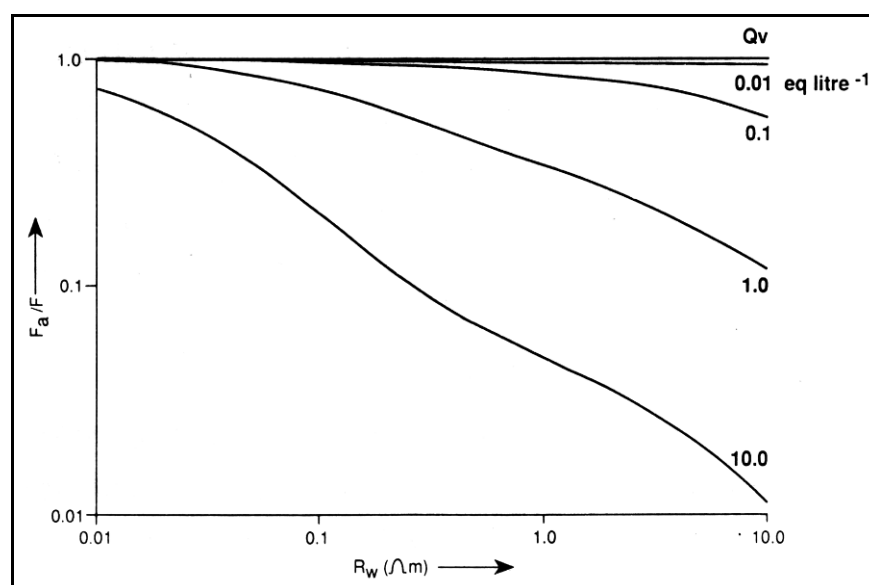


Figura 6: Variazione del fattore di formazione apparente con la resistività dell'elettrolita per campioni con percentuale di argilla crescente da 1 a 4 (Appunti del corso di Prospezioni Geofisiche, prof. Carrara).

Come si evince dal grafico, il contributo dovuto alla presenza di argilla nella formazione è mascherato per basse resistività e esiste per ogni percentuale di argilla un valore critico di ρ_w al di sotto del quale F_a è molto prossimo a F; al di sopra di tale valore, F_a decresce per il manifestarsi degli effetti argillosi.

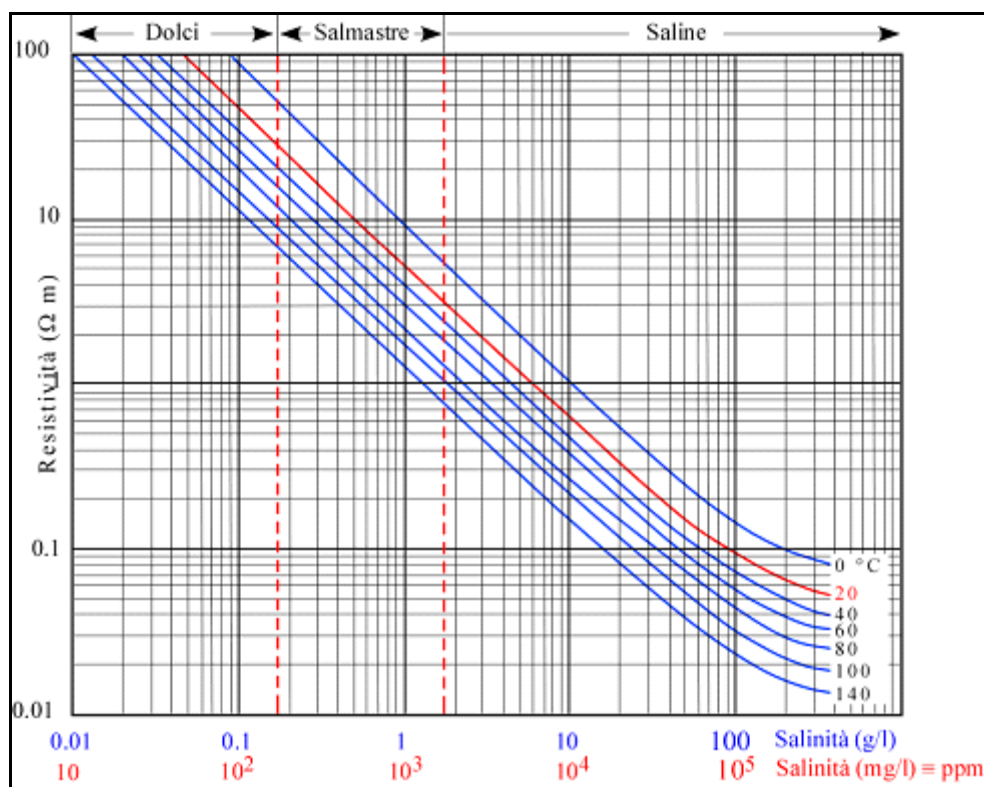


Figura 7: Tenori di Cl^- (mg/l): <100 acque dolci; 100-1000 acque salmastre; >1000 acque saline, da Celico. $S^{\circ/\circ} = 0.030 + 1.8050 \cdot \text{Cl}^{\circ/\circ}$ da Fornaseri. Pertanto gli intervalli di salinità, in mg/l, delle acque dolci, salmastre e saline sono compresi rispettivamente tra i range: $10 \div 180$; $180 \div 1800$; > 1800 .

Si evince chiaramente dal grafico di fig. 9 che passando da una salinità di circa 0.1 gr/lit (acque dolci) circa 3 gr/lit (acque salmastre) la resistività si abbassa di circa un ordine di grandezza. Per dare un criterio generale di valutazione delle argille, Waxman e Smits (Waxman M.H., Smits L.J.M., 1968), hanno proposto la seguente relazione che lega il fattore di formazione F al fattore di formazione apparente F_a :

$$F_a = F \cdot (1 + Q_v B \rho_w)^{-1}$$

dove Q_v è la capacità di scambio cationica per unità di volume; B è la conducibilità equivalente di questi ioni; il prodotto di queste due quantità rappresenta, quindi, l'eccesso di conducibilità dovuta alla presenza di argilla e quindi una stima indiretta dell'*argillosità* della roccia in esame.

La capacità di scambio ionico è possibile legarla alla porosità (Worthington, 1993) secondo la seguente legge ottenuta sperimentalmente analizzando campioni saturi a contenuto costante d'argilla:

$$\log Q_v = -3,56 - 2,74 \log \Phi$$

Ad alta porosità la capacità di scambio ionico è irrilevante e pertanto F_a si può approssimare a F . Tutti questi parametri possono facilmente essere raggruppati nel seguente grafico:

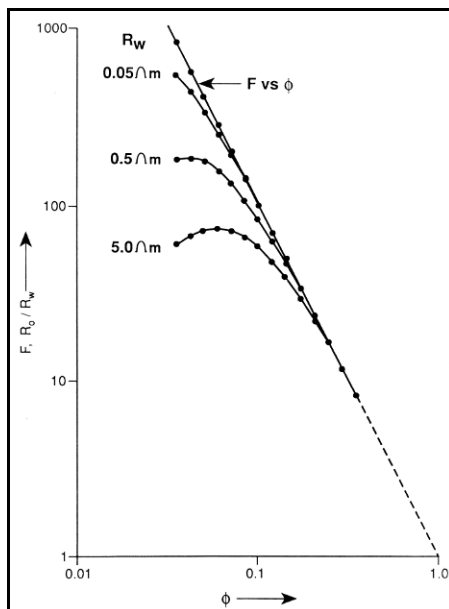


Figura 8: Relazione tra il fattore elettrico e la porosità (Appunti del corso di Prospezioni Geofisiche, prof. Carrara).

Dal grafico di figura 10, si evince la possibilità di ottenere andamenti relativi ad elevata porosità che convergono ad un trend lineare. Questo trend è sintetizzato dalla legge di Archie ed il trend ρ/ρ_w non è di tipo lineare. In questo caso vi sono valori critici di porosità per i quali F_a si approssima a F e gli effetti argillosi sono trascurabili e valori per i quali ciò non è possibile. La legge di Archie può essere, dunque, applicata sicuramente quando la formazione in esame presenta una resistività molto elevata: quando F assume valori inferiori a 3 bisogna considerare il fattore elettrico apparente e, quindi, valutare il contenuto argilloso della formazione per non incorrere ad errori nella stima della resistività. Il diagramma seguente, ottenuto sperimentalmente, mostra le variazioni della resistività elettrica all'aumentare del contenuto argilloso presente in una roccia alluvionale recente:

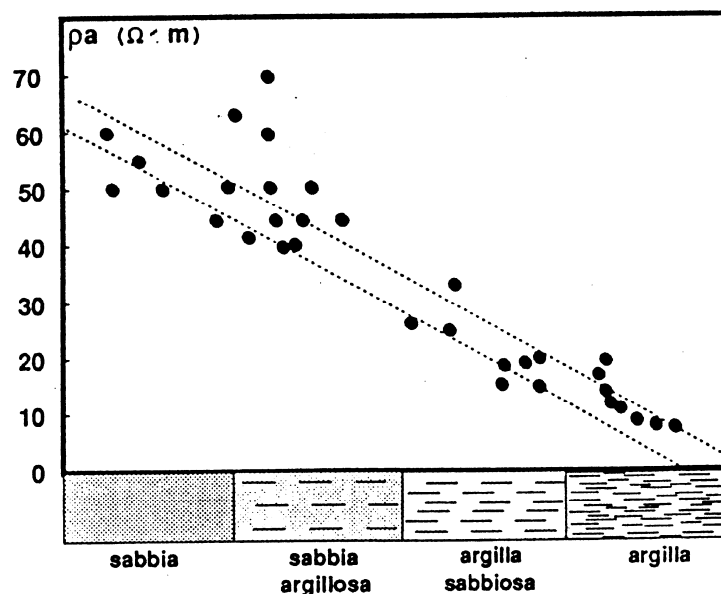


Figura 9: Relazione tra resistività elettrica e contenuto argilloso (da Carrara et al., 1992).

3.1 c Principi teorici del metodo geoelettrico in corrente continua

Il metodo geoelettrico si basa sullo studio degli effetti provocati dal flusso di correnti immesse all'interno del sottosuolo. Il grande successo di questa metodologia rispetto alle altre metodologie geofisiche, è da ricercarsi nella relativa semplicità dei suoi presupposti teorici. Immettendo nel terreno corrente continua (o corrente alternata a bassa frequenza in modo da trascurare i fenomeni di induzione magnetica), si genera un campo elettrico \vec{E} (V/m), conservativo e per questo definito pari a:

$$\vec{E} = -\text{grad}U$$

dove U è una funzione definita a meno di una costante, nota come potenziale elettrico (misurato in volt).

Detta ρ (Ωm) la resistività elettrica del mezzo in ogni punto all'interno del semispazio considerato e \vec{J} la densità di corrente (che rappresenta la quantità di corrente che si distribuisce su una superficie infinitesima di terreno ortogonale al movimento delle cariche), dalla espressione della legge di Ohm è possibile definire il campo elettrico \vec{E} . Infatti, la legge di Ohm lega le tre variabili suddette nel seguente modo:

$$\vec{J} = \frac{1}{\rho} \vec{E} = -\frac{1}{\rho} \text{grad}U$$

Considerando un semispazio isotropo e correnti continue, si avrà che:

$$\text{div}\vec{J} = 0$$

e quindi:

$$\text{div}\left(\frac{1}{\rho} \text{grad}U\right) = 0$$

Quest'equazione può essere espressa anche nel modo seguente:

$$\text{grad}\left(\frac{1}{\rho}\right) \cdot \text{grad}U + \frac{1}{\rho} (\nabla^2 U) = 0$$

ed è definita come equazione di Poisson alla quale deve soddisfare il potenziale U in tutto il semispazio isotropo. Se alla condizione di isotropia si aggiunge quella di omogeneità (la resistività costante in tutto il semispazio considerato), si ha:

$$\text{grad}\frac{1}{\rho} = 0$$

per cui l'equazione di Poisson diventerà:

$$\nabla^2 U = 0$$

Quest'ultima equazione è definita equazione differenziale di Laplace e se ρ è costante, il potenziale elettrico rispetta tale relazione.

Considerando un sistema di riferimento sferico con origine nel punto sorgente A (elettrodo di corrente), tale che ogni punto del semispazio inferiore è individuato da una terna di coordinate (r, θ, ϕ) .

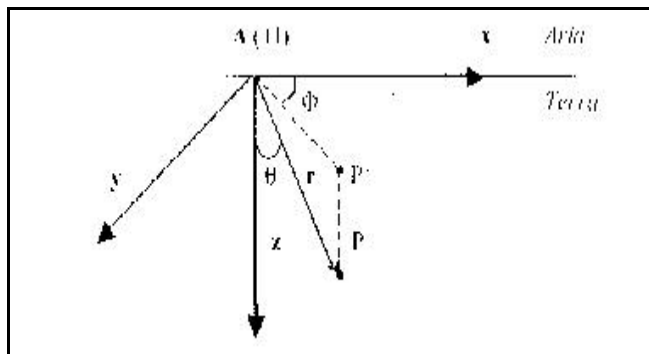


Figura 10: Sistema di riferimento sferico.

L'equazione di Laplace, in un sistema di coordinate sferiche diventa:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \left(\frac{1}{\sin \theta} \right) \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right) + \left(\frac{1}{\sin^2 \theta} \right) \frac{\partial^2 U}{\partial \phi^2} = 0$$

Poiché le linee di corrente, e quindi il flusso, sono radiali, il campo elettrico avrà la stessa direzione: le superfici equipotenziali sono rappresentate da semisfere concentriche centrate nel punto A. Ne consegue che il potenziale non dipenderà da θ e da ϕ ma soltanto dalla coordinata r :

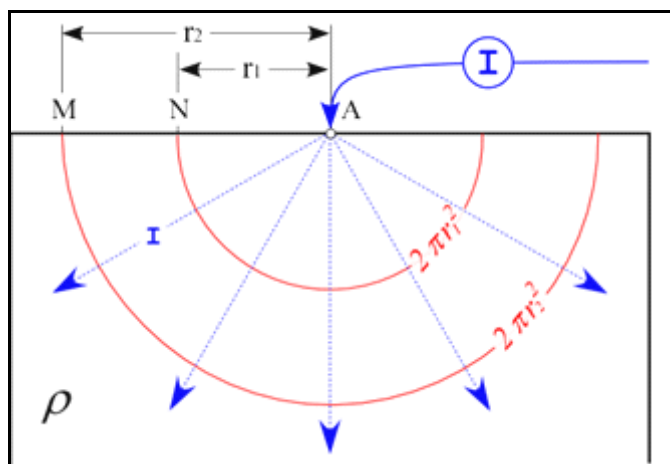


Figura 11: Schema di distribuzione di corrente in un terreno omogeneo di resistività ρ per l'immissione puntiforme di corrente continua di intensità I in un punto A.

Per questo motivo l'equazione di Laplace in coordinate sferiche si riduce a (Telordet al., 1986):

$$\frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{2}{r} \cdot \frac{dU}{dr} = 0$$

la cui soluzione è del tipo:

$$U(r) = C_1 + \frac{C_2}{r}$$

C1 e C2 rappresentano le due costanti di integrazione che si determinano imponendo le condizioni al contorno del potenziale. Per convenzione si pone il potenziale nullo all'infinito per questo:

$$U(r) = \frac{C_2}{r}$$

Dalla seconda relazione e tenendo conto che il potenziale è nullo all'infinito, si ricava:

$$J(r) = \frac{1}{\rho} \frac{C_2}{r^2}$$

Per determinare il valore di C2 bisogna stabilire il valore dell'intensità di corrente che si può determinare dalla relazione seguente:

$$I = \int_S \vec{J} \cdot d\vec{S} = \int_S \vec{J} \cdot \hat{n} dS$$

dove \hat{n} è il versore normale uscente dall'elemento di superficie dS e J è uniforme su tutta la superficie.

Dato che la superficie in esame è una sfera $\{ I = 2\pi r^2 J \}$, allora è possibile definire il valore di C2:

$$C_2 = \frac{I\rho}{2\pi}$$

La funzione del potenziale generato dalla sorgente A in ogni punto del semispazio in cui esso si trova e, quindi pari a:

$$U(r) = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

Questa relazione è molto importante perché consente di valutare il potenziale in ogni punto dello spazio ed è alla base della metodologia geoelettrica. Infatti, misurando la corrente elettrica I mediante un amperometro e la tensione V tra due punti generici M ed N del terreno con un voltmetro e dette r1 e r2 rispettivamente la distanza MA e NA (con A elettrodo di corrente), si ha che:

$$V = U_A(M) - U_A(N) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

da cui:

$$\rho = \left(\frac{V}{I} \right) \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}}$$

Il metodo geoelettrico prevede sempre la presenza di almeno due elettrodi di corrente per cui la corrente fluisce nel terreno seguendo un percorso curvilineo riportato in figura 12.

Si assume che i due elettrodi di corrente, generalmente definiti come AB, siano due sorgenti puntiformi e d'intensità pari a $\pm I$. Per il principio di sovrapposizione il potenziale è la somma dei due potenziali che si sviluppano a causa della presenza delle due sorgenti, per cui:

$$U_{AB}(M) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

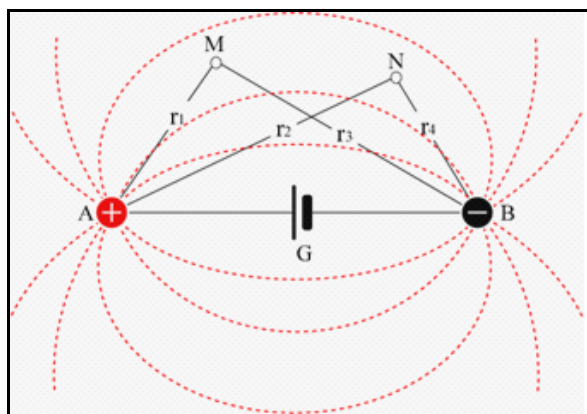


Figura 12:Schema della distribuzione delle linee di corrente in un terreno omogeneo dovuta ad un dipolo AB di corrente continua.

La differenza di potenziale che si registra tra M ed N è data da:

$$U_{AB}(M) - U_{AB}(N) = \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

dove r_3 e r_4 sono, rispettivamente le distanze da A e B. Visto che è possibile misurare la variazione di potenziale, l'intensità di corrente e le distanze tra le varie sorgenti, dalla precedente formula, risulta immediato valutare la ρ che rappresenta l'unica incognita dell'equazione:

$$\rho = \left(\frac{V}{I} \right) \cdot K$$

dove K rappresenta il coefficiente geometrico il cui valore dipende delle posizioni reciproche dei punti A,B,M,N e ρ è la resistività apparente del sottosuolo il cui valore è rappresentativo, in modo indicativo, ad una roccia di forma parallelepipedica la cui lunghezza è pari a $L=3AB/2$, larghezza $l=AB/2$ e si trova ad una profondità $H=AB/4$.

Il parametro che condiziona principalmente la profondità di investigazione è rappresentato dalla distanza tra gli elettrodi di corrente (come riportato in fig. 13):

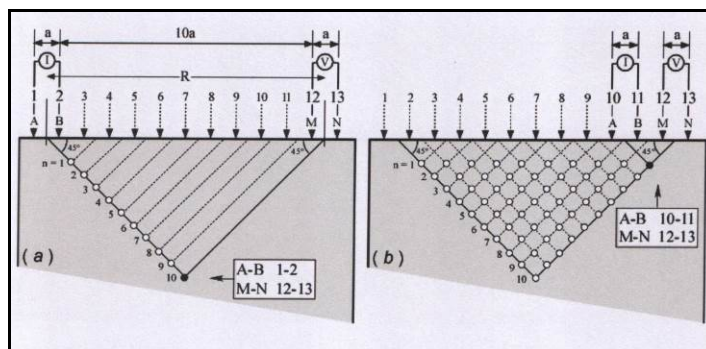


Figura 13: Schema esemplificativo di misure con array Dipolo Dipolo per visualizzare che all'aumentare della distanza tra gli elettrodi di corrente A e B, aumenta la profondità di investigazione.

3.2 POLARIZZAZIONE INDOTTA

Anche il fenomeno della polarizzazione indotta così come la resistività, è stato studiato ed analizzato per la prima volta da Conrad Schlumberger nel 1912. I principali campi di applicazione di questa metodologia è relativa alla ricerca di materiali metallici disseminati nel terreno e in misura minore per le ricerche di acquiferi e zone termali.

Le misure di polarizzazione sono legate al fatto che quando si sospende l'immissione della corrente elettrica nel terreno, il voltaggio tra gli elettrodi di potenziale non è direttamente 0 ma segue una curva di decadenza (così come specificamente riportato in figura 14), in quanto il terreno è polarizzato. Anche quando viene immessa corrente nel terreno, il voltaggio tra gli elettrodi raggiunge il massimo valore non in modo istantaneo ma dopo un certo intervallo di tempo (rise-time). Il tempo di decadimento e il rise-time dipendono da fattori geologici e quindi sono dei parametri che possono essere diagnostici per la ricostruzione delle strutture presenti nel terreno.

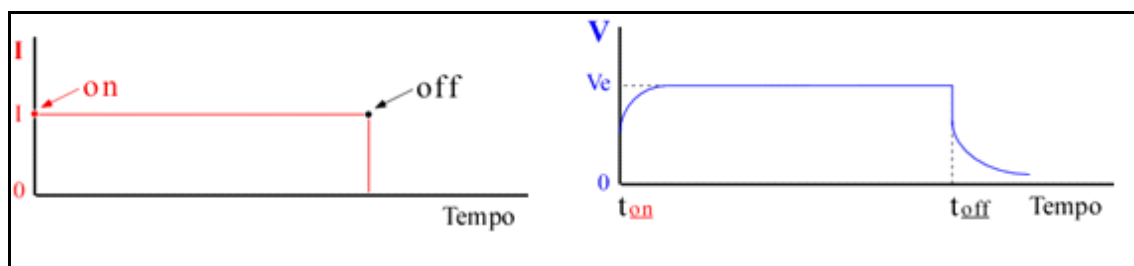


Figura 14: Andamento della corrente agli elettrodi corrente a sinistra e andamento della tensione agli elettrodi di potenziale. a destra.

3.2.1 Origine del fenomeno della polarizzazione indotta

I processi che spiegano l'origine del fenomeno della polarizzazione indotta non sono ancora del tutto noti; sono noti due meccanismi che possono determinare tali effetti per i quali è necessario che si determinino dei processi elettrochimici, e sono detti polarizzazione di elettrodo e polarizzazione di membrana.

La polarizzazione di elettrodo avviene quando ad esempio poniamo un metallo in una soluzione ionica (figura 17): se non viene applicato nessun voltaggio, le cariche che presentano una polarità differente da quella del metallo, si separano e si determina una differenza di potenziale tra l'elettrodo e la soluzione detta potenziale di Nernst. Questo potenziale è costituito da un particolare tipo di potenziale (misurabile solo in laboratorio) definito come zeta potential.

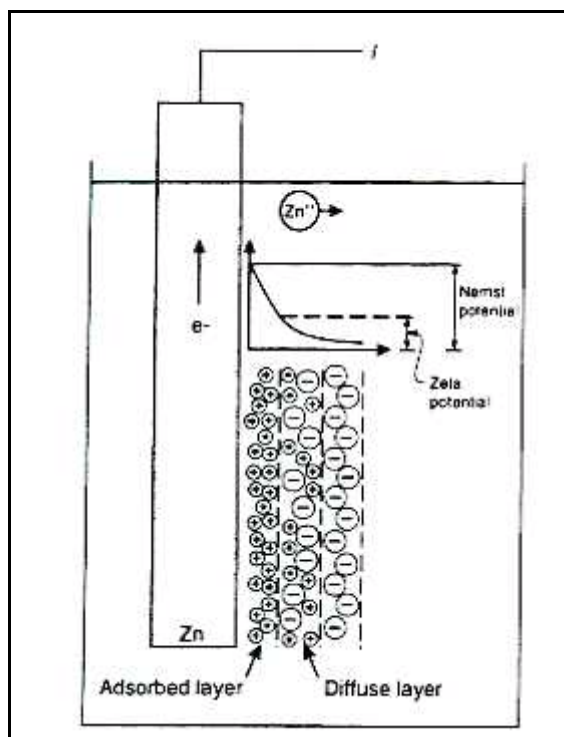


Figura 15: Polarizzazione di elettrodo determinata dal potenziale di Nernst e dal potenziale zeta.

Le cariche all'interno della soluzione elettrolitica non sono ugualmente distribuite quando sono a contatto con un metallo. Come si evince dalla figura 17 si determina, vicino al metallo, un accumulo di cariche positive la cui mobilità è legata al zeta potential rappresentato proprio dagli ioni, di segno opposto a quelli del metallo, che vengono assorbiti dal metallo stesso (strato fisso o adsorbed layer); questa capacità di assorbimento decade man mano che ci si allontana dal metallo (strato diffuso o diffuse layer). Applicando un potenziale, non vi è più un bilanciamento delle cariche e il flusso di corrente determina una variazione della differenza di potenziale tra il metallo e la soluzione ionica. Quando tale potenziale viene nuovamente rimosso, le cariche tendono a disporsi come rappresentato in figura 16.

In figura 17, è descritto ciò che avviene nel terreno quando si immette corrente nel sottosuolo. Nel caso in cui non è presente nessun metallo (fig. 16 a), il flusso di corrente applicato non incontra nessun impedimento al passaggio. Nel caso in cui, invece, è presente un metallo (fig. 16 b), il passaggio

di corrente è ostacolato da questa presenza e si determina una differenza di potenziale maggiore che, al cessare del flusso di corrente immesso, tenderà a 0 in un tempo finito che dipende dalla natura del terreno.

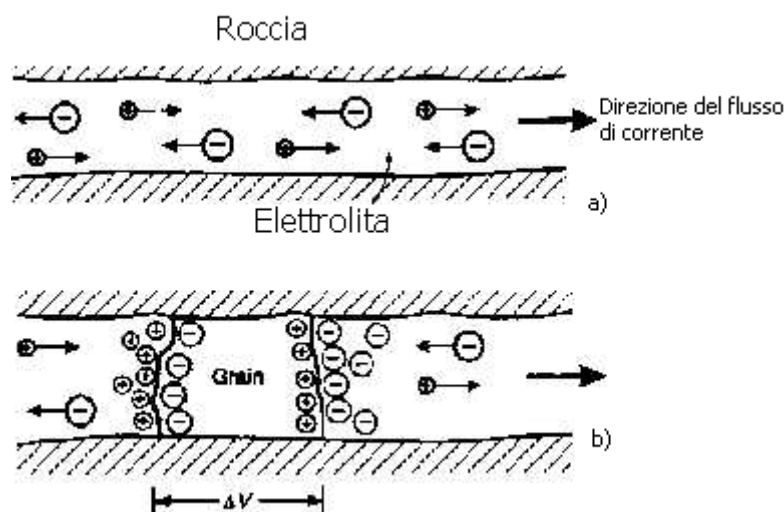


Figura 16: a) percorso del flusso di corrente applicato in un canale aperto b) percorso di un flusso di corrente quando è presente all'interno di un elettrolita un corpo metallico.

La polarizzazione di membrana è un fenomeno che si determina quando sono presenti dei restringimenti maggiori nei pori o quando è presente dell'argilla o ad altri minerali nei pori (fig. 17). Se è presente una carica negativa sulla superficie di interfaccia tra la roccia e il fluido, le cariche positive sono attratte dalla parete della roccia (zeta potential pari a -100 mV) quelle negative sono respinte; nelle zone in cui il diametro del fluido si riduce, i determina un accumulo di cariche positive che tende ad ostacolare l'eventuale flusso di ioni quando viene immessa corrente nel terreno.

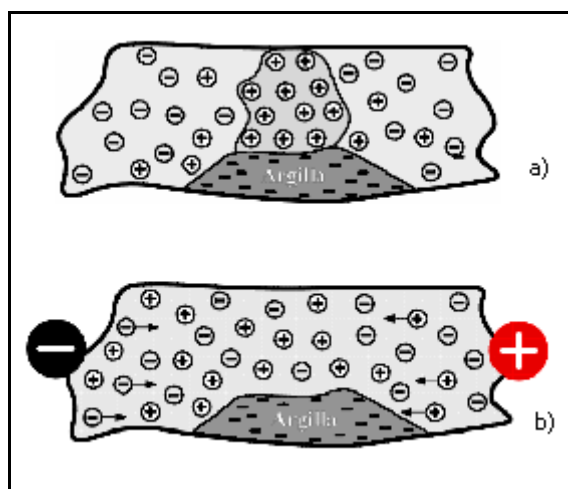


Figura 17: a) Distribuzione delle cariche elettriche in presenza di argilla; b) distribuzione della carica elettrica in presenza di argilla in presenza di un campo elettrico.

Quando il flusso di corrente cessa, gli accumuli di carica così determinati tendono a diffondersi nel fluido: il tempo necessario affinché termini questo processo dipende sempre dalla natura del terreno. La stessa fenomenologia si determina anche quando sono presenti delle particelle di argilla o dei minerali fibrosi in quanto anche questi presentano una carica negativa sulla superficie.

3.2.2 Misure di polarizzazione indotta

Le misure di polarizzazione indotta possono essere effettuate nel dominio nel tempo o nel dominio delle frequenze.

Quando si applica una corrente nel terreno, nel momento in cui si interrompe tale flusso è possibile valutare, quando sono presenti dei fenomeni di polarizzazione, un potenziale definito totale (V_p) determinato dalla somma del potenziale applicato (V) ed il potenziale di polarizzazione (V_s) (fig. 20). Nelle misure eseguite nel dominio del tempo, il rapporto tra V_s e V definisce il parametro Caricabilità o polarizzabilità del terreno ed è espresso in termini di millivolt per volt o in percentuale.

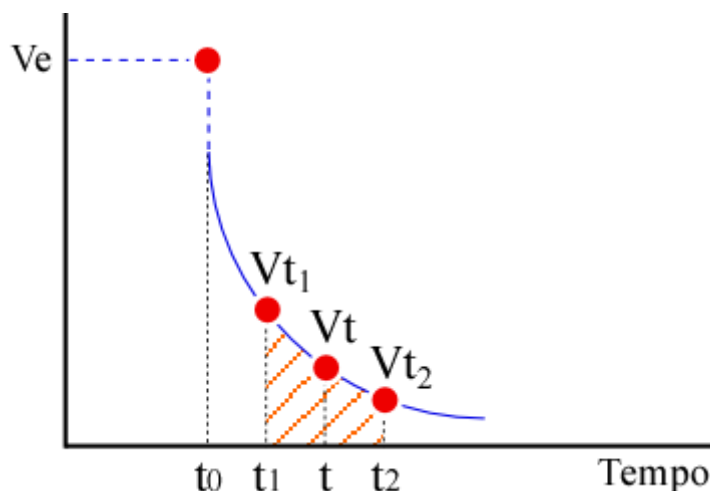


Figura 18: Esempio di campionamento della curva di scarica dopo il tempo t_0 .

Strumentalmente risulta molto complesso definire i valori di V_s , pertanto si preferisce misurare il potenziale in vari intervalli di tempo; integrando tutti questi valori rispetto al tempo, si valuta l'area compresa tra la curva di scarica e l'asse dei tempi. Il valore che si ottiene dividendo questo valore per il potenziale V_p è detto caricabilità apparente (Ma) ed è misurato in millisecondi:

$$(1/V_e) \cdot \int_{t_2}^{t_1} V(t) d(t)$$

La polarizzabilità, P , può essere considerata come il valore medio della Caricabilità apparente, Ma , quando l'intervallo di integrazione è piccolo.

Per le misure nel dominio delle frequenze la polarizzazione indotta è analizzata misurando la resistività apparente del terreno immettendo nel terreno corrente alternata in luogo della corrente continua. In questo caso piuttosto che descrivere il parametro resistività del terreno si definisce l'impedenza del terreno stesso.

In figura 18, si evince chiaramente come all'aumentare del tempo di immissione della corrente (a , b e c) e al diminuire della frequenza di misure, il potenziale di polarizzazione aumenta. Di conseguenza la resistività apparente a basse frequenze è maggiore di quella ad alta frequenza.

Nel dominio della frequenza si possono definire l'effetto frequenza percentuale (PFE) ed il fattore metallico (MF). Questi sono valutati nel seguente modo:

$$PFE = 100 (\rho_f - \rho_F) / \rho_F$$

$$MF = 10^3 PFE / \rho_f [\text{simens} \times \text{m}]$$

Dove f e F rappresentano le due diverse frequenze utilizzate. In particolare il range di variazione delle f è compreso tra 0.05-0.5 Hz mentre il range di F è pari a 1-10 Hz. Le misure di ρ_f corrispondono alle misure della ρ_a definite con il metodo della resistività.

Da quanto definito, si evince chiaramente che le informazioni che si possono ottenere eseguendo delle misure di IP, possono fornire informazioni che in aggiunta ai dati di resistività in una determinata zona, consentono di analizzare meglio il sottosuolo investigato.

Le problematiche che possono essere studiate attraverso questo parametro sono quelle di tipo ambientale quali le delimitazioni delle aree inquinate nel sottosuolo, individuazione di inquinanti in argille e localizzazione ed identificazione di uno specifico materiale presente in discariche.

3.3 DISPOSITIVI DI ACQUISIZIONE

La misura della resistività elettrica del sottosuolo può essere ottenuta posizionando in superficie un dispositivo quadripolare costituito da una coppia di elettrodi (detti di energizzazione), solitamente indicati con C1 e C2, e da una seconda coppia di elettrodi (detti di potenziale), indicati con P1 ed P2.

Attraverso la misura della corrente elettrica che circola nel terreno e immessa nel stesso mediante gli elettrodi di corrente (C1 C2), e misurando il potenziale che si viene a determinare ai capi degli elettrodi di potenziale (P1 P2) a causa della corrente immessa, è possibile stimare la resistività elettrica apparente (ρ_a) mediante la seguente relazione:

$$(1) \quad \rho_a = k (\Delta V / I),$$

dove k è il fattore geometrico ed è pari ad:

$$(2) \quad k = 2\pi / (1/r_1 - 1/r_2 - 1/r_3 + 1/r_4),$$

e dipende esclusivamente dalla posizione degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziale (r_1, r_2, r_3, r_4 indicano le posizioni degli elettrodi, fig. 14).

Naturalmente, per agevolare le acquisizioni in campagna si preferisce utilizzare degli array che consentano di realizzare delle configurazioni piuttosto semplici e poste lungo lo stesso azimut. Di seguito sono riportate delle caratteristiche dei dispositivi più comunemente utilizzati:

Wenner α : è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di potenziale sono posti al centro degli elettrodi di corrente e la distanza tra i vari elettrodi (distanza interelettroica) è sempre la stessa ed è pari ad a .

Il valore del fattore geometrico relativo a tale dispositivo è pari a $2\pi a$. Il fattore geometrico del Wenner α , risulta essere, il più basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati. Pertanto è il tipo di array che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi.

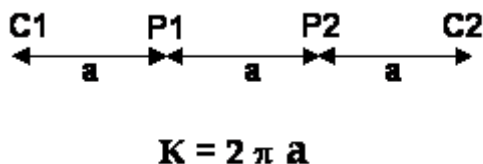


Figura 19: Dispositivo Wenner α e valore del coefficiente geometrico

Wenner β : è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di corrente e quelli di potenziale sono contigui: la distanza tra il dipolo di corrente è uguale alla distanza tra gli elettrodi di potenziale, così come accade per il Dipolo-Dipolo Assiale. Presenta un coefficiente geometrico pari a $6\pi a$.

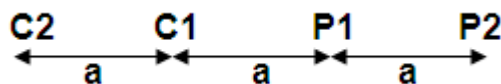


Figura20: Dispositivo Wenner β

Wenner γ : ha una disposizione particolare (e non molto utilizzata in letteratura) degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziali. Il quadripolo di misura è caratterizzato dal fatto che la posizione degli elettrodi di corrente e di potenziale è alternata (fig.21). Il fattore geometrico di questo dispositivo è pari a $3\pi a$.

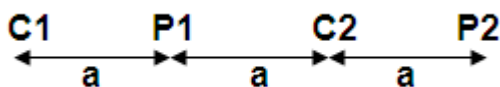


Figura 21: dispositivo Wenner γ

Wenner- Schlumberger: questa tipologia di dispositivo risulta essere un ibrido tra il dispositivo Wenner e quello Schlumberger (Pazdirek e Blaha, 1996) ed è la tipologia di array utilizzata per acquisire i dati sulla zona oggetto di indagine. Il classico dispositivo Schlumberger è utilizzato comunemente per realizzare dei sondaggi di resistività ma, con degli opportuni accorgimenti, è possibile utilizzare lo stesso dispositivo anche per effettuare delle Tomografie disponendo gli elettrodi come mostrato in figura 22. Il fattore geometrico di questo dispositivo è pari a $\pi n (n+1) a$

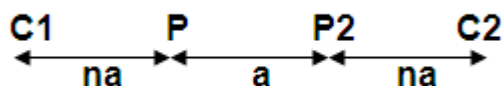


Figura 22: dispositivo Wenner-Schlumberger

La spaziatura tra gli elettrodi di potenziale rimane costante e pari ad a mentre la spaziatura tra gli elettrodi di corrente aumenta secondo multipli interi di a . Il valore di n , in questo caso è dato dal rapporto tra la distanza degli elettrodi C1-P1 (o P2-C2) e la spaziatura tra gli elettrodi di potenziali P1-P2.

La distribuzione delle misure di questa tipologia di array è confrontabile con quella Wenner ma la copertura orizzontale che si raggiunge con questa tipologia di acquisizione, è maggiore.

L'andamento della funzione sensitivity del dispositivo in esame, Considerando l'andamento della funzione sensitivity (che consente di stabilire il modo in cui una variazione di resistività in una particolare regione del sottosuolo influenza la misura di potenziale effettuata con un determinato dispositivo elettrodo posto in superficie), è possibile stabilire che il dispositivo in esame ha una maggiore potenzialità rispetto agli altri dispositivi sia nel discriminare variazioni di resistività sia laterali che verticali. Ciò è dovuto al fatto che la funzione sensitivity presenta una leggera curvatura al centro dell'array, bassi valori di sensitivity al disotto degli elettrodi C1 e P1 (e/o tra gli elettrodi C2 e P2) e una maggiore concentrazione di alti valori di sensitivity tra gli elettrodi di potenziale. Gli andamenti della funzione sensitivity sono fortemente variabili in relazione ai valori di n (e quindi alla profondità) considerati; infatti, per bassi valori di n l'andamento di tale funzione risulta essere piuttosto piatto (e quindi più sensibile ad individuare strutture orizzontali) mentre per alti valori di n l'andamento della funzione sensitivity presenta dei lobi di picco che si estendono maggiormente lungo la direzione verticale (e quindi si discriminano maggiormente delle strutture verticali). Pertanto, nel caso in cui è necessario studiare aree in cui ci sono presenti sia variazioni laterali di resistività che con la verticale, questo tipo di dispositivo potrebbe rappresentare un giusto compromesso tra il dispositivo Wenner ed il dipolo-dipolo. Infine, a parità di distanza tra gli elettrodi di corrente, la profondità di investigazione che è possibile raggiungere con il dispositivo Wenner-Schlumberger è maggiore del 10% rispetto al dispositivo Wenner. L'intensità del segnale è più piccola rispetto al Wenner ma è più alta del Dipolo-Dipolo Assiale. Per quanto riguarda la copertura orizzontale, il dispositivo Wenner-Schlumberger presenta una copertura maggiore rispetto a quella del Wenner ma inferiore a quella del Dipolo-Dipolo Assiale.

Dipolo-Dipolo Assiale: è caratterizzato dal fatto che il dipolo di corrente ed il dipolo di potenziale presentano la stessa distanza e, a differenza degli altri dispositivi, i due dipoli sono separati, così come riportato in figura 23. Tale dispositivo si definisce assiale in quanto i due dipoli si spostano lungo lo stesso profilo. Considerato che i dipoli di corrente sono separati da quelli di potenziale, presenta il più basso valore di noise E.M. Pertanto è il dispositivo più utilizzato in letteratura sia per le misure di resistività che di polarizzazione indotta.

Le distanze tra gli elettrodi di corrente e quelli di potenziali aumentano seguendo multipli interi di n . Per questo dispositivo il parametro n è pari al rapporto tra la distanza fra gli elettrodi C1 - P1 e la distanza tra gli elettrodi di corrente C2-C1 oppure tra gli elettrodi di potenziale P1-P2 (pari alla distanza elettrodica definita come a). Il fattore n , in questo dispositivo, può assumere dei valori da 1 fino ad un massimo di 6. Infatti, lo svantaggio che presenta questo tipo di dispositivo è legato al fatto che l'intensità del segnale diminuisce secondo il cubo di n e quindi passando da n pari a 1 a n pari a 6 la differenza di potenziale misurata da un resistivimetro crolla di circa 56 volte nel passare dal valore di n pari ad 1 al valore di n pari a 6. Per ovviare a questo inconveniente e cercare di raggiungere una maggiore profondità di investigazione senza compromettere la qualità del dato, è sufficiente aumentare il passo di campionatura.

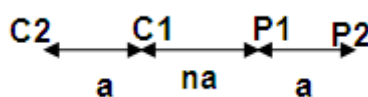


Figura 23: dispositivo Dipolo-Dipolo

Considerando le variazioni dei valori di sensitività in relazione all'aumentare del parametro n , il Dipolo-Dipolo assiale risulta esser maggiormente adatto per la individuazione di dicchi e cavità e poco adatto per la ricostruzione di strutture orizzontali quali ad esempio livelli sedimentari. La profondità media di investigazione è confrontabile con quella del Wenner ma, a parità di elettrodi, la copertura orizzontale raggiunta dal dispositivo Dipolo-Dipolo risulta essere maggiore del Wenner. Il forte noise che presenta tale dispositivo dettato dal fatto che il dipolo di corrente è separato da quello di potenziale, lo rende non adatto nelle misure da eseguire in ambienti di scarica.

Polo-Dipolo: lo schema è riportato in figura 24. Esso presenta una migliore copertura orizzontale e raggiunge una profondità di investigazione maggiore rispetto al dispositivo Wenner e Wenner-Schlumberger; risulta essere meno sensibile al noise tellurico rispetto al dispositivo Polo-Polo. Questo tipo di stendimento a differenza di quelli esaminati sopra, non è simmetrico; pertanto nel ricostruire strutture simmetriche, tale dispositivo evidenzia delle anomalie di resistività asimmetriche. Per ovviare a questo inconveniente, è necessario ripetere cambiando la posizione dell'elettrodo remoto confrontando i modelli ottenuti nelle due diverse acquisizioni e interpretazioni, si elimina l'effetto dovuto all'asimmetria del dispositivo. Per eseguire le misure con il polo dipolo è necessario posizionare l'elettrodo remoto (C2). Tale posizione deve essere non inferiore a 5 volte la distanza massima tra C1-P1 per poter trascurare gli effetti dovuti alla vicinanza dell'elettrodo di corrente remoto rispetto ai dati di resistività valutati: gli effetti della vicinanza dell'elettrodo C2 sono proporzionali al quadrato del rapporto tra la distanza C1-P1 e la distanza C2-P1.

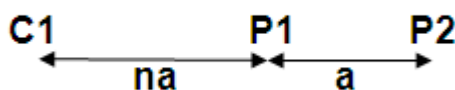


Figura 24: dispositivo Polo Dipolo

L'intensità del segnale diminuisce all'aumentare del fattore n . I valori di n massimi da utilizzare variano da 8 a 10. Infatti, per questi valori di n , l'intensità del segnale è molto bassa e i valori di sensitività per n maggiori di 8 presentano un andamento piuttosto orizzontale. I lobi sono presenti per valori di n più bassi e hanno dei massimi positivi al disotto degli elettrodi di potenziale. Per questi valori di n il dispositivo risulta essere più sensibile alle variazioni verticali di resistività. Per valori maggiori, come già detto i lobi tendono ad essere meno pronunciati e quindi la sensibilità risulta essere maggiore rispetto a strutture di tipo orizzontali. Questo significa che per poter raggiungere una maggiore profondità di investigazione è necessario aumentare la spaziatura tra P1-P2, in quanto la profondità di investigazione effettiva del polo-dipolo diminuisce all'aumentare di n .

Polo-Polo Questo dispositivo è utilizzato molto meno in letteratura rispetto ai dispositivi Wenner, Dipole-Dipole, Schlumberger e Wenner-Schlumberger. Come si evince dalla figura 25, questo tipo di dispositivo è caratterizzato da soli due elettrodi: uno di corrente e uno di potenziale. Per schematizzare questo tipo di dispositivo è necessario posizionare il secondo elettrodo di corrente e quello di potenziale ad una distanza che sia pari a 20 volte la distanza massima tra gli elettrodi C1-P1. Questo significa che quando la spaziatura tra gli elettrodi è superiore a qualche metro, ci si può scontrare facilmente con delle difficoltà logistiche per posizionare gli elettrodi remoti; inoltre la distanza tra i due elettrodi di potenziale potrebbe essere eccessiva tanto da compromettere la qualità del dato a causa del noise tellurico della zona da investigare. Questa tipologia di array presenta la migliore copertura orizzontale ed è possibile raggiungere una maggiore profondità di investigazione rispetto alle altre tipologie di array. Presenta però la più bassa risoluzione come si desume dalla presenza di grandi spaziature tra le isolinee del diagramma della funzione sensitivity.

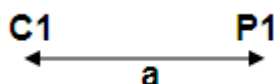


Figura 25: Dispositivo Polo Polo

3.4 RICOSTRUZIONE DELLE PSEUDO SEZIONI

Per quanto riguarda la ricostruzione delle pseudosezioni di resistività e/o di caricabilità, è possibile usare varie metodologie. Quella comunemente utilizzata è il metodo del contouring. Con questa metodologia, la posizione orizzontale è stabilita dal punto medio tra gli elettrodi utilizzati per eseguire la misura mentre la posizione verticale è posta ad una distanza proporzionale alla distanza tra gli elettrodi. Per le misure eseguite utilizzando il dispositivo Dipolo-Dipolo, si usa comunemente posizionare il punto di misura rispettivamente nel punto di intersezione di due semirette tracciate a 45° partendo rispettivamente dai due centri dei due dipoli utilizzati per effettuare la misura. E' opportuno sottolineare che la profondità di investigazione non è data da questa intersezione, in quanto le linee di corrente o le isopotenziali in un mezzo non omogeneo sicuramente non seguono delle linee a 45° .

Un'altro metodo per stabilire la posizione verticale della misura eseguita, si determina attraverso l'utilizzo della profondità media di investigazione, stimata tramite la funzione sensitivity (o derivata di Frechet) valutata per un sottosuolo omogeneo (Edwards 1977): la profondità media di investigazione di uno stendimento è la profondità al di sopra della quale l'area, al di sotto della curva di sensitività, è uguale alla metà dell'area totale sotto la curva.

La rappresentazione della pseudosezione è utile in quanto fornisce un'idea, anche se molto qualitativa, della distribuzione delle resistività reali del sottosuolo. Inoltre, consente di eseguire una prima analisi, qualitativa, sulla distribuzione dei dati di resistività apparente nel sottosuolo. Infatti, con questa rappresentazione, è possibile evidenziare delle anomalie locali determinate da valori o troppo alti o troppo bassi rispetto ai valori limitrofi, eliminando questi valori prima di procedere all'inversione dei dati stessi. Confrontando le pseudosezioni che si possono ottenere con le varie tipologie di array appare evidente come la copertura del Wenner diminuisca molto rapidamente con la profondità rispetto al Polo-Polo e soprattutto come le isoanomalie siano fortemente influenzate dal tipo di dispositivo utilizzato per eseguire le misure.

3.5 INVERSIONE DEI DATI – ALGORITMO DI LOKE AND BARKER.

L'algoritmo di inversione utilizzato per ottenere l'andamento delle resistività reali nel sottosuolo, è quello scritto da Loke and Barker nel 1996 ed è quello più utilizzato in letteratura. Trattasi di un metodo iterativo basato sulla deconvoluzione ai minimi quadrati e sullo sviluppo in serie di Teylor arrestato al primo ordine. Con questo algoritmo i dati possono essere elaborati considerando varie tipologie di inversione. Trascurando gli aspetti teorici del metodo e delle leggi che sono alla base di tale algoritmo, è opportuno sottolineare che il primo passo da fare consiste nel definire un modello iniziale che è ottenuto discretizzando il sottosuolo in un numero di blocchi rettangolari (nel caso bidimensionale, fig. 26) e/o di celle (nel caso tridimensionale), le cui dimensioni sono legate ai parametri geometrici scelti in fase di acquisizione.

Ad ognuno di questi blocchi (o celle), è assegnato, automaticamente dal programma o a discrezione dell'operatore, un valore di resistività reale stimato considerando i valori misurati di resistività o inserendo, se note, delle informazioni a priori relative alla zona di indagine. Definito tale modello, con l'algoritmo suddetto, è possibile valutare la risposta che si otterrebbe se il sottosuolo investigato fosse rappresentato proprio dal modello iniziale ricostruito. La pseudosezione calcolata la si confronta con quella sperimentale e attraverso la stima dello scarto quadratico medio (RMS), che valuta la differenza in termini quantitativi tra le due pseudosezioni, è possibile valutare la validità della risoluzione ottenuta; se tale errore è alto, il processo di iterazione continua modificando il modello di resistività iniziale del sottosuolo ricostruito. Quanto il sistema converge e quindi quanto la pseudosezione calcolata ben si correla con quella sperimentale, significa che il modello di sottosuolo ricostruito è prossimo a quello reale. Il dettaglio con il quale si riesce a discriminare le variazioni di resistività del sottosuolo e quindi si possono discriminare le diverse strutture o corpi presenti nel sottosuolo, dipendono dalla distanza minima tra gli elettrodi di misura e dalla lunghezza dello stendimento.

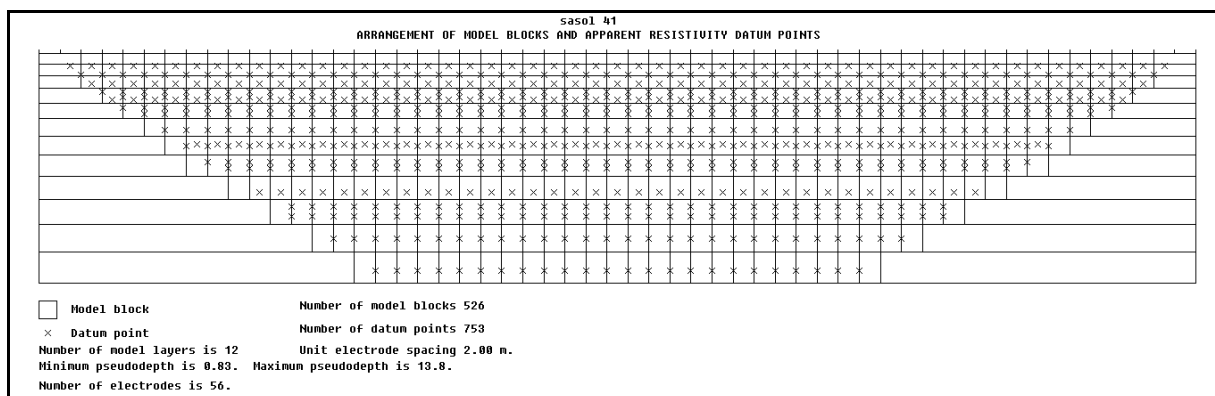


Figura 26: discretizzazione del sottosuolo in termini bidimensionali.

4 ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DEI DATI IN TOMOGRAFIA 2D

4.1 PARAMETRI DI ACQUISIZIONE

Per quanto specificamente attiene l'acquisizione dei dati di resistività e caricabilità realizzate nell'area di intervento, la committenza ha richiesto di acquisire i dati secondo lo schema definito Dipolo-Dipolo Assiale e di utilizzare un passo di campionatura minimo tra gli elettrodi compreso tra 1,0 m e 2,0 m. La lunghezza complessiva degli stendimenti nonché l'ubicazione degli stessi è stata essenzialmente scelta in funzione delle difficoltà logistiche presenti nella zona di indagine.

In tabella 1, sono riportati schematicamente i parametri geometrici dei diversi stendimenti eseguiti. L'ubicazione è riportata nello specifico allegato.

Tabella 1: parametri geometrici degli stendimenti eseguiti sullo stabilimento di Augusta

| N | Ert | Passo di campionatura | n° elettrodi | Lunghezza [m] |
|----|--------|-----------------------|--------------|---------------|
| 1 | ERT_1 | 2 m | 48 | 94 |
| 2 | ERT_2 | 2 m | 48 | 94 |
| 3 | ERT_3 | 2 m | 48 | 94 |
| 4 | ERT_4 | 2 m | 40 | 78 |
| 5 | ERT_5 | 2 m | 40 | 78 |
| 6 | ERT_6 | 2 m | 56 | 110 |
| 7 | ERT_7 | 2 m | 24 | 46 |
| 8 | ERT_8 | 2 m | 48 | 94 |
| 9 | ERT_9 | 2 m | 48 | 94 |
| 10 | ERT_10 | 2 m | 40 | 78 |
| 11 | ERT_11 | 2 m | 40 | 78 |
| 12 | ERT_12 | 2 m | 48 | 94 |
| 13 | ERT_13 | 2 m | 48 | 94 |
| 14 | ERT_14 | 2 m | 40 | 78 |
| 15 | ERT_15 | 2 m | 40 | 78 |
| 16 | ERT_16 | 2 m | 32 | 62 |
| 17 | ERT_17 | 2 m | 32 | 62 |
| 18 | ERT_18 | 2 m | 32 | 62 |
| 19 | ERT_19 | 2 m | 32 | 62 |
| 20 | ERT_20 | 2 m | 24 | 46 |
| 21 | ERT_21 | 2 m | 24 | 46 |
| 22 | ERT_22 | 2 m | 24 | 46 |
| 23 | ERT_23 | 2 m | 40 | 78 |
| 24 | ERT_24 | 2 m | 40 | 78 |
| 25 | ERT_25 | 2 m | 40 | 78 |
| 26 | ERT_26 | 2 m | 40 | 78 |
| 27 | ERT_27 | 2 m | 24 | 46 |
| 28 | ERT_28 | 2 m | 32 | 62 |
| 29 | ERT_29 | 2 m | 24 | 46 |
| 30 | ERT_30 | 2 m | 24 | 46 |
| 31 | ERT_31 | 2 m | 24 | 46 |
| 32 | ERT_32 | 1m | 24 | 23 |
| 33 | ERT_33 | 1.5 m | 24 | 34.5 |
| 34 | ERT_34 | 2 m | 48 | 94 |
| 35 | ERT_35 | 2 m | 48 | 94 |

Tabella 1: parametri geometrici degli stendimenti eseguiti sullo stabilimento di Augusta

| N | Ert | Passo di campionatura | n° elettrodi | Lunghezza [m] |
|----|--------|-----------------------|--------------|---------------|
| 36 | ERT_36 | 2 m | 48 | 94 |
| 37 | ERT_37 | 2 m | 40 | 78 |
| 38 | ERT_38 | 2 m | 48 | 94 |
| 39 | ERT_39 | 2 m | 48 | 94 |
| 40 | ERT_40 | 2 m | 40 | 78 |
| 41 | ERT_41 | 2 m | 56 | 106 |
| 42 | ERT_42 | 2 m | 48 | 94 |
| 43 | ERT_43 | 1 m | 32 | 31 |
| 44 | ERT_44 | 2 m | 32 | 62 |
| 45 | ERT_45 | 2 m | 48 | 94 |
| 46 | ERT_46 | 2 m | 48 | 94 |
| 47 | ERT_47 | 2 m | 48 | 94 |
| 48 | ERT_48 | 2 m | 48 | 94 |
| 49 | ERT_49 | 2 m | 32 | 62 |
| 50 | ERT_50 | 2 m | 48 | 94 |
| 51 | ERT_51 | 2 m | 48 | 94 |
| 52 | ERT_52 | 1 m | 24 | 23 |
| 53 | ERT_53 | 1 m | 24 | 34.5 |

4.2 STRUMENTAZIONE UTILIZZATA

Il georesistivimetro utilizzato è X612-EM+ prodotto dalla M.A.E. srl di nuova concezione per misure di resistività, Tomografia Elettrica Multielettrodo, misura dei potenziali spontanei, caricabilità, polarizzazione indotta (I.P.) o S.E.V. (Sondaggio Elettrico Verticale). La strumentazione integra al suo interno tutto il necessario per effettuare prospezione geoelettrica SEV e multielettrodo con 72 o 96 elettrodi integrati. E' tuttavia possibile aumentare il numero di elettrodi gestibili dalla macchina tramite box di espansione esterni da 24 o 48 elettrodi ciascuno, permettendo di arrivare a gestire 288 elettrodi o superiori. Caratteristica principale di questa strumentazione è l'altissima velocità di esecuzione dei sondaggi, sia 2D che 3D, resa possibile dall'adozione di una nuova ed innovativa piattaforma di acquisizione dati che rende possibile l'acquisizione dati simultanea sulla quasi totalità dei canali che equipaggiano la strumentazione. La X612-EM+ è dotata della funzione "preview" che consente all'utente di visualizzare una anteprima della pseudosezione derivata dal treno di dati appena acquisiti direttamente in campagna. L'utilizzo di questa funzione consente all'operatore la verifica immediata dei dati registrati. La strumentazione effettua la misura oppure il ciclo di misura impostato dall'utente in modalità automatica. Una volta concluso il ciclo di misura i dati acquisiti possono essere immediatamente visualizzati tramite la funzione "preview", il cui utilizzo consente all'operatore la verifica immediata dei

dati registrati, e processati con i relativi software di elaborazione dati. La potenza di 250 Watt del generatore interno può essere incrementata fino a 600 Watt con l'utilizzo di un generatore esterno opzionale. La registrazione e il salvataggio dei dati avviene su memoria Disk on Module interna o su disk on key USB. L'unità è totalmente computerizzata e tutte le funzioni operative vengono selezionate toccando semplicemente il menù corrispondente sul monitor LCD a colori tranflettivo 12,2" con touch screen integrato. Le specifiche tecniche sono schematizzate di seguito:

Corrente in uscita:

- Regolazione automatica (5 step)
- Intensità massima: 5 A a 50V
- Tensioni di uscita: $\pm 50V$, $\pm 100V$, $\pm 250V$, $\pm 500V$, $\pm 800V$ (950V con generatore esterno opzionale)
- Potenza massima: 250W (600W con generatore esterno opzionale)
- Tempo di immissione: impostabile a partire da 0,25 sec. (visualizzazione grafica dell'onda impostata)
- Precisione della misura: $\pm 0,2\mu A$

Misura di potenziale:

- Misura simultanea su tutti i canali impostati
- Auto range
- Fondo scala massimo: $\pm 25V$
- Impedenza di ingresso: 2,5 MOHM
- Filtro frequenza di rete: 50 Hz
- Protezione: superiore
- Precisione della misura: $\pm 1,5\mu V$ nel range $\pm 25V$
- Riduzione del rumore: con media da 2 a 10 misure
- Azzeramento automatico del potenziale spontaneo
- Accuratezza della resistività misurata: $\pm 0,5\%$
- Caricabilità misurata su quattro finestre temporali di durata complessiva di 1,2 sec.

Generali:

- Visualizzazione della pseudosezione in tempo reale
- Elettrodi gestibili: 72 o 96 senza espansione, espansioni con box da 24 o 48
- Alimentazione: 12V DC, fornita da apposito power box con batterie da 24Ah.
- Assorbimento medio: 2,5A, 20A di picco
- Formati dei dati: TSV, CSV, DAT
- Interfacce disponibili: LAN, USB, VGA
- Sistema Operativo: Windows Embedded Standard
- Condizioni ambientali di funzionamento: -20/90 °C
- Display: LCD 12.2" con touch-screen integrato optical bonding
- Dimensioni e peso: 51x39x23 cm, 12 Kg (cavi e sensori esclusi)

E' possibile realizzare diverse sequenze di acquisizioni in quanto il software dello strumento è in grado di leggere dei file di testo opportunamente sviluppati.

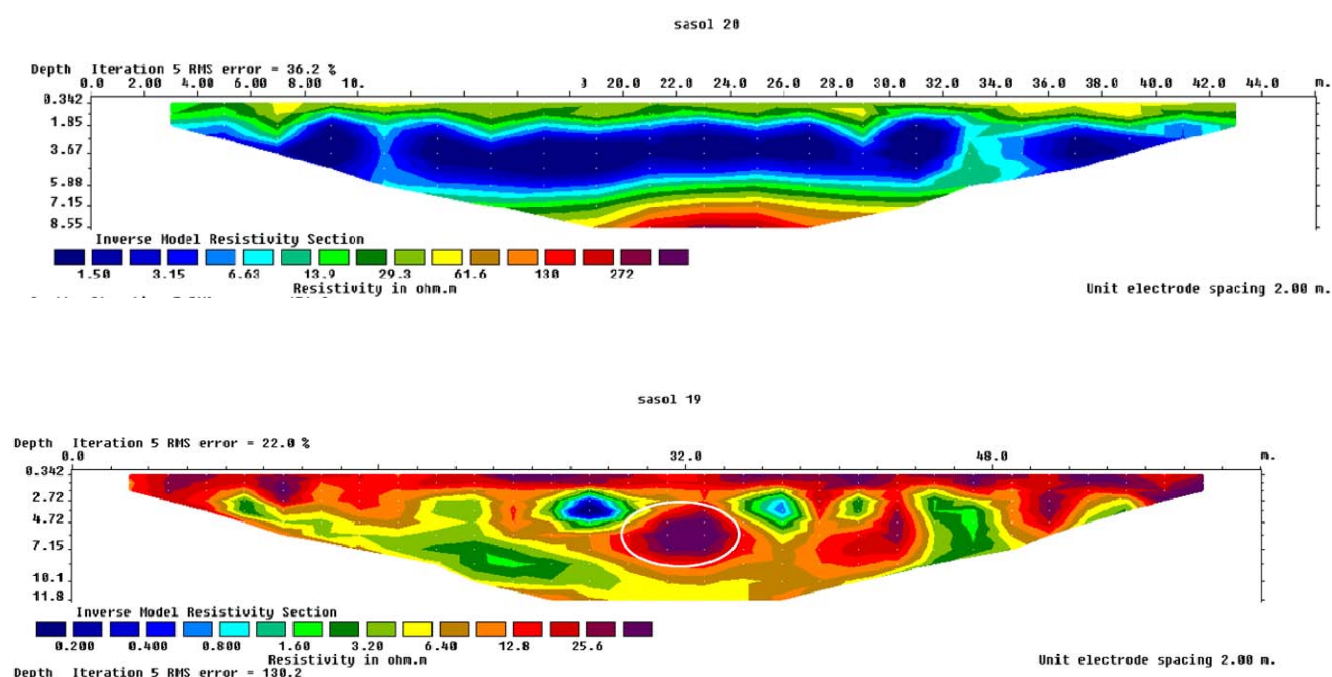
4.3 ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI MODELLI ELETTROSTRATIGRAFICI RICOSTRUITI

Dopo aver eseguito un opportuno filtro sui dati volto ad eliminare alcuni spike, i dati sono stati elaborati con l'algoritmo di inversione di Loke and Barker descritto precedentemente.

Sono stati analizzati i modelli di resistività che forniscono informazioni utili per definire alcune anomalie.

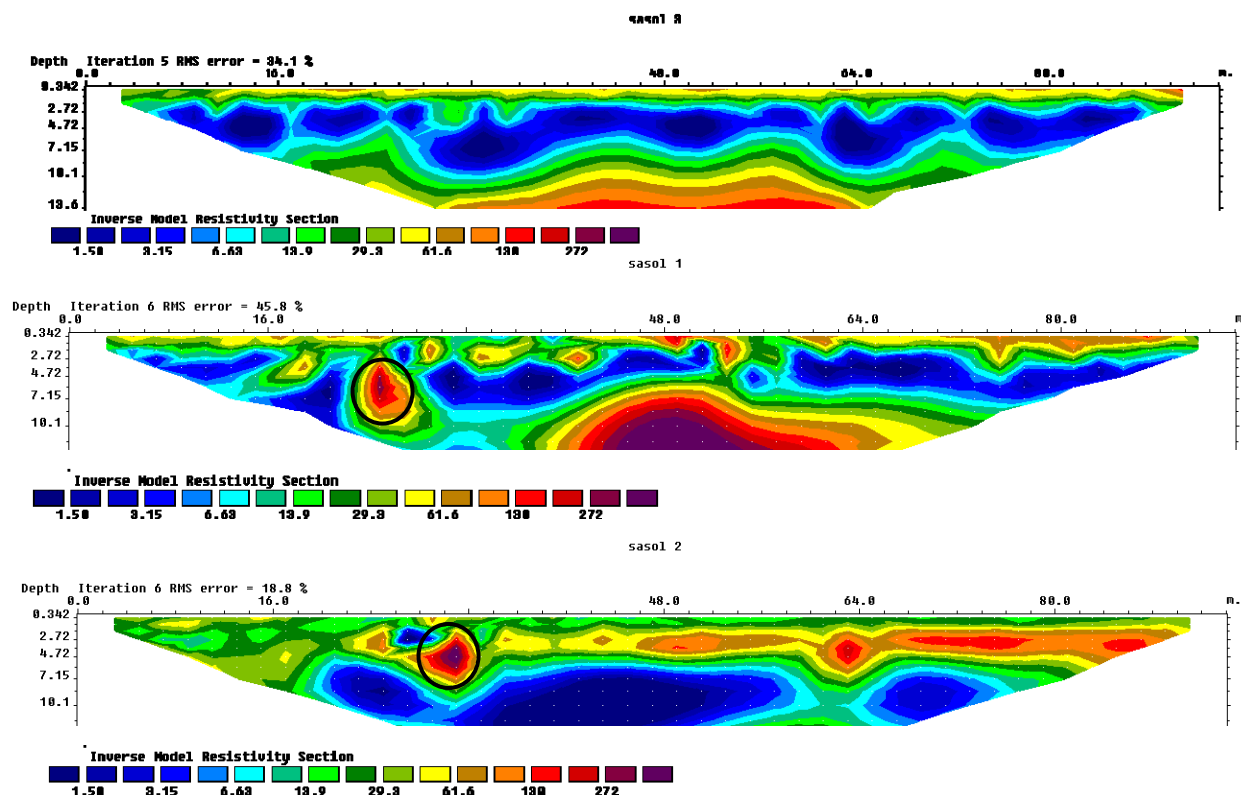
Di seguito si riportano i modelli di resistività eseguiti a monte e a valle dei diversi serbatoi analizzati al fine di fornire una dettagliata ricostruzione di quanto esaminato. Si precisa che la complessità litologica presente nel sito di indagine, rende l'interpretazione elettrostratigrafica più complessa ma comunque in grado di identificare anomalie presenti in sito.

SERBATOI 8001-8002-8003-8004-8005 ERT 20 ERT 19



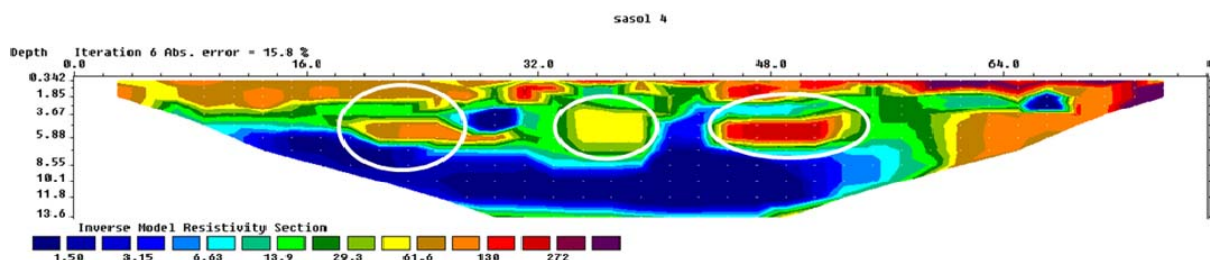
L'ERT 20 è stato eseguito o monte dei serbatoi mentre l'ERT 19 a valle. A monte è presente una stratificazione piano parallela piuttosto regolare tanto da poter correlare la isoresistiva verde (20 Ohm *m) alla profondità di 7.0 m rispetto al piano campagna con il livello di falda discriminato in questa specifica area. Questa stessa stratificazione non è più presente a valle dove, per meglio evidenziare dei contrasti è stata utilizzata una diversa scala cromatica che ha consentito di discriminare alla profondità di 4.50m e al centro dello stendimento (evidenziato dall'ellissi di colore bianco) una particolare forma di anomalia, già riscontrata nelle precedenti indagini. In funzione di ciò in prossimità dei serbatoi 8001 e 8002, è stata ri eseguita una acquisizione 3D che verrà descritta in seguito.

SERBATOI 8043-8044-ERT 1 ERT 2 ERT 3

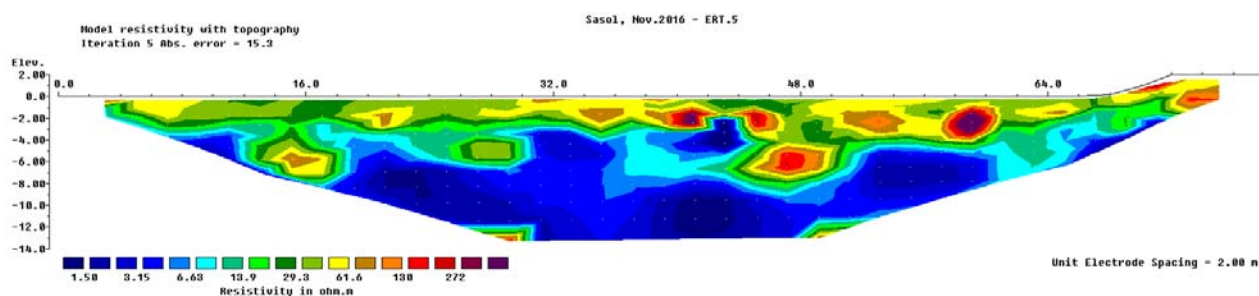


L'ERT 3 è stato eseguito o monte dei serbatoi mentre ERT 1 e ERT2' a valle. A monte è presente una stratificazione piano parallela piuttosto regolare tanto da poter correlare la iso-resistiva verde (30 Ohm *m) alla profondità di 7 m rispetto al piano campagna con il livello di falda discriminato in questa specifica area. Questa stessa stratificazione è presente a valle lungo il l'ERT 1 mentre sull'ERT 2 fino alla profondità di 7m è presente uno strato resistivo. Correlando i dati con i Sondaggi S4 S5-S8-P15 è possibile collegare la parte più conduttiva con le sabbie limose e la componente più resistiva a valle con le calcareniti. L'anomalia più resistiva evidenziata dall'ellisse nera è da attribuirsi all'effetto di una vasca in cemento presente a ridosso della zona in cui sono stati eseguiti gli stendimenti.

SERBATOI 8035-8036-ERT 4



SERBATOI 8035-8036-ERT 5



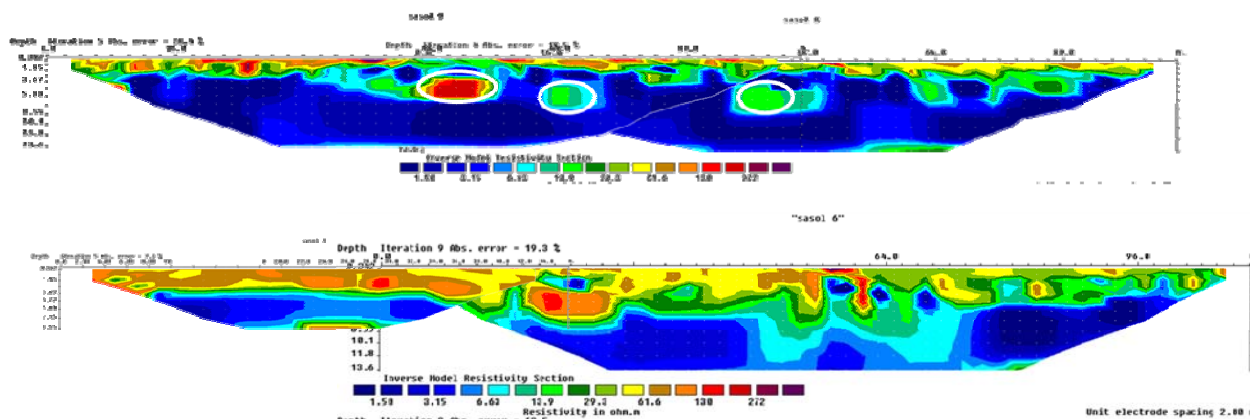
L'ERT 4 è stato eseguito a monte dei serbatoi mentre l'ERT 5' a valle.

Le anomalie evidenziate dall'ellisse bianca, circoscrivono delle forme molto regolari presenti sia a monte che a valle, già individuate nell'indagine dello scorso anno e che escludevano la presenza di probabili inquinanti.

Infatti, considerate le caratteristiche dell'area, un eventuale plume proveniente da monte non può conservare le stesse caratteristiche di forma, dimensione e resistività.

Pertanto, resta confermato che trattasi di strutture di tipo antropico. Le aree definite dall'iso-resistività blu (<6 Ohm m) sono da correlarsi, secondo quanto definito dai Sondaggi S8 e S9 con le argille grigio azzurre.

SERBATOI 8041-8042-8052-ERT 6 ERT 7 ERT 8 ERT 9

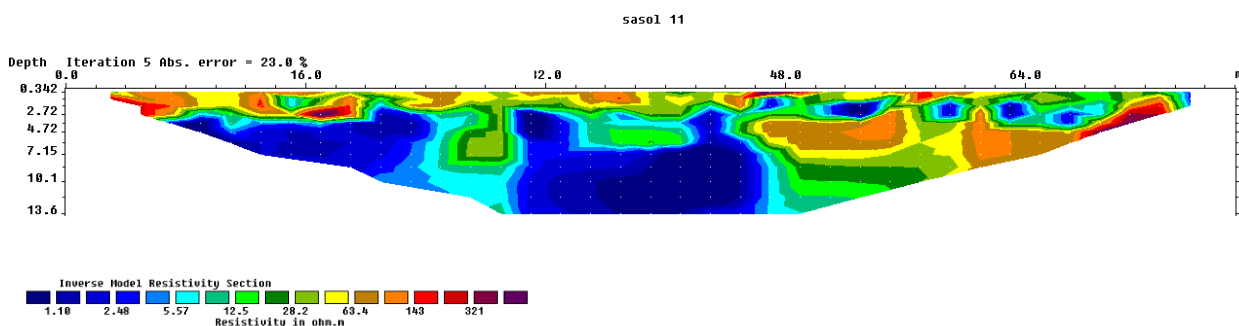


L'ERT 9 e l'ERT 8 sono stati eseguiti a monte dei serbatoi 8041-8042-8052 mentre gli ERT 7 e 6 a valle. In tale stendimento, si individuano le stesse anomalie individuate nelle campagne precedenti. Tali anomalie, sono indicate dall'ellissi che circoscrivono delle forme molto regolari presenti solo a monte per cui sono attribuibili a strutture di tipo antropico.

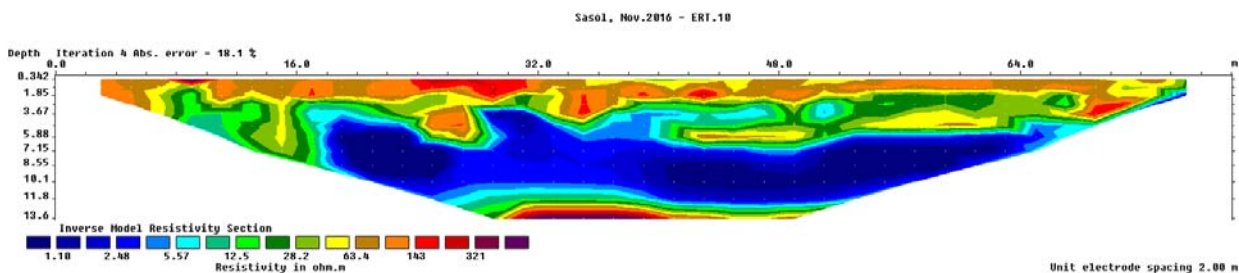
L'elettrostrato identificato dalla isoresistività verde con valori di resistività minori di 10 Ohm m, è attribuibile alla falda insita nei terreni limoso- sabbiosi saturi.

Mentre l'elettrostrato più resistivo riscontrato negli ERT 6, 7, 8 e 9 è evidenziato dall'andamento delle isoresistività di colore blu, è da correlarsi alle argille grigio azzurre, come riscontrati nelle campagne geognostiche precedenti.

SERBATOI 8010-8011-8016-8017-8051 -ERT 11



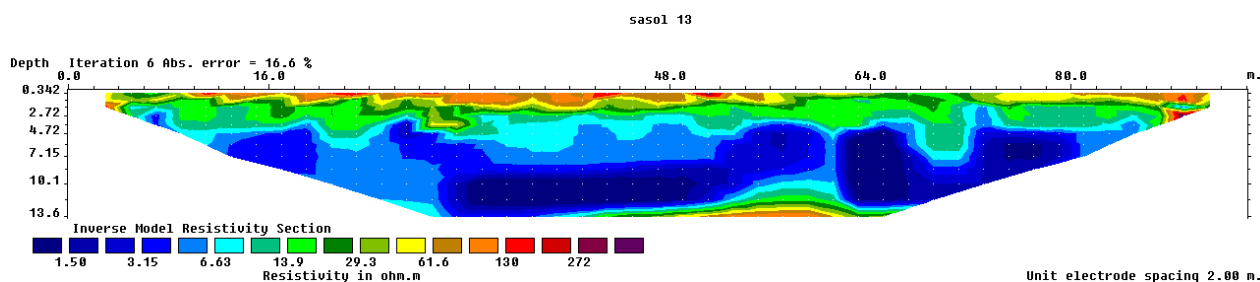
SERBATOI 8010-8011-8016-8017-8051 -ERT 10



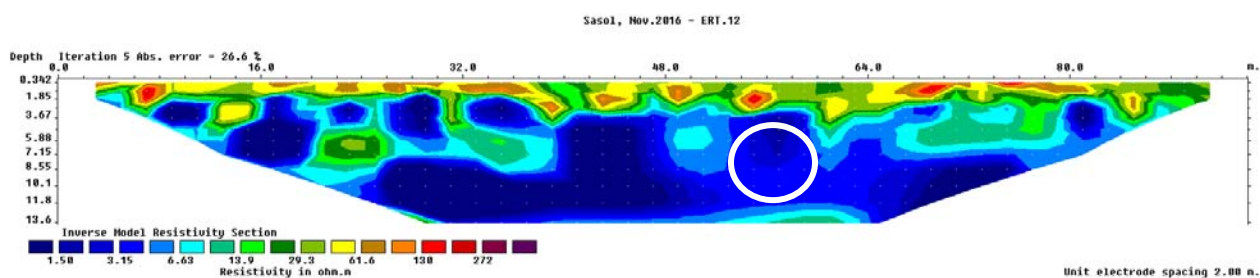
L'elettrostratigrafie evidenziano, a partire da 2.50m da p.c., la presenza di strati particolarmente conduttivi all'interno del quale si identificano forme piuttosto regolari. Data la loro presenza anche a monte, (ERT 11), avevamo già escluso con le indagini eseguite nel 2015 che potesse trattarsi di inquinanti.

Ciò trova conferma nel fatto che l'elaborazione dell'Ert 10 e dell'ERT 11, eseguite nel 2016, sono qualitativamente simile a quelle del 2015; pertanto si riconferma l'esclusione di eventuali problemi d'inquinamento.

SERBATOI 8028-8029-8030-8031-8032 -ERT 13



SERBATOI 8028-8029-8030-8031-8032 -ERT 12



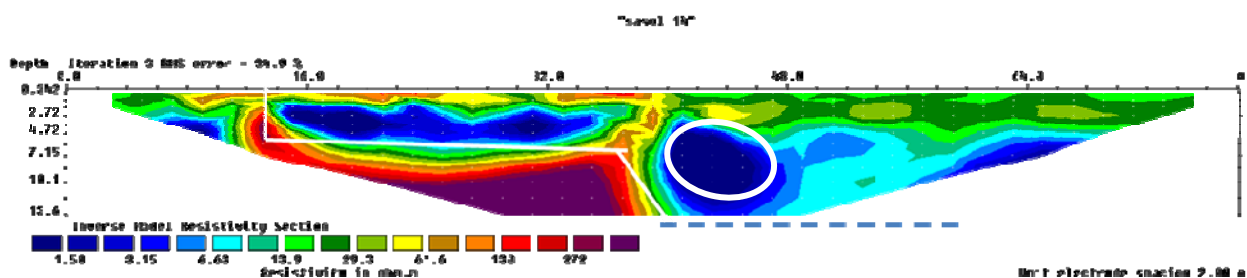
L'ERT 13 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8028-8029-8030-8031-8032 mentre l'ERT 12 a valle degli stessi.

Le elaborazioni degli Ert 12 e 13, eseguite a novembre 2016, ricostruiscono delle sezioni qualitativamente simili a quelle del 2015 a meno della zona presente a ridosso della progressiva 52-60m, ad una profondità maggiore di 4m (elisse bianca).

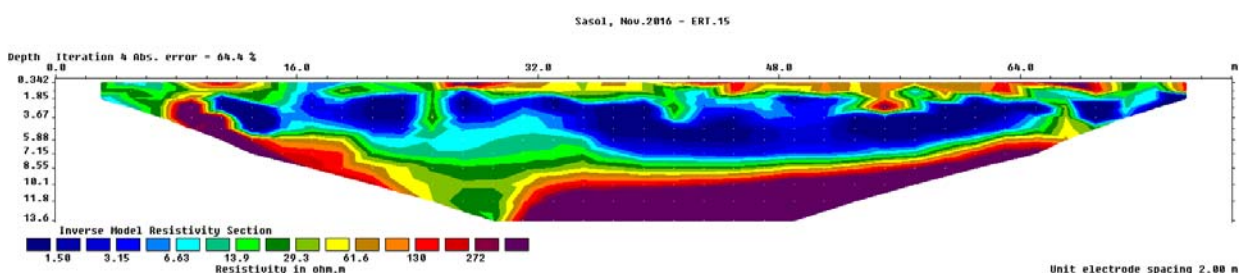
Le calcareniti presenti a ridosso del profilo ERT 12, modificano localmente la profondità della falda; tale anomalia potrebbe correlarsi a un diverso ristagno d'acqua.

Inoltre la presenza delle calcareniti è confermata anche dall'interpretazione del logs stratigrafici dei sondaggi S29 e S30.

SERBATOI 8045-8047-8049 -ERT 14



SERBATOI 8045-8047-8049 -ERT 15

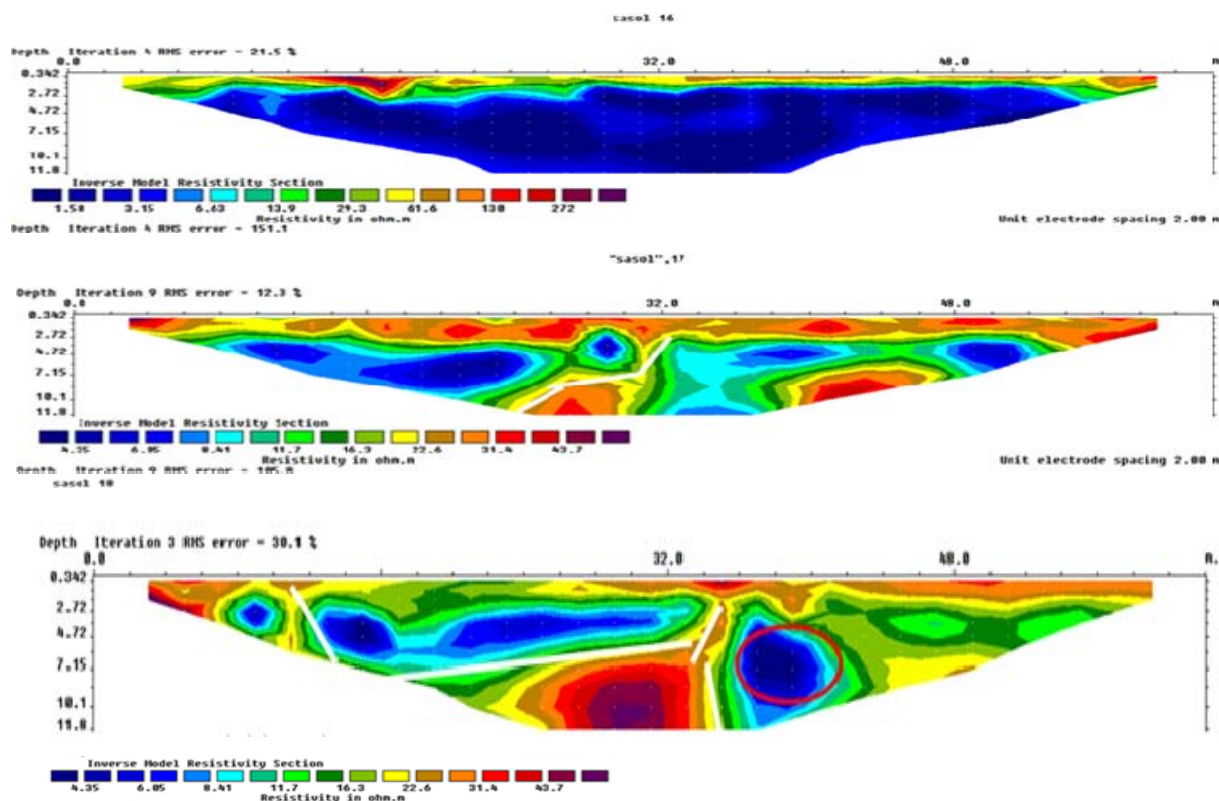


L'ERT 14 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8045-8047-8049 mentre l'ERT 15 a valle. La struttura a gradoni evidenziata sul modello elettrostratigrafico Ert 14, dalle linee bianche e che probabilmente, potrebbe estendersi anche lateralmente lungo la linea tratteggiata in blu, è da correlarsi come già descritto precedentemente, o ad uno scavo eseguito in passato oppure al "gradino morfologico" creato nei calcari dalla discontinuità tettonica.

Infatti, i valori di resistività più conduttivi, sono da correlarsi alle argille grigio-azzurre che si sono successivamente deposte con spessori via via decrescenti verso il limite della depressione a favore della formazione delle calcareniti che sono da correlare alle litologie più resistenti presenti a monte. L'anomalia evidenziata dall'ellissi è presente solo a monte e potrebbe essere attribuita ad un maggior contenuto di acqua.

L'elaborazione dell'Ert 15 eseguita nel 2016 ricostruisce una sezione qualitativamente simile a quella del 2015. In tale elaborazione, si riscontra che i valori di resistività misurati nel mese di novembre 2016 siano complessivamente più alti rispetto a quanto misurato nel 2015. Pertanto, non vi sono problemi legati a inquinamento.

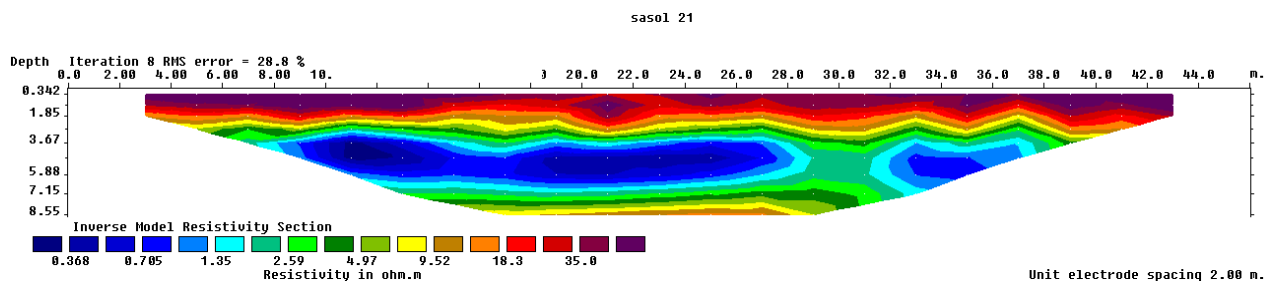
SERBATOI 8006-8007-TX8071/A TX8071/B -ERT 16-17-18



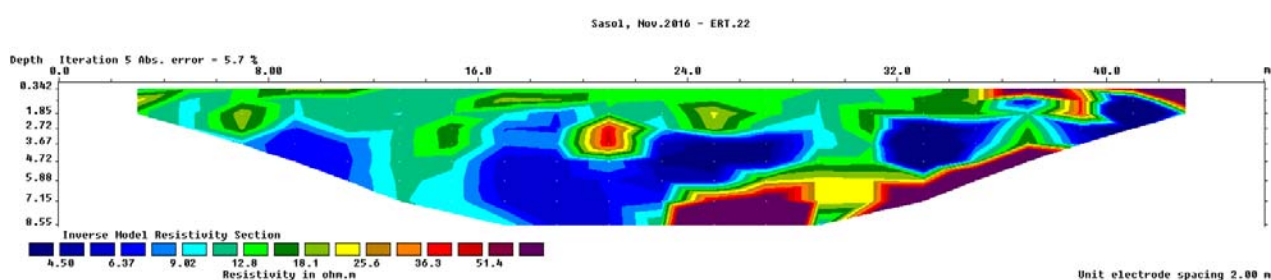
L'ERT 16 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8006-8007, l'ERT 17 a valle dei serbatoi 8006 e 8007 mentre l'ERT 18 a valle dei serbatoi su descritti e di quelli denominati TX8071/A TX8071/B.

La struttura a gradoni evidenziata nel modello elettrostratigrafico Ert 17 e Ert 18, dalle linee bianche, è da correlarsi, come detto nella precedente Relazione, ad uno scavo eseguito in tempi passati oppure al "gradino morfologico" creato nei calcari dalla discontinuità tettonica meglio descritta precedentemente. Pertanto, la sacca evidenziata a valle da una ellissi rossa è da correlarsi a materiale di riporto ubicato all'interno dello scavo e/o ad un area in cui il ristagno maggiore di acqua determina più conduttività. Si precisa che tale anomalia è la stessa per forma e dimensione a quella rinvenuta sul modello elettrostratigrafico relativo all'Ert 14.

SERBATOI 8012-8013-8014-8015-8024-8033-ERT 21



SERBATOI 8012-8013-8014-8015-8024-8033-ERT 22

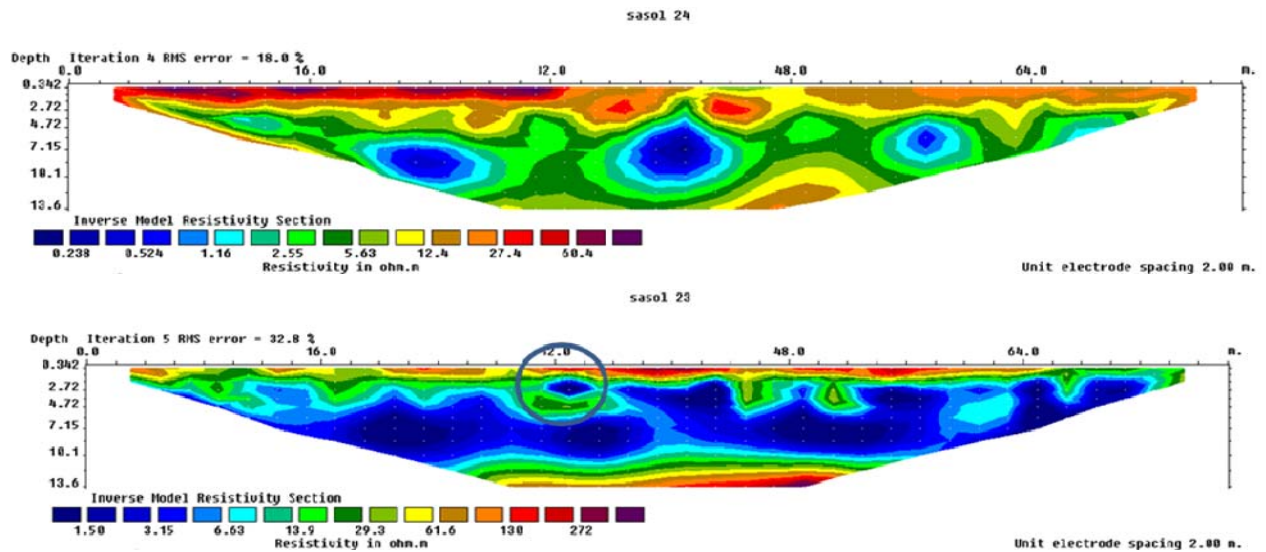


L'ERT 21 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8012-8013-8014-8015-8024-8033, mentre l'ERT 22 a valle degli stessi.

L'elaborazione degli Ert 21 e 22, eseguite nel novembre 2016 ricostruiscono due sezioni qualitativamente simili a quelle del 2015. Nella campagna del novembre 2016, sono stati misurati valori di resistività complessivamente più alti rispetto a quelli del 2015 dovuti ad un maggiore contenuto di acqua nei terreni.

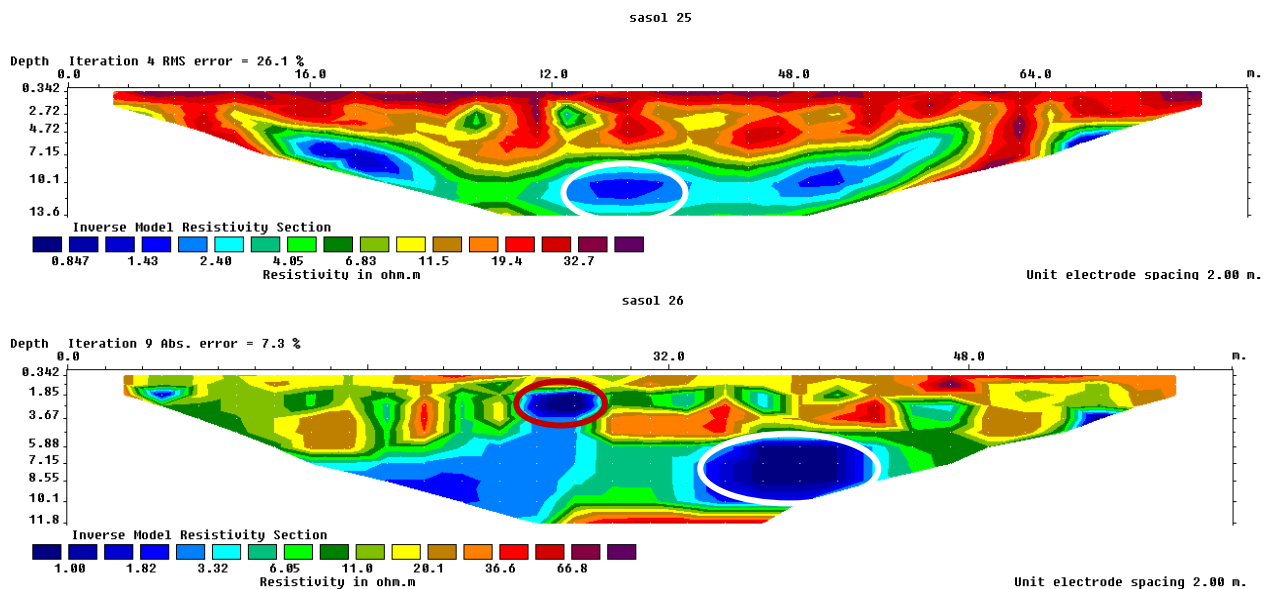
Inoltre, la stratificazione piano parallela degli elettrostrati ricostruiti sia a monte che a valle dei serbatoi, riconferma l'esclusione di fenomeni di inquinamento.

SERBATOI 8019-8020-8021-8022-8023-ERT 23-24



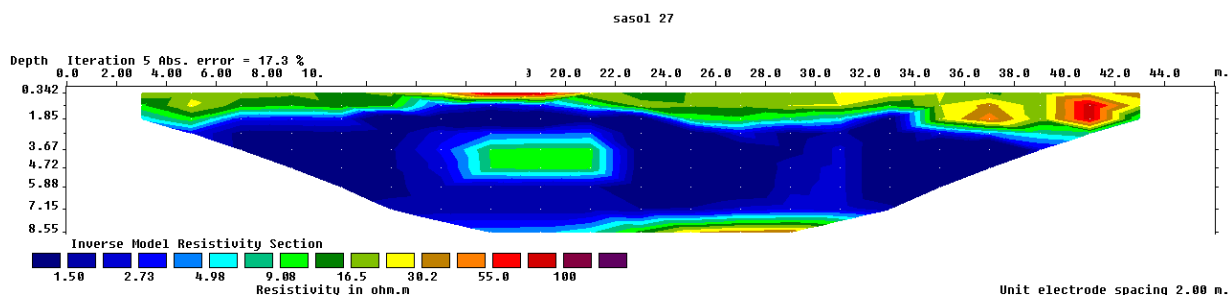
L'ERT 24 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8019-8020-8021-8022-8023, mentre l'ERT 23 a valle degli stessi. La stratificazione piano parallela degli elettrostrati ricostruiti sia a monte che a valle ha riconfermato l'esclusione di presenza di inquinanti. I sondaggi geognostici presenti in sito, S47- S49, hanno permesso di correlare le sacche più conduttive presenti a monte dei terreni limosi sabbiosi, mentre l'anomalia a valle, evidenziata dall'ellisse di colore blu, indica la presenza di una vasca in cemento.

SERBATOI 8064-8065-8066-8067 ERT 25-26

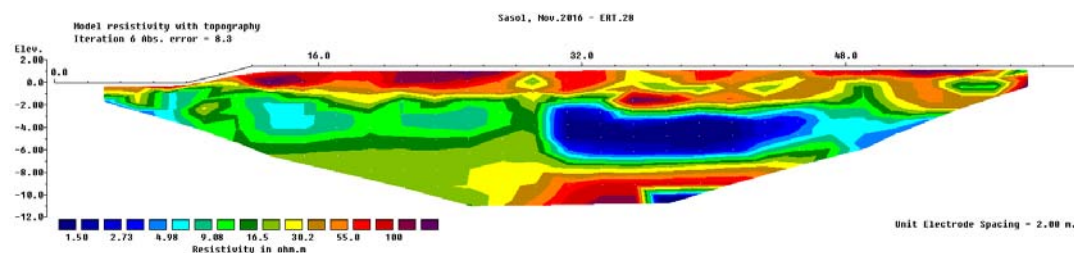


L'ERT 25 è stato realizzato a monte dei serbatoi 8064-8065-8066-8067 mentre l'ERT 26 a valle degli stessi. La stratificazione piano parallela degli elettrostrati ricostruiti sia a monte che a valle riconferma l'esclusione di eventuale presenza di inquinanti. Invece, le sacche più conduttive a valle, evidenziate dall'ellissi di colore rosso e bianco, sono riconducibili rispettivamente a un attraversamento fognario e a terreni in posto (calcareniti).

SERBATOI 8034-8048-8072 ERT 27

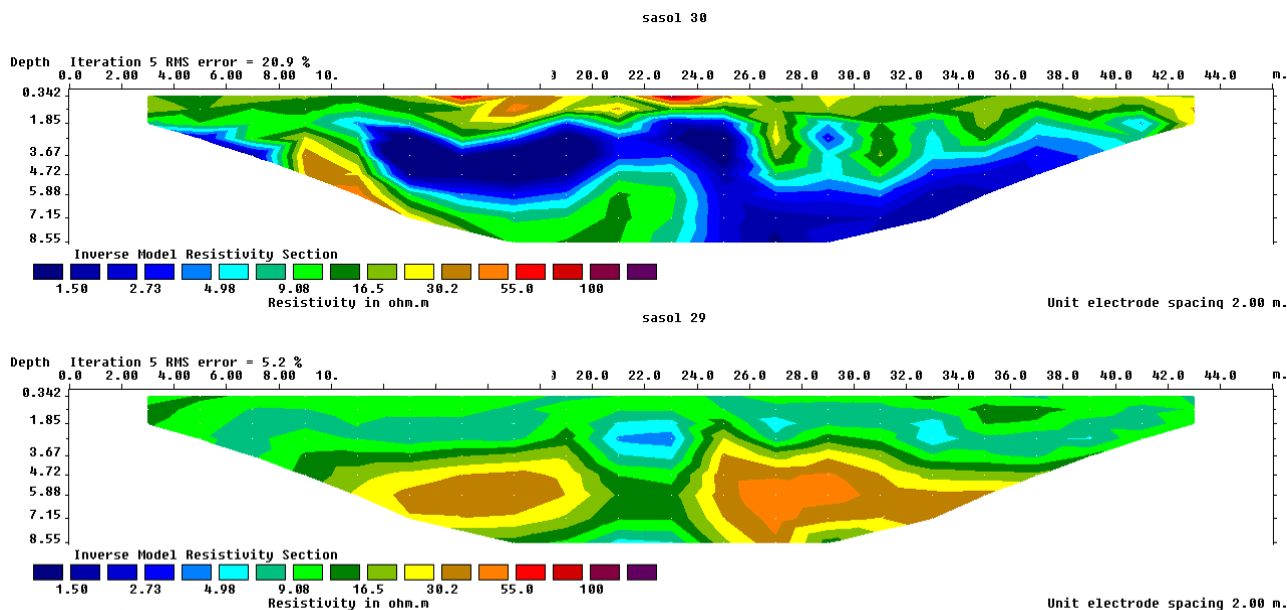


SERBATOI 8034-8048-8072 ERT 28



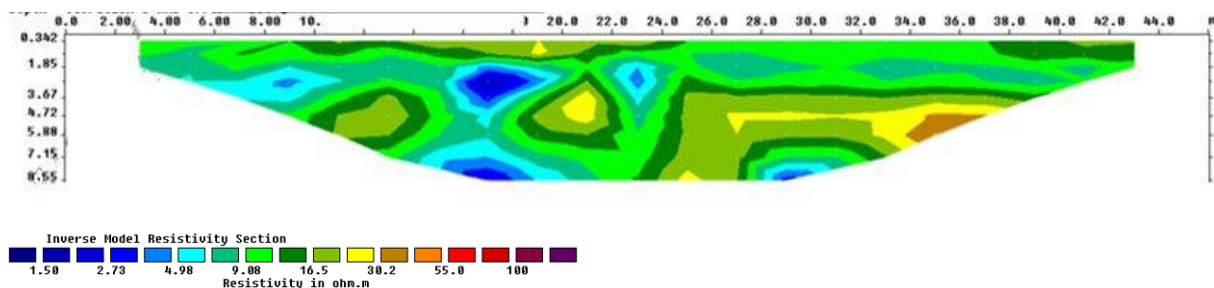
L'ERT 27 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8034-8048-8072- mentre l'ERT 28 è a valle degli stessi. Il confronto monte-valle effettuato nel 2015 (vedasi relativo report), aveva già escluso la presenza di inquinanti in quanto, la stratificazione piano parallela degli elettrostrati ricostruiti a monte non era evidenziata a valle i cui elettrostrati mostravano mediamente valori molto più resistivi di quelli di monte. L'elaborazione dell'Ert 28 eseguita nel novembre 2016, ricostruisce una sezione qualitativamente simile a quella del 2015 con stratificazione degli elettrostrati più regolare rispetto a quella del 2015. Essendo, comunque, mediamente più resistivi non vi sono problemi legati ad eventuale inquinamento.

SERBATOI 8060-8061-8062-8063-8068 ERT 29 -30



Gli stendimenti ERT 30 ed ERT 29, sono stati rispettivamente realizzati a monte e a valle dei serbatoi 8060-8061-8062-8063-8068. Le ricostruzioni elettrostratigrafica è stata elaborata comparandola con i dati dei logs stratigrafici dei sondaggi 61-56 con i quali è stato possibile asserire che le aree più conduttive di monte sono rappresentate dai limi sabbiosi poggianti sulle argille gialle di color oca. Tale sovrapposizione è ben evidente nella stratigrafia di monte, mentre a valle si riscontra uno strato meno competente di limi sabbiosi ed un maggior spessore di argilla.

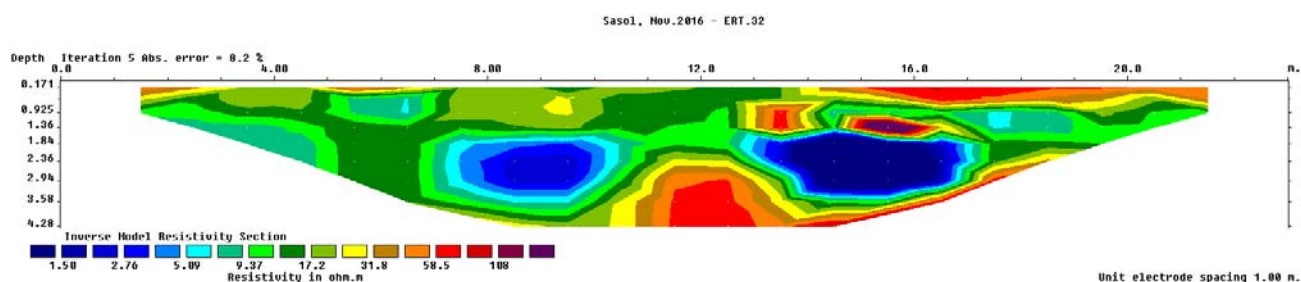
SERBATOI 8046-8050-ERT 31



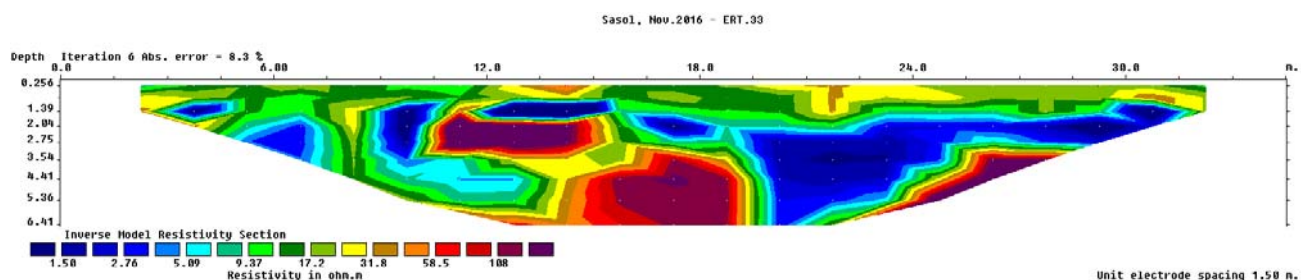
L'ERT 31 è stato eseguito a monte dei serbatoi 8046-8050.

La correlazione con i sondaggi S60 e S66, ha consentito di correlare le variazioni di resistività con le variazioni litologiche in quanto la sabbia medio fine (isocromatica verde) e le argille (isocromatica blu) si presentano a profondità differenti. In questa zona è stata eseguita anche una acquisizione 3D per cui si rimanda a tale report per una definizione dettagliata della stessa.

SERBATOI 8046-8050-ERT 32



SERBATOI 8046-8050-ERT 33

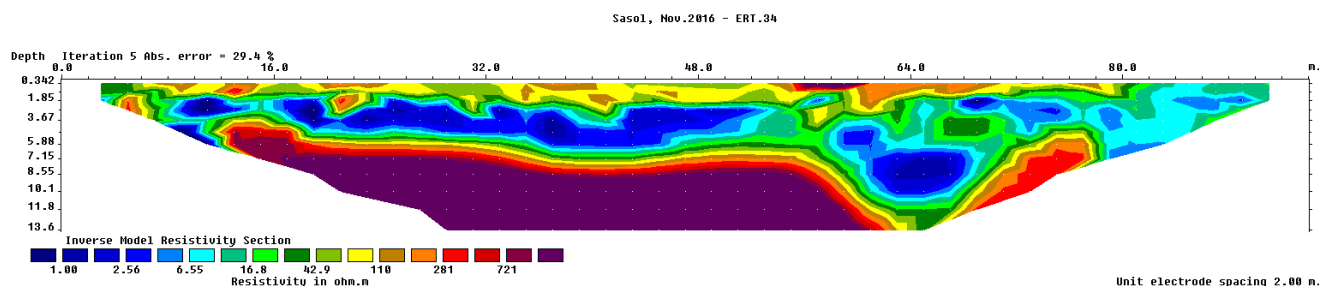


Le ricostruzioni elettrostratigrafiche effettuate nel 2015, furono interpretate con il supporto dei logs stratigrafici (sondaggi S60 e S66) che permisero di correlare le variazioni di resistività con le variazioni litologiche.

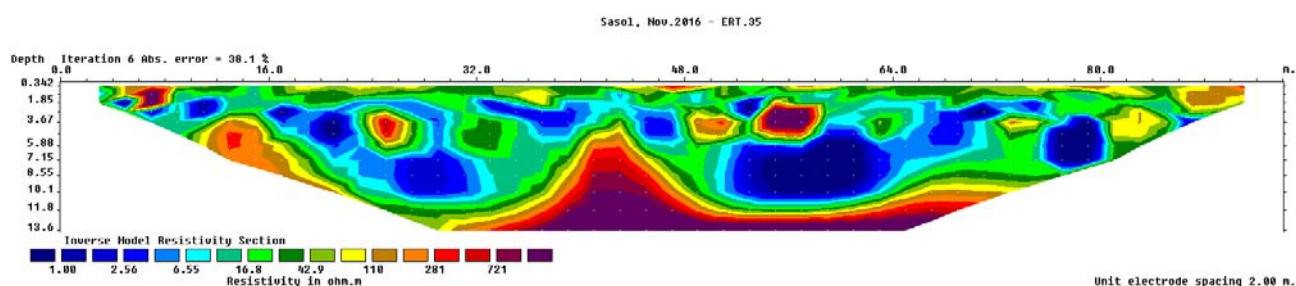
Dai dati acquisiti in 3D, non si evidenziarono problematiche correlabili a fenomeni di inquinamento.

L'elaborazione degli Ert 32 e 33 eseguite nel novembre 2016, ricostruiscono sezioni qualitativamente simile a quelle del 2015.

SERBATOI 8046-8050-ERT 34



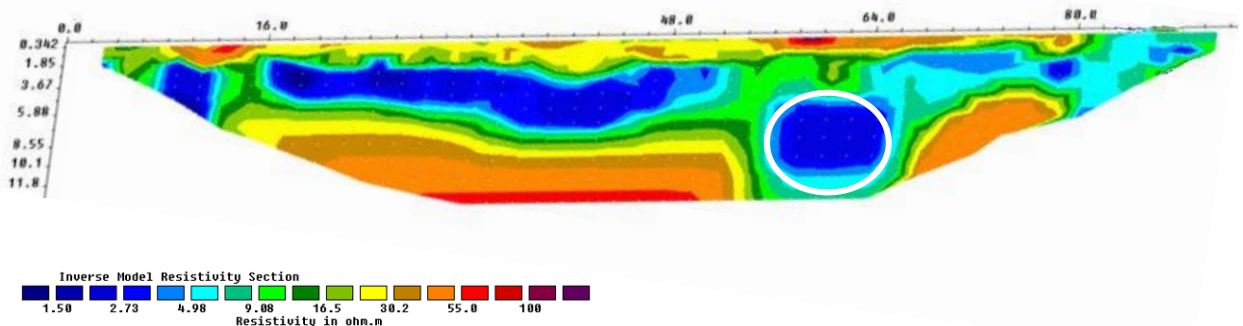
SERBATOI 8046-8050-ERT 35



L'ERT 34 è stato eseguito a valle dei serbatoi 740-720A e 722/A, mentre l'ERT 35 interseca l'ERT 34 e 36.

L'elaborazione degli Ert 34-35, eseguite nel novembre 2016, ci permettono di ricostruire sezioni qualitativamente simile a quelle realizzate nel 2015. Inoltre, i valori di resistività mediamente più alti delle misure effettuate nella campagna geofisica precedente, permettono di escludere qualsiasi problema legato ad un eventuale inquinamento.

SERBATOI 740-720A e 722/A -ERT

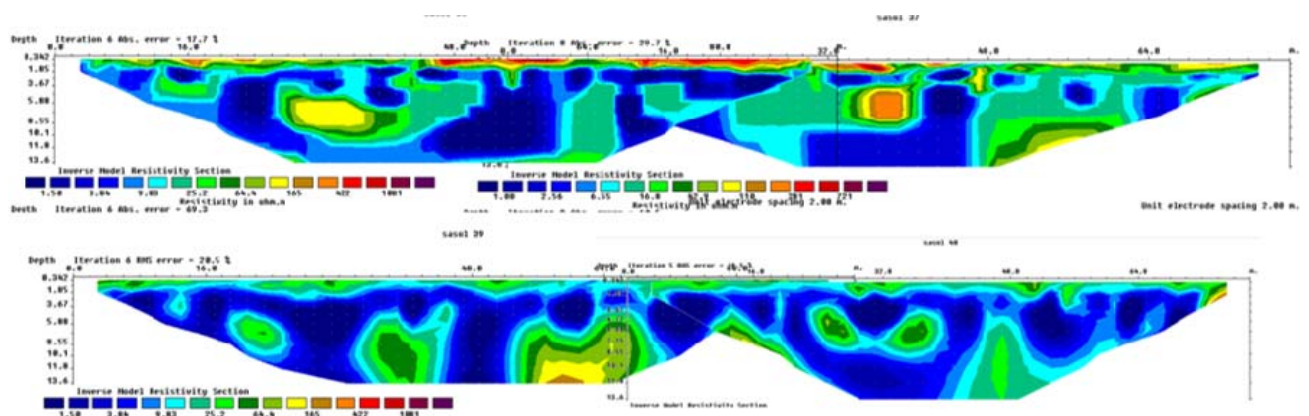


L'ERT 36 è stato eseguito a monte dei serbatoi 721/B e 723/C.

L'interpretazione definisce una stratificazione piano parallela, escludendo particolari sacche di inquinanti.

La zona evidenziata da una ellissi bianca, è da correlarsi alle litologie in posto, di origine calcarenitica.

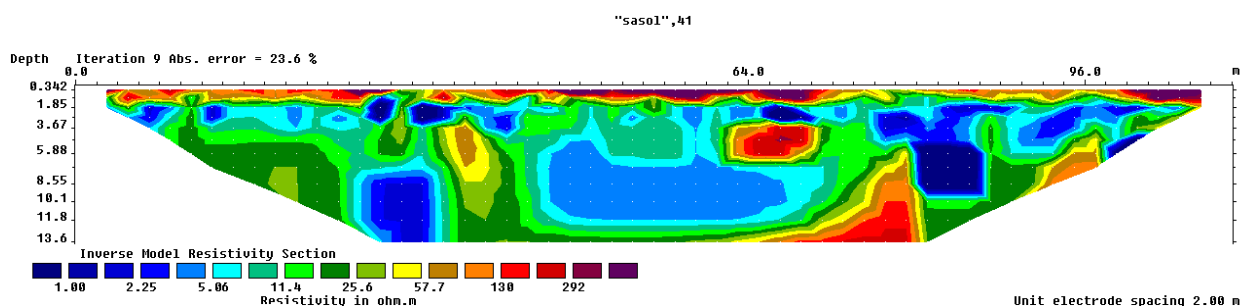
SERBATOI 801-803- 807 802-804-808-847-ERT 37 -38- 39 -40



Gli ERT 37 e 38 sono stati eseguiti a monte dei serbatoi 801-803- 807, mentre gli l'ERT 39 e 40 sono stati eseguiti a valle dei serbatoi 802-804-808-847.

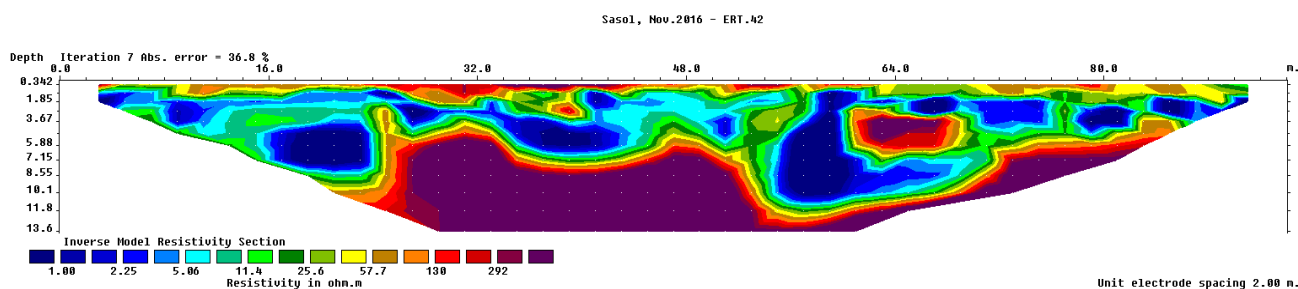
L'interpretazione dei dati, restituisce dei profili caratterizzati da un fondo conduttivo, intervallati da forme discontinue ed irregolari resistive, attribuibili probabilmente a scavi e reinterri di natura antropica e/o a interferenza con sottoservizi.

SERBATOI 825-826-827-828-829-831 ERT 41



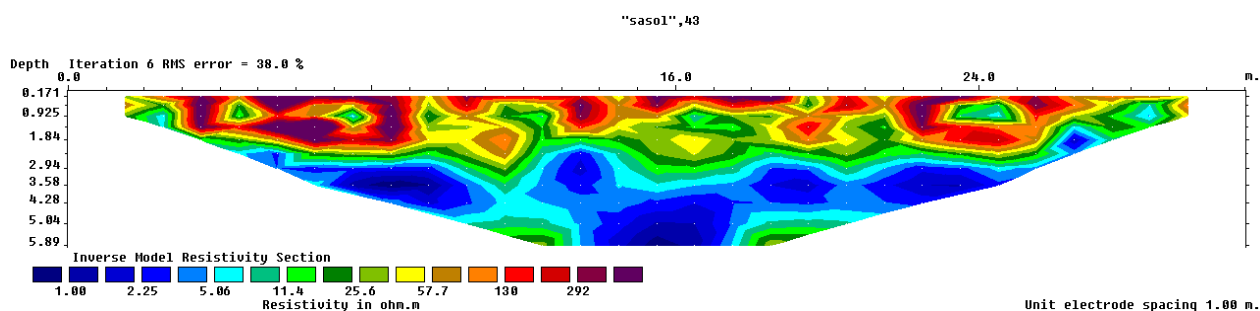
L'ERT 41 è stato eseguito a monte dei serbatoi 825-827-829, mentre l'ERT 42 è eseguito a valle dei serbatoi 826-828-831. L'interpretazione dei dati, correlati anche con i sondaggi S116-117-118 ha consentito di attribuire le forme di anomalie rinvenute a variazioni di tipo litologico.

SERBATOI 825-826-827-828-829-831 ERT 42



L'elaborazione dell' Ert 42 eseguita nel novembre 2016, ricostruisce una sezione qualitativamente simile a quella del 2015. Inoltre, i valori di resistività mediamente più alti rispetto alle misure del 2015, consentono di asserire che non vi siano problemi legati ad un eventuale inquinamento.

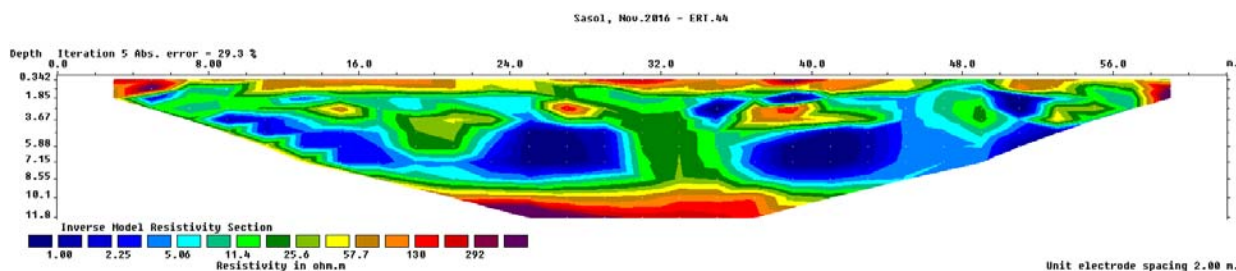
SERBATOI 851-852-ERT 43



L'ERT 43 è stato eseguito a monte dei serbatoi 851-852.

L'interpretazione dei dati, correlati anche con i sondaggi S116-117-118-P3 hanno consentito di attribuire le forme di anomalie rinvenute, a variazioni di tipo litologico.

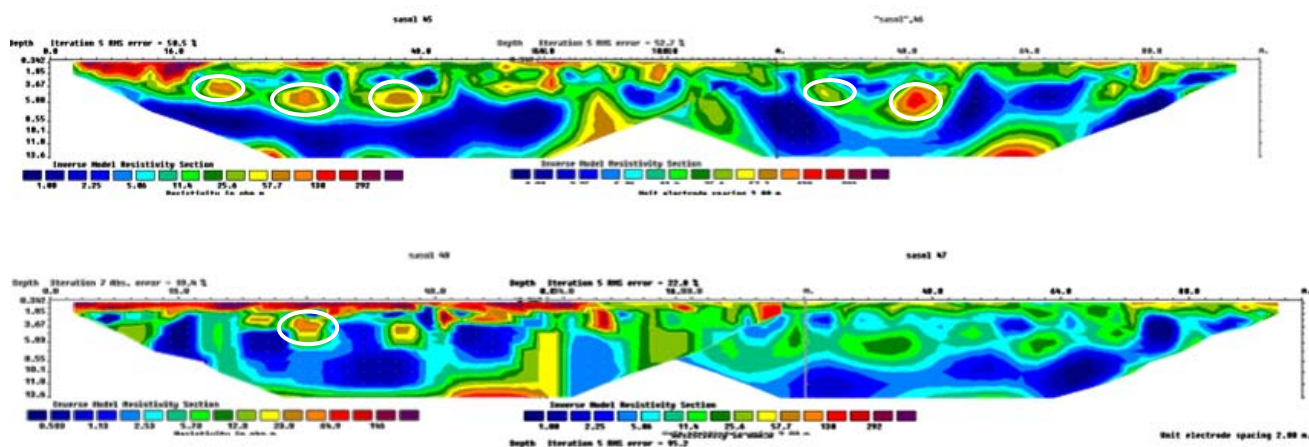
SERBATOI 851-852-ERT 44



L'ERT 44 è stato eseguito a valle dei serbatoi 851-852-853.

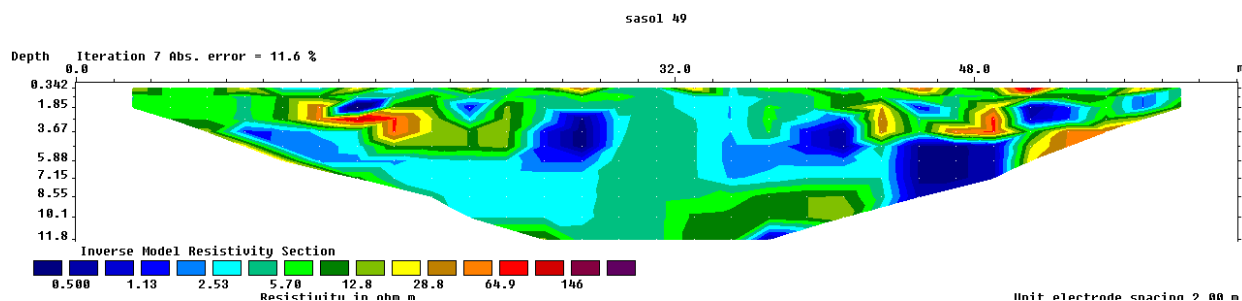
L'elaborazione dell'Ert 44 eseguita nel novembre 2016, ricostruisce una sezione qualitativamente simile a quella del 2015; le anomalie riscontrate sono di origine litologica..

SERBATOI 817-818-813-814-805-806-ERT 45-46-47-48

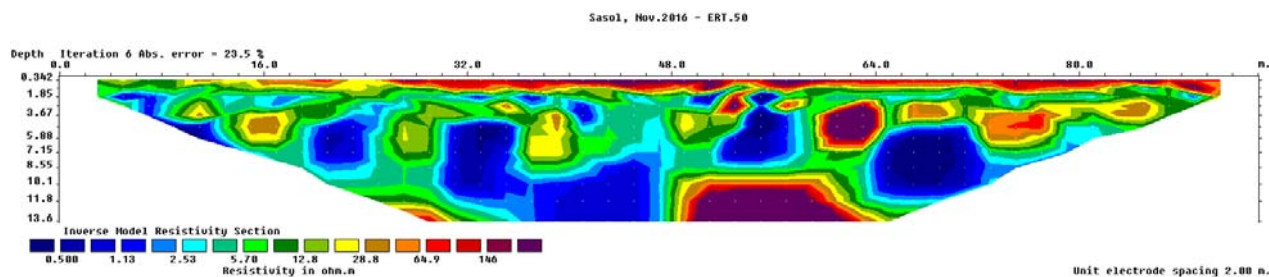


Gli ERT 45 e 46 sono stati eseguiti a monte dei serbatoi 817-818-813-814-805-806- mentre gli l'ERT 48 e 47 a valle degli stessi. Le diverse anomalie di forma circolare evidenziate dalle elissi sono correlabili a strutture di tipo antropico (vecchi canali di scolo ormai sepolti). Le variazioni di resistività laterali presenti sono correlabili alle litologie in posto, che come descritto nell'inquadramento geologico dell'area, presentano discontinuità laterali piuttosto significative.

SERBATOI 815-819-ERT 49



SERBATOI 815-819-ERT 50

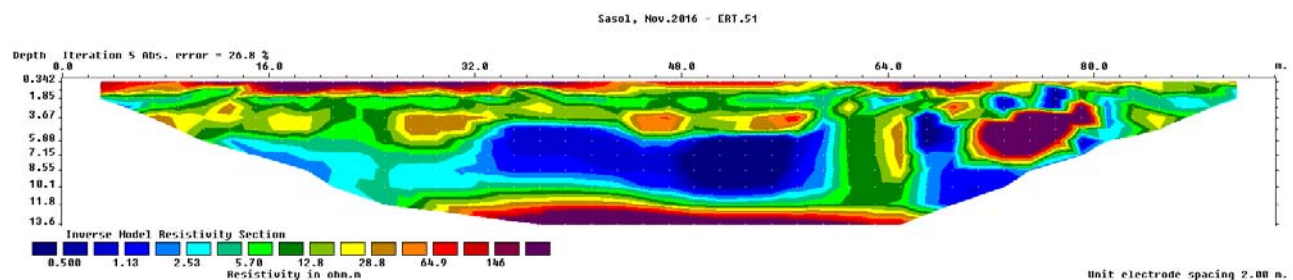


L'ERT 49 è stato eseguito a monte dei serbatoi 815-819, mentre l'ERT 50, a valle degli stessi.

I bassi valori di resistività discriminati, sia a monte che a valle dei serbatoi 815-819, nell'elettrostratigrafie effettuate del 2015, sono correlati alla presenza di acque salmastre che, che rendono le litologie particolarmente conduttive.

Inoltre, la maggiore profondità raggiunta e i valori di resistività mediamente più alti rispetto alle misure del 2015, consentono di asserire che non vi siano problemi legati ad eventuale inquinamento.

SERBATOI 816-820-830-821-822-823-824-832-833-834-835 ERT 51

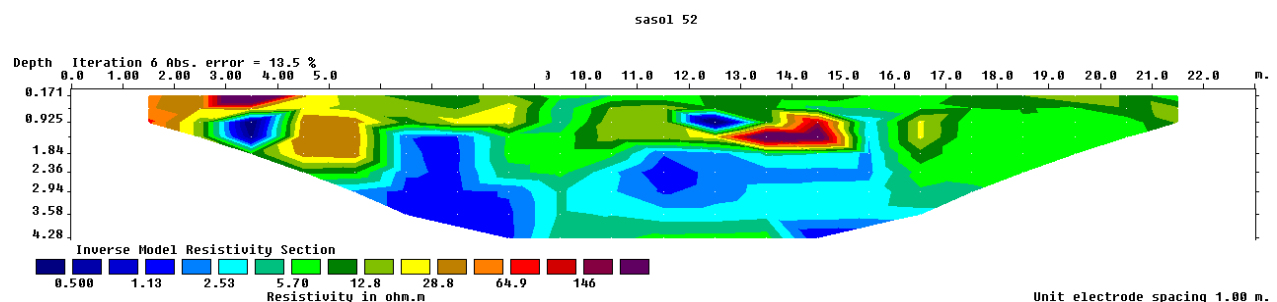


L'ERT 51 è stato eseguito a valle dei serbatoi 816-820-830-821-822-823-824-832-833-834-835.

Su tale area, è stata eseguita, anche una acquisizione tridimensionale.

I valori resistivi anomali contrassegnati con le ellissi di colore bianco, riportate nella precedente relazione, hanno confermato, la presenza dei canali di drenaggio eseguiti in epoche passate, mentre i valori particolarmente conduttivi (presenti a circa 5m di profondità) identificano terreni saturi di acque salmastre, per cui sono da escludersi presenza di aree inquinate a ridosso del profilo eseguito.

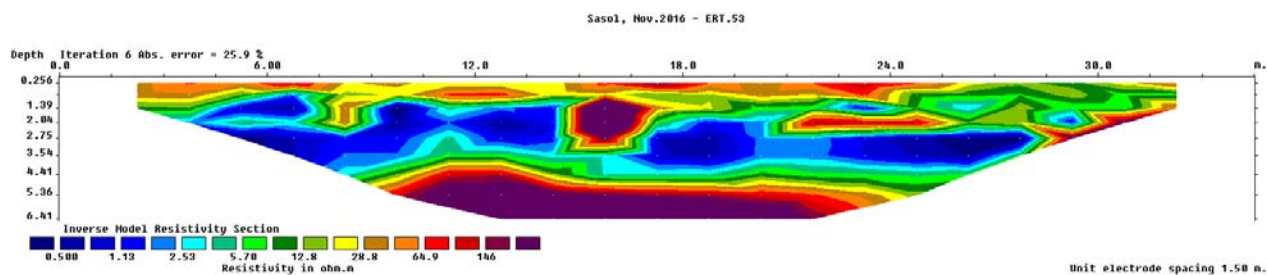
SERBATOI 849-ERT 52



L'ERT 52 è stato eseguito a monte del serbatoi 849.

La correlazione con i sondaggi S119 e S14, hanno consentito di correlare le variazioni di resistività con le variazioni litologiche.

SERBATOI 849-ERT 53



L'ERT 53 è stato eseguito a valle del serbatoi 849.

L'elaborazione eseguita nel novembre 2016, ricostruisce una sezione qualitativamente simile a quella del 2015. La maggiore profondità raggiunta ed i valori di resistività mediamente più alti rispetto alle misure del 2015, consentono di asserire che non vi siano problemi legati ad eventuale inquinamento.

5. DISPOSITIVI DI ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI IN TOMOGRAFIA 3D

La misura della resistività elettrica del sottosuolo può essere ottenuta posizionando in superficie un dispositivo quadripolare costituito da una coppia di elettrodi (detti di energizzazione), solitamente indicati con C1 e C2, e da una seconda coppia di elettrodi (detti di potenziale), indicati con P1 ed P2.

Attraverso la misura della corrente elettrica che circola nel terreno e immessa nel stesso mediante gli elettrodi di corrente (C1 C2), e misurando il potenziale che si viene a determinare ai capi degli elettrodi di potenziale (P1 P2) a causa della corrente immessa, è possibile stimare la resistività elettrica apparente (ρ_a) mediante la seguente relazione:

$$(1) \quad \rho_a = k (\Delta V/I),$$

dove k è il fattore geometrico ed è pari ad:

$$(2) \quad k = 2\pi / (1/r_1 - 1/r_2 - 1/r_3 + 1/r_4),$$

e dipende esclusivamente dalla posizione degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziale (r_1, r_2, r_3, r_4 indicano le posizioni degli elettrodi, fig. 12).

Le acquisizioni 3D possono essere fatte disponendo gli elettrodi su griglie regolari (figura 27) acquisendo i dati sia lungo le linee che sulle diagonali oppure, nel caso si abbia la necessità di acquisire al di sotto dei serbatoi ove vi è poco spazio (come nel caso oggetto di studio), gli elettrodi sono disposti ad L in modo che ripetendo due volte la L si circoscriva il manufatto oggetto di indagine (figura 28). Opportuni software consentono di costruire le sequenze di misure dei dati.

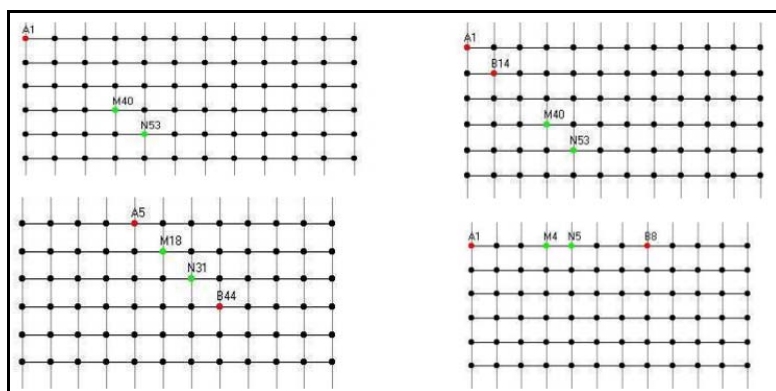


Figura 27: Schema di acquisizione 3D su griglie regolari.

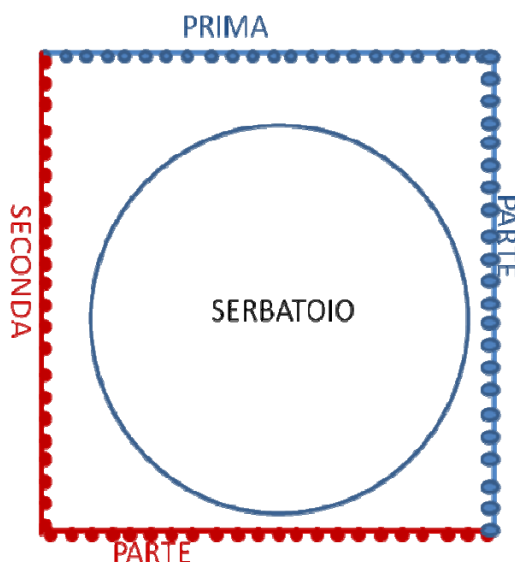


Figura 28: Schema di acquisizione 3D disponendo gli elettrodi lungo una L, ripetendo l'acquisizione due volte si circonda il serbatoio.

5.1 INVERSIONE DEI DATI – ALGORITMO DI LOKE AND BARKER

L'algoritmo di inversione utilizzato per ottenere l'andamento delle resistività reali nel sottosuolo, è quello scritto da Loke and Barker nel 1996 ed è quello più utilizzato in letteratura. Trattasi di un metodo iterativo basato sulla deconvoluzione ai minimi quadrati e sullo sviluppo in serie di Teylor arrestato al primo ordine. Con questo algoritmo i dati possono essere elaborati considerando varie tipologie di inversione. Trascurando gli aspetti teorici del metodo e delle leggi che sono alla base di tale algoritmo, è opportuno sottolineare che il primo passo da fare consiste nel definire un modello iniziale che è ottenuto discretizzando il sottosuolo in un numero di celle (fig. 12), le cui dimensioni sono legate ai parametri geometrici scelti in fase di acquisizione. Ad ogni cella, è assegnato, automaticamente dal programma o a discrezione dell'operatore, un valore di resistività reale stimato considerando i valori misurati di resistività o inserendo, se note, delle informazioni a priori relative alla zona di indagine. Definito tale modello, con l'algoritmo suddetto, è possibile valutare la risposta che si otterrebbe se il sottosuolo investigato fosse rappresentato proprio dal modello iniziale ricostruito. Quanto il sistema converge significa che il modello di sottosuolo ricostruito è prossimo a quello reale. Il dettaglio con il quale si riesce a discriminare le variazioni di resistività del sottosuolo e quindi si possono discriminare le diverse strutture o corpi presenti nel sottosuolo, dipendono dalla distanza minima tra gli elettrodi di misura. Nella discretizzazione tridimensionale, il sottosuolo è diviso in diversi strati e ogni strato è a sua volta suddiviso in celle a forma di parallelepipedo. Lo spessore di ciascuno strato si ottiene dalla seguente forma:

$$\Delta z_k = ia[1 + kc]$$

in cui i è la distanza interelettrodica, a è un coefficiente caratteristico di ciascun dispositivo elettrodico (<1) e c è un fattore di incremento (<1).

Gli elettrodi in superficie individuano i vertici della faccia superiore dei parallelepipedi del primo strato (Loke e Barker, 1996b). Normalmente sono utilizzati dei modelli in cui la larghezza delle celle è uguale alla spaziatura tra gli elettrodi adiacenti. Quando, però, in prossimità della superficie ci sono forti variazioni di resistività, per ottimizzare i risultati possono essere utilizzate delle spaziature più piccole. Naturalmente ridurre le dimensioni delle celle, significa aumentare il numero dei parametri da definire facendo aumentare il tempo di elaborazione dei dati. E' possibile verificare che, nella maggior parte dei casi, utilizzare celle di larghezza pari a metà della spaziatura tra gli elettrodi sembra dare migliori risultati; utilizzare celle di larghezza pari a 1/3 della spaziatura sono efficaci solo per gli stendimenti eseguiti con dispositivo polo-dipolo e dipolo-dipolo con valori di n molto grandi; diminuendo ancora le celle si giunge ad una instabilità nei valori del modello. Il miglior compromesso si raggiunge utilizzando, quando i dati non sono molti, nell'utilizzare una cella le cui dimensioni siano pari alla metà del passo di campionamento.

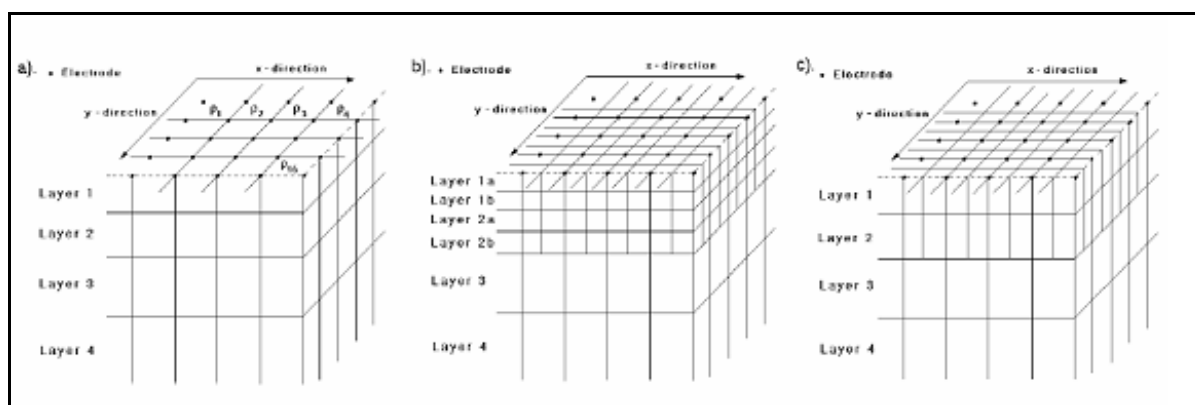


Figura 29: Tre possibili schemi di suddivisione del sottosuolo a) modello primario b) modello in cui i primi strati sono divisi sia lungo il piano orizzontale che verticale c) modello in cui i primi strati sono divisi solo secondo il piano orizzontale.

6. ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DEI DATI IN TOMOGRAFIA 3D

6.1 PARAMETRI DI ACQUISIZIONE

Per quanto specificamente attiene l'acquisizione dei dati di resistività realizzate nell'area di intervento, la committenza ha richiesto di acquisire i dati secondo lo schema definito Dipolo-Dipolo. Questa tipologia di array è caratterizzato dal fatto che il dipolo di corrente ed il dipolo di potenziale presentano la stessa distanza e , a differenza degli altri dispositivi, i due dipoli sono separati, così come riportato in figura 30. Considerato che i dipoli di corrente sono separati da quelli di potenziale, presenta il più basso valore di noise E.M. Pertanto è il dispositivo più utilizzato in letteratura sia per le misure di resistività che di polarizzazione indotta.

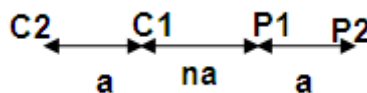


Figura 30: Dispositivo Dipolo-Dipolo

Le lunghezze delle griglie e le distanze tra gli elettrodi sono state ottimizzate in funzione dei serbatoi oggetto di intervento. Si rimanda allo specifico allegato per l'ubicazione degli stessi.

6.2 STRUMENTAZIONE UTILIZZATA

Per le misure sono stati utilizzati due georesistivimetri entrambi prodotti dalla M.A.E. srl. Trattasi di: A6000SE: strumentazione combinata MAE A6000SE rappresenta la soluzione più compatta e versatile per prospezione sismica attiva e passiva (24 canali, 24 bit) e per la prospezione geoelettrica, con tecniche quadripolo (SEV) o tomografia elettrica multi elettrodo. La tipologia di sondaggio sismico o geoelettrico da effettuare viene selezionata dal menu principale mediante un semplice tocco sul monitor a colori dotato di touch screen. Una volta impostata la modalità di acquisizione dati (misura singola o ciclo) basta la pressione di un tasto e l'acquisizione dati viene eseguita in modalità automatica dalla strumentazione. Caratteristica principale della sezione sismografo è la risoluzione di 24 bit effettivi per ogni singolo canale. Tale risultato è possibile grazie all'adozione della nuova scheda di acquisizione dati MAE 24 bit, che adotta un convertitore digitale A/D per ciascun canale di ingresso di cui è dotato il sismografo (tecnologia SST). L'adozione di tale architettura rende ideale l'A6000SE per tutte le tipologie di prospezione sismica attiva e passiva, nonché per indagini e rilievi strutturali su edifici ed opere infrastrutturali (acquisizione di vibrazioni con accelerometri o sensori sismici a bassa frequenza, indagini tomografiche). E' Inoltre possibile effettuare una prima analisi dei sismogrammi acquisiti, anche per singola onda, direttamente in campagna, visualizzando i sismogrammi molto dettagliatamente con poche

e semplici operazioni. La sezione georesistivimetro della A6000SE si caratterizza per la massima risoluzione ed accuratezza nell'indagine geoelettrica e per la grande rapidità operativa consentita dall'uso di cavi per prospezione geoelettrica ad alta resistenza dotati di 16 prese ognuno con intervalli di 2; 3; 5 o 10 metri. La strumentazione effettua la misura oppure il ciclo di misura impostato dall'utente in modalità automatica, una volta concluso il ciclo di misura i dati acquisiti possono essere immediatamente processati con i relativi software di elaborazione. Le specifiche tecniche di tale strumentazione sono le seguenti:

Misure elettriche:

Corrente in uscita:

- Regolazione automatica (4 step)
- Intensità massima: 1,2 A a 50V
- Tensioni di uscita: $\pm 50V$, $\pm 100V$, $\pm 250V$, $\pm 500V$ nominali
- Potenza massima: 60W
- Tempo di immissione: impostabile da 110ms a 30s
- Precisione della misura: $\pm 38\mu A$

Misura di potenziale:

- Auto range (4 step)
- Fondo scala massimo: 50V
- Impedenza di ingresso: 1 M Ω
- Filtro frequenza di rete: 50 Hz
- Precisione della misura: massima $\pm 38\mu V$ (nel range 0-1.25V), minima $\pm 1.53mV$ (nel range 5-50V)
- Riduzione del rumore: con media da 2 a 10 misure
- Azzeramento automatico del potenziale spontaneo
- Accuratezza della resistività misurata: $\pm 1\%$
- Caricabilità misurata su quattro finestre temporali di durata complessiva di 1.2 sec.
- Elettrodi gestibili: 256 con box di commutazione esterni
- Formati dati: TSV, CSV, DAT

X612-EM:

georesistivimetro di nuova concezione per misure di resistività, Tomografia Elettrica Multielettrodo, misura dei potenziali spontanei, caricabilità, polarizzazione indotta (I.P.) o S.E.V. (Sondaggio Elettrico Verticale). La strumentazione integra al suo interno tutto il necessario per effettuare prospezione geoelettrica SEV e multielettrodo con 72 o 96 elettrodi integrati. E' tuttavia possibile aumentare il numero di elettrodi gestibili dalla macchina tramite box di espansione esterni da 24 o 48 elettrodi ciascuno, permettendo di arrivare a gestire 288 elettrodi o superiori. Caratteristica principale di questa strumentazione è l' altissima velocità di esecuzione dei sondaggi, sia 2D che 3D, resa possibile dall'adozione di una nuova ed innovativa piattaforma di acquisizione dati che rende possibile l'acquisizione dati simultanea sulla quasi totalità dei canali che equipaggiano la strumentazione. La X612-EM+ è dotata della funzione "preview" che consente all'utente di visualizzare una anteprima della pseudosezione derivata dal treno di dati appena acquisiti direttamente in campagna. L'utilizzo di questa funzione consente all'operatore la verifica immediata dei dati registrati. La strumentazione effettua la misura oppure il ciclo di misura impostato dall'utente in modalità automatica. Una volta concluso il ciclo di misura i dati acquisiti possono essere immediatamente visualizzati tramite la funzione "preview", il cui utilizzo consente all'operatore la verifica immediata dei dati registrati, e processati con i relativi software di elaborazione dati. La potenza di 250 Watt del generatore interno può essere incrementata fino a 600 Watt con l'utilizzo di un generatore esterno opzionale. La registrazione e il salvataggio dei dati avviene su memoria Disk on Module interna o su disk on key USB. L'unità è totalmente computerizzata e tutte le funzioni operative vengono selezionate toccando semplicemente il menù corrispondente sul monitor LCD a colori transflettivo 12,2" con touch screen integrato. Le specifiche tecniche di tale strumento sono sintetizzate di seguito.

Corrente in uscita:

- Regolazione automatica (5 step)
- Intensità massima: 5 A a 50V
- Tensioni di uscita: $\pm 50V$, $\pm 100V$, $\pm 250V$, $\pm 500V$, $\pm 800V$ (950V con generatore esterno opzionale)
- Potenza massima: 250W (600W con generatore esterno opzionale)
- Tempo di immissione: impostabile a partire da 0,25 sec. (visualizzazione grafica dell'onda impostata)
- Precisione della misura: $\pm 0,2\mu A$

Misura di potenziale:

- Misura simultanea su tutti i canali impostati
- Auto range
- Fondo scala massimo: $\pm 25V$
- Impedenza di ingresso: 2,5 MOHM
- Filtro frequenza di rete: 50 Hz
- Protezione: superiore
- Precisione della misura: $\pm 1,5\mu V$ nel range $\pm 25V$
- Riduzione del rumore: con media da 2 a 10 misure
- Azzeramento automatico del potenziale spontaneo
- Accuratezza della resistività misurata: $\pm 0,5\%$
- Caricabilità misurata su quattro finestre temporali di durata complessiva di 1,2 sec.

Generali:

- Visualizzazione della pseudo sezione in tempo reale
- Elettrodi gestibili: 72 o 96 senza espansione, espansioni con box da 24 o 48
- Alimentazione: 12V DC, fornita da apposito power box con batterie da 24Ah.
- Assorbimento medio: 2,5A, 20A di picco
- Formati dei dati: TSV, CSV, DAT
- Interfacce disponibili: LAN, USB, VGA
- Sistema Operativo: Windows Embedded Standard
- Condizioni ambientali di funzionamento: -20/90 °C
- Display: LCD 12.2" con touch-screen integrato optical bonding
- Dimensioni e peso: 51x39x23 cm, 12 Kg (cavi e sensori esclusi)

E' possibile realizzare diverse sequenze di acquisizioni in quanto il software dello strumento è in grado di leggere dei file di testo opportunamente sviluppati. Nello specifico caso in studio gli scriventi hanno schematizzato una opportuna sequenza che ha consentito di ottimizzare il numero di misure con i tempi di realizzazione degli stessi.

7. ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI MODELLI ELETTRO STRATIGRAFICI IN TOMOGRAFIA 3D

Dopo aver eseguito la somma dei dati acquisiti lungo le diverse L e dopo un opportuno filtraggio degli stessi volto ad eliminare alcuni spike, i dati sono stati elaborati con l'algoritmo di inversione di Loke and Barker descritto precedentemente scegliendo le stesse parametrizzazione utilizzate per l'inversione dei dati 2D.

I modelli di resistività sono riportati negli specifici allegati. Di seguito si riportano i modelli di resistività eseguiti a ridosso dei diversi serbatoi analizzati al fine di fornire una dettagliata ricostruzione di quanto esaminato. Si precisa che la complessità litologica presente nel sito di indagine, rende l'interpretazione elettro stratigrafica più complessa ma comunque in grado di identificare anomalie eventualmente accertabili da indagini future. Si precisa che la rappresentazione dei diversi elaborati 3D è stata fatta ricostruendo gli andamenti delle resistività alle profondità riportate a lato di ciascuna slide ricostruita

SERBATOIO 8002

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.5 m . Come si evince dai sondaggi geognostici S45 – S59 e P012, nell’area di monte sono presenti due livelli di calcareniti (resistivi) osservabili fino alla profondità di 8m, mentre a valle fino a 3m. Al disotto della zona corrispondente al serbatoio 8002 si rinvencono aree relativamente più resistive correlabili alle variazioni di spessore delle calcareniti. Pertanto, l’anomalia riscontrata lungo il profilo di valle (Ert 19/2D) è correlabile con le variazioni litologiche dell’area; non sono state evidenziate zone di flusso a partire dal serbatoio.

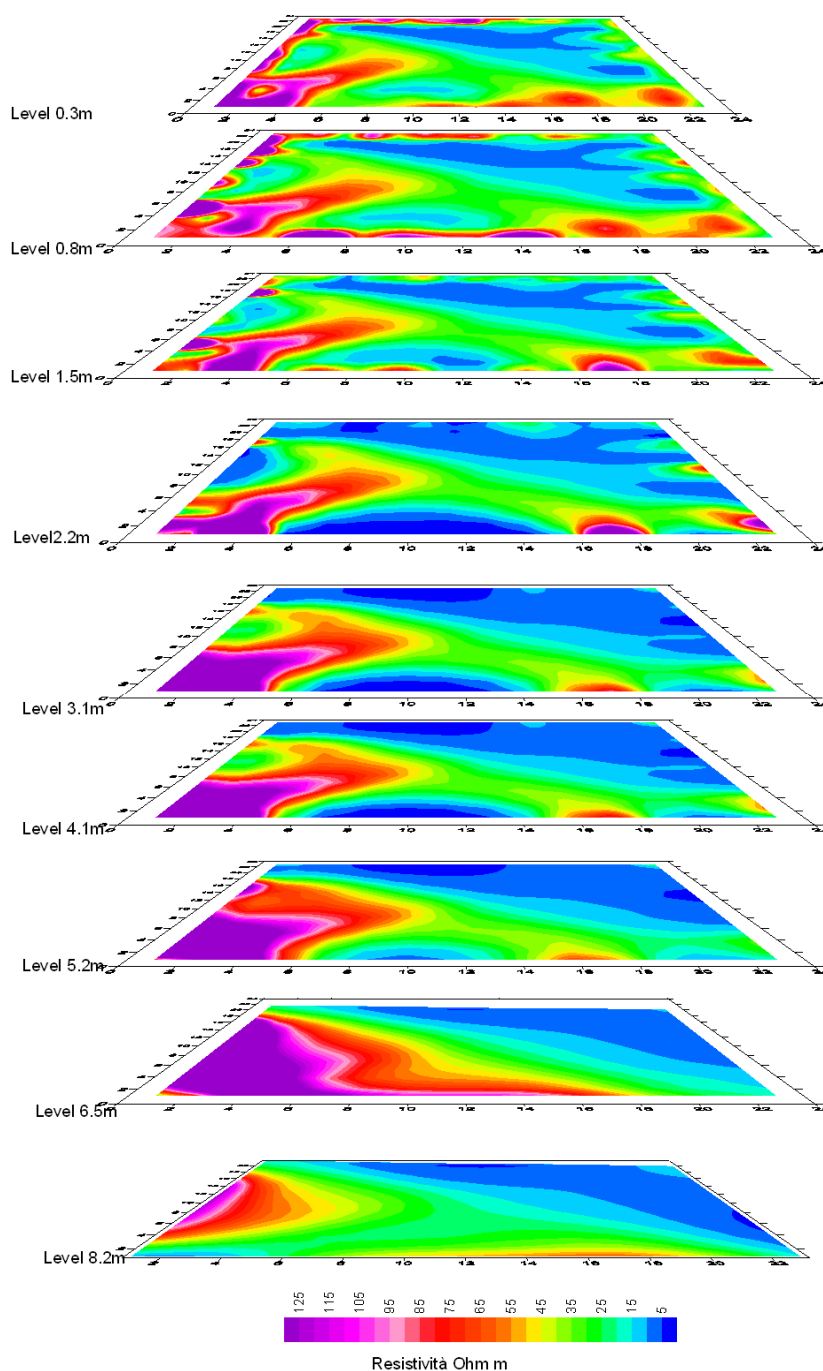


Figura 31: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 8002

SERBATOIO 8001

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.5 m. Come si evince dalla comparazione tra sondaggi geognostici S45, S59, P012 e gli elettrostrati, nella zona di monte sono presenti due livelli di calcareniti (resistivi) che si spingono fino alla profondità di 8m da p.c., mentre a valle le calcareniti sono presenti fino a 3m. Al disotto della zona corrispondente al serbatoio 8001 si rinvenivano aree relativamente più resistive correlabili alle variazioni di spessore delle calcareniti. Pertanto, l’anomalia riscontrata lungo il profilo di valle (Ert 19/2D) è correlabile con le variazioni litologiche dell’area; pertanto, non si evidenziano zone di flusso a partire dal serbatoio.

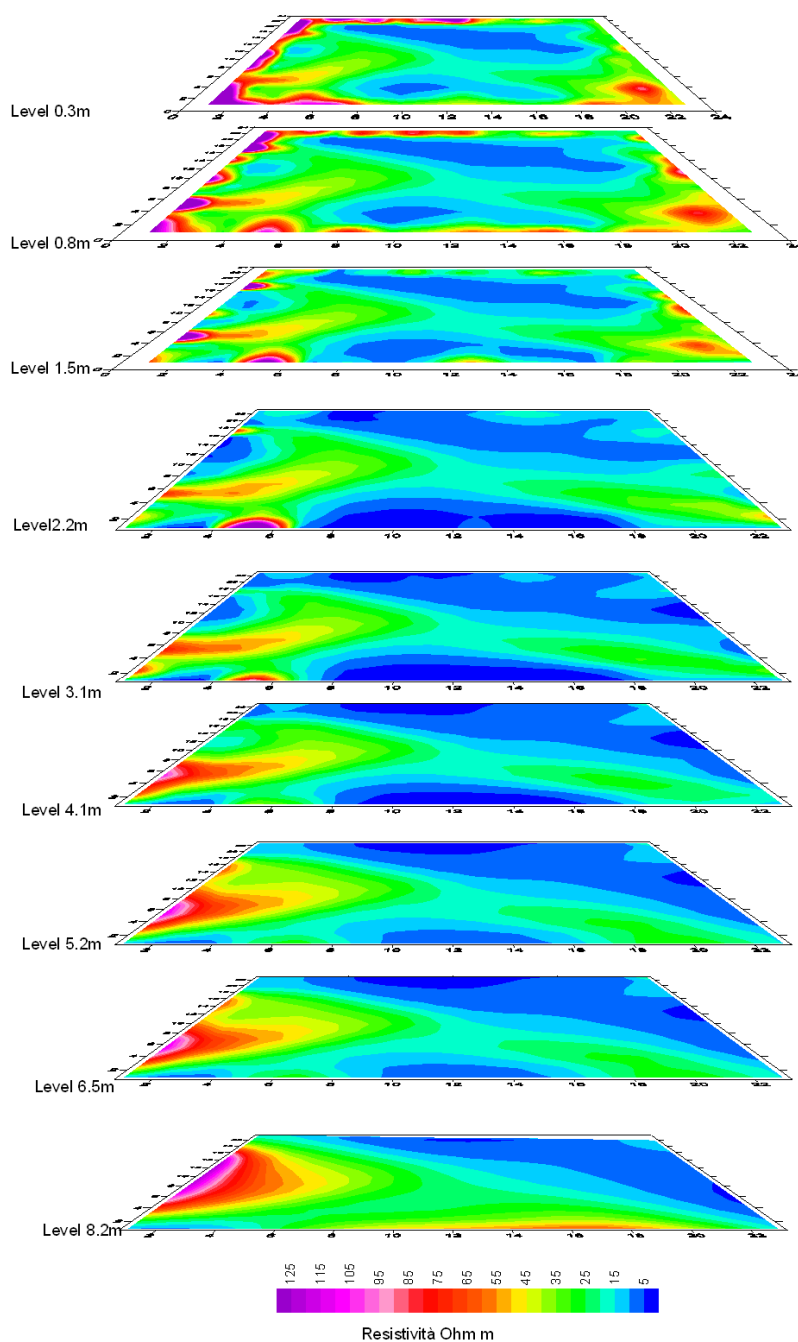


Figura 32: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 8001

SERBATOIO 8035

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 2.5 m.

L’elettro strato più resistivo individuato a partire dal piano campagna, escludendo eventuali interventi antropici, è da correlarsi al livello calcarenitico e alle sabbie, come documentato dai sondaggi geognostici consultati. I materiali argillosi individuabili nella porzione destra del grafico, sono associabili ad elettrostrati più conduttivi. Non si notano particolari forme correlabili ad infiltrazioni.

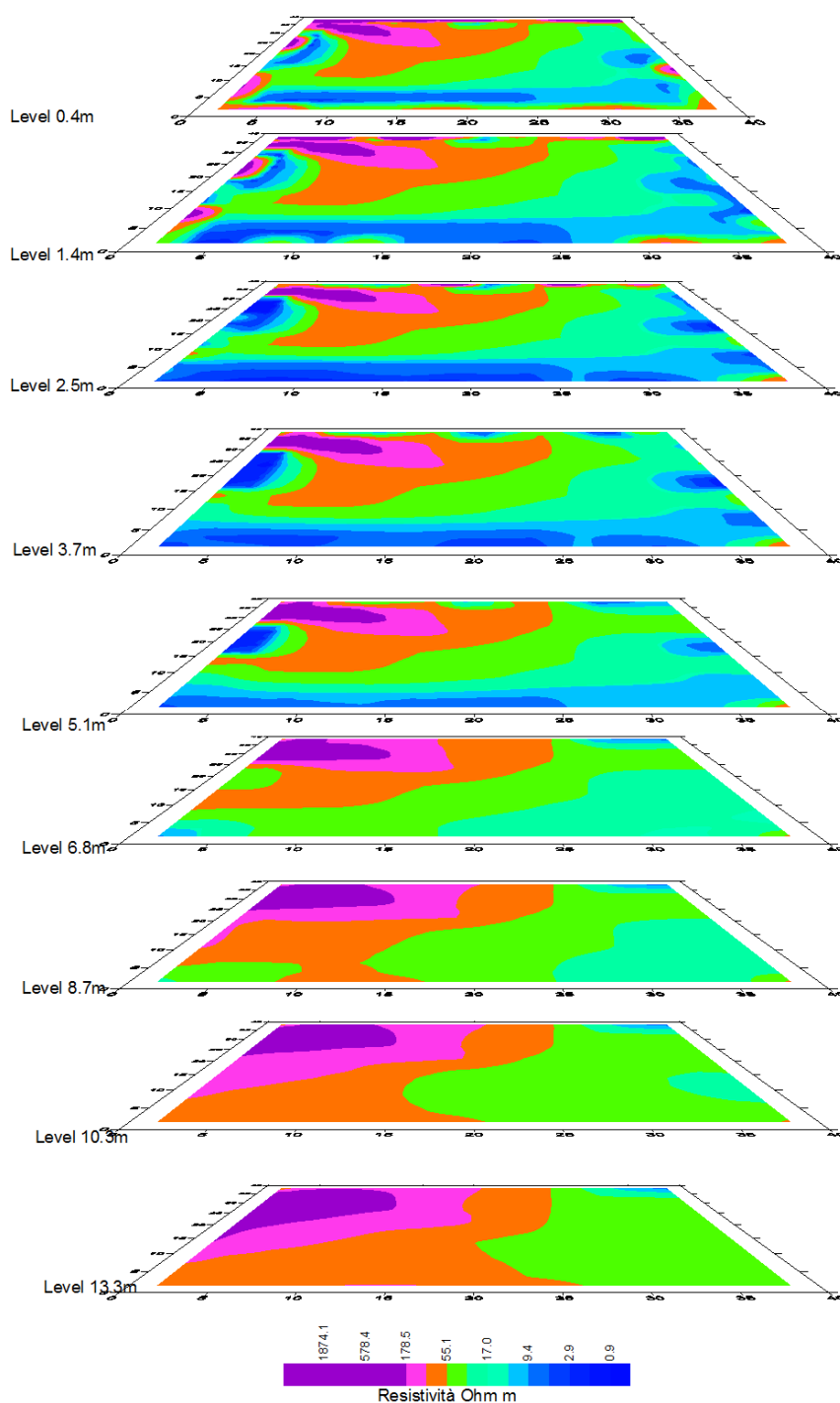


Figura 33: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 8035

SERBATOIO 8036

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 2.5 m.

Il resistivo individuato nelle porzioni di destra delle slide, è da associare al resistivo evidenziato dall’ERT.4 (probabile gradino morfologico costituito da calcareniti), mentre la porzione di sinistra conduttiva è da associare ai materiali argillosi. Non si notano forme associabili a fenomeni di contaminazione.

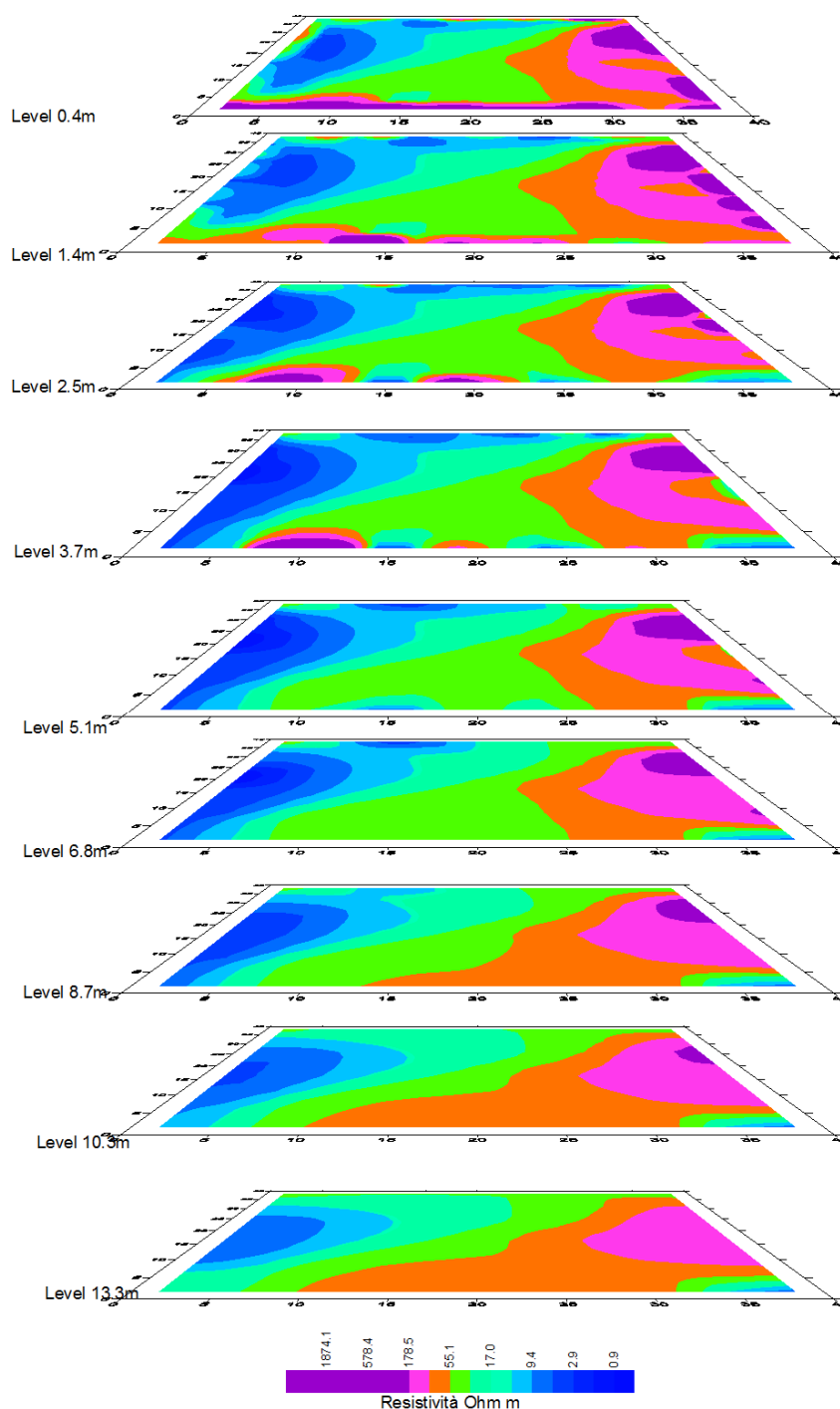


Figura 34: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 8036

SERBATOIO 8043

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 3.0 m.

La forma sub-circolare e ad imbuto che si rinviene fin dai primi livelli, escludendo eventuali forme dovute ad interventi antropici, può essere correlata da un'anomalia resistiva dovuta alla lente di sabbia.

Inoltre, gli stessi valori di resistività riscontrati nei livelli più profondi sono correlabile a litologie più resistenti, come si evince negli ERT. 1 e 3.

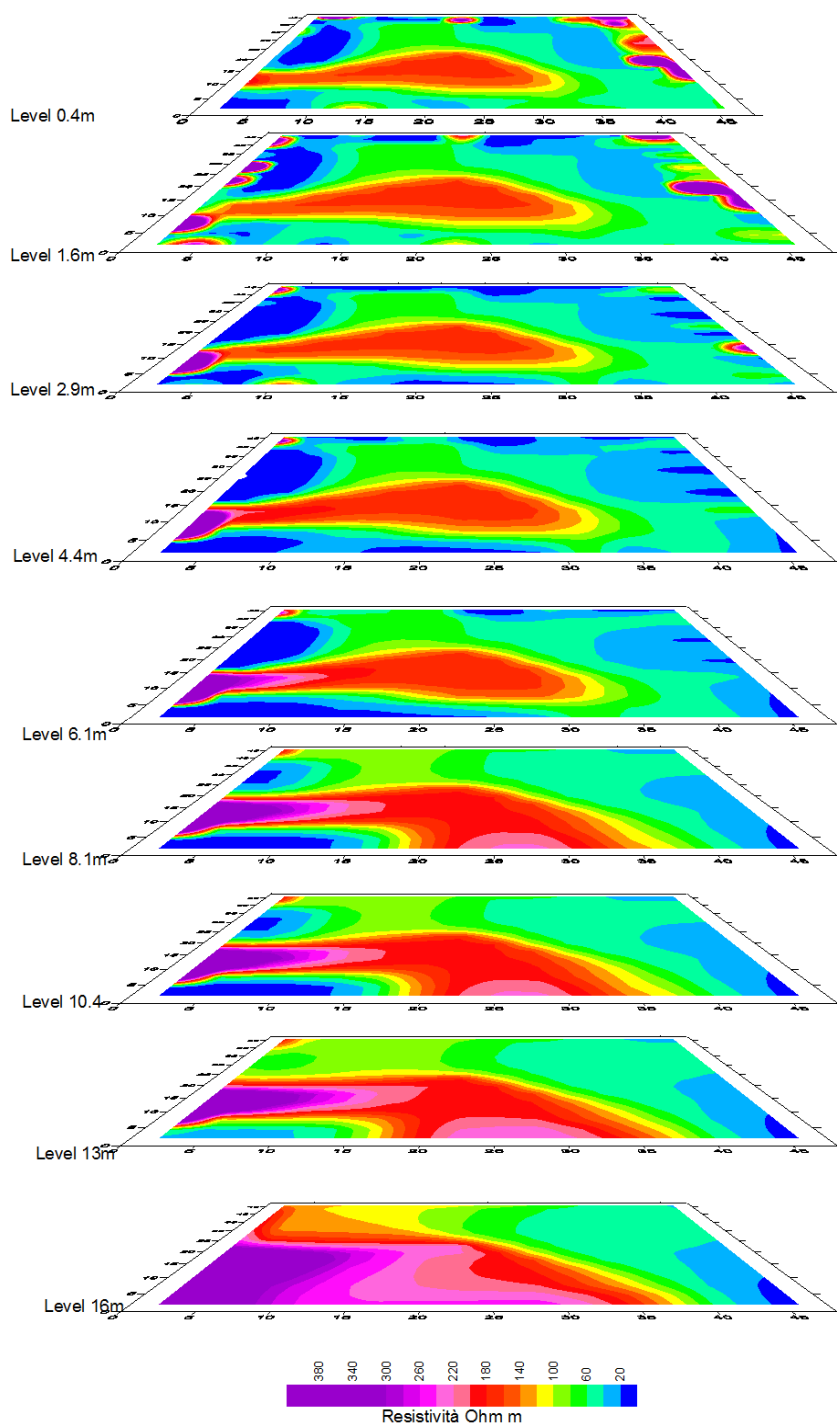


Figura 35: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 8043

SERBATOIO 806

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m.

Gli isostrati con elevati valori resistivi presenti fino alla profondità di 2.0 m, sono correlabili al materiale di riporto che circonda il serbatoio, mentre in profondità prevalgono litologie caratterizzate da basse resistività. Non vi sono isoressistive al di sotto del serbatoio che possano indicarci fenomeni di contaminazione.

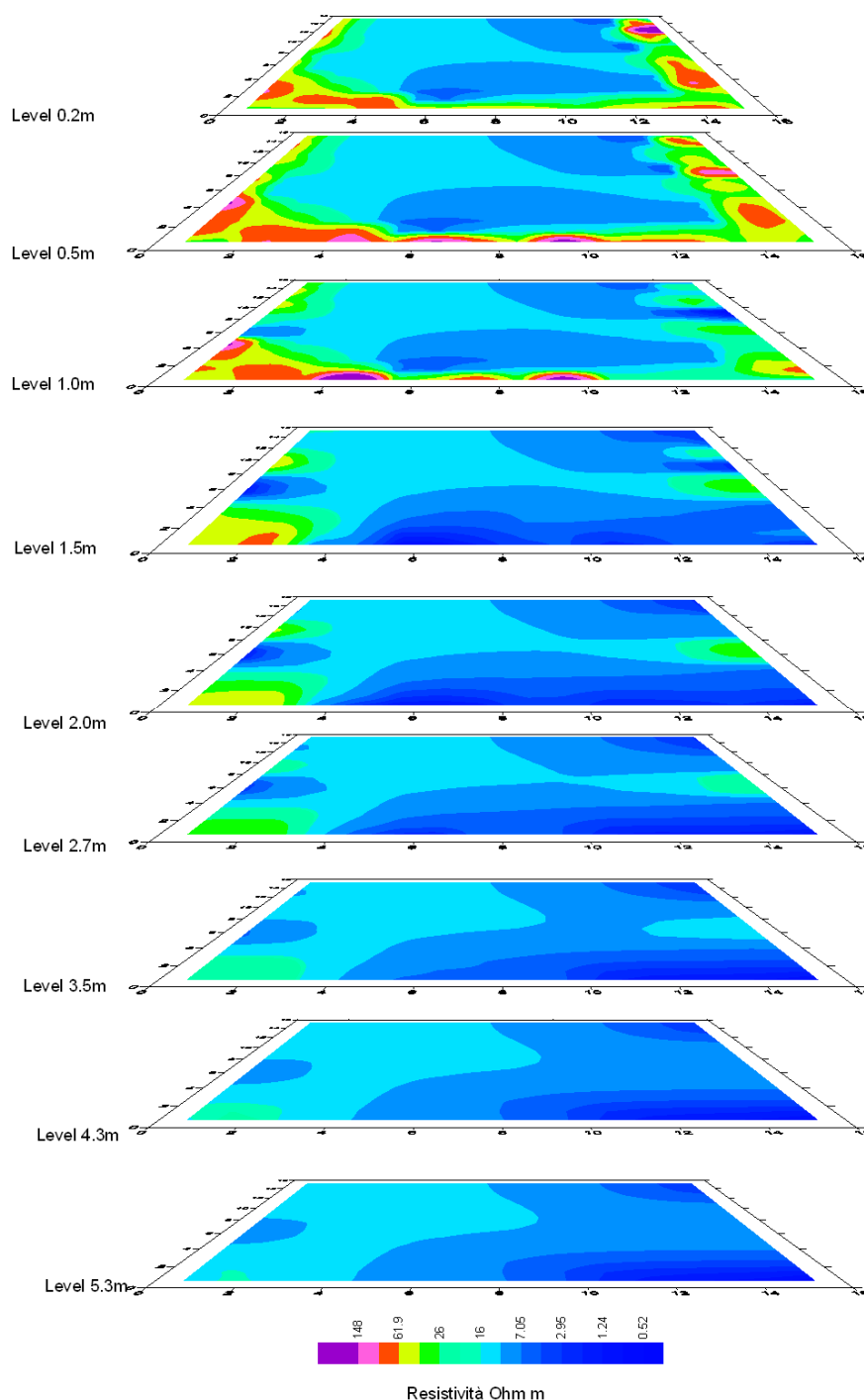


Figura 36: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 806

SERBATOIO 805

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m.

E’ presente un livello superficiale ad elevata resistività (materiali di riporto) seguito da un conduttivo (materiali argillosi). L’anomalia resistiva di forma circolare, riscontrata nella precedente campagna geofisica, conferma la presenza di acqua “imprigionata” nelle ghiaie di riporto utilizzate per la posa del serbatoio che lentamente drenano verso il basso, all’interno del terreno vegetale (impermeabile relativo), come riscontrato nei sondaggi geognostici visionati.

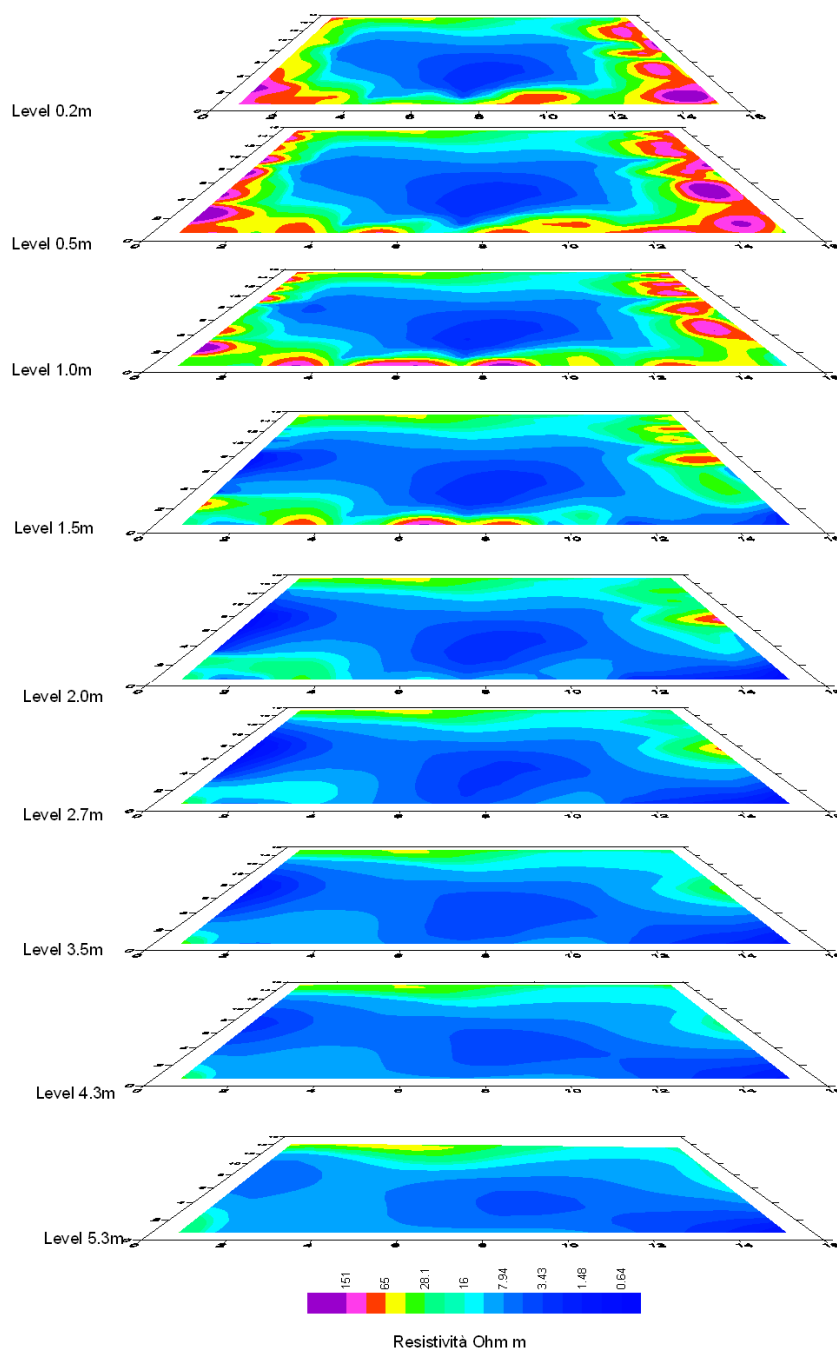


Figura 37: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 805

SERBATOIO 832-833-834-835

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 2.0 m in modo da circoscrivere i serbatoi 832-833-844-835.

Durante tale indagine sono state riconfermate, delle forme resistive superficiali associabili a materiali di riporto e, un’anomalia resistiva, ascrivibile a limi argillosi ed argille, come individuato nei sondaggi geognostici realizzati nelle vicinanze dei serbatoi, che si estende in profondità nella porzione a monte delle slide.

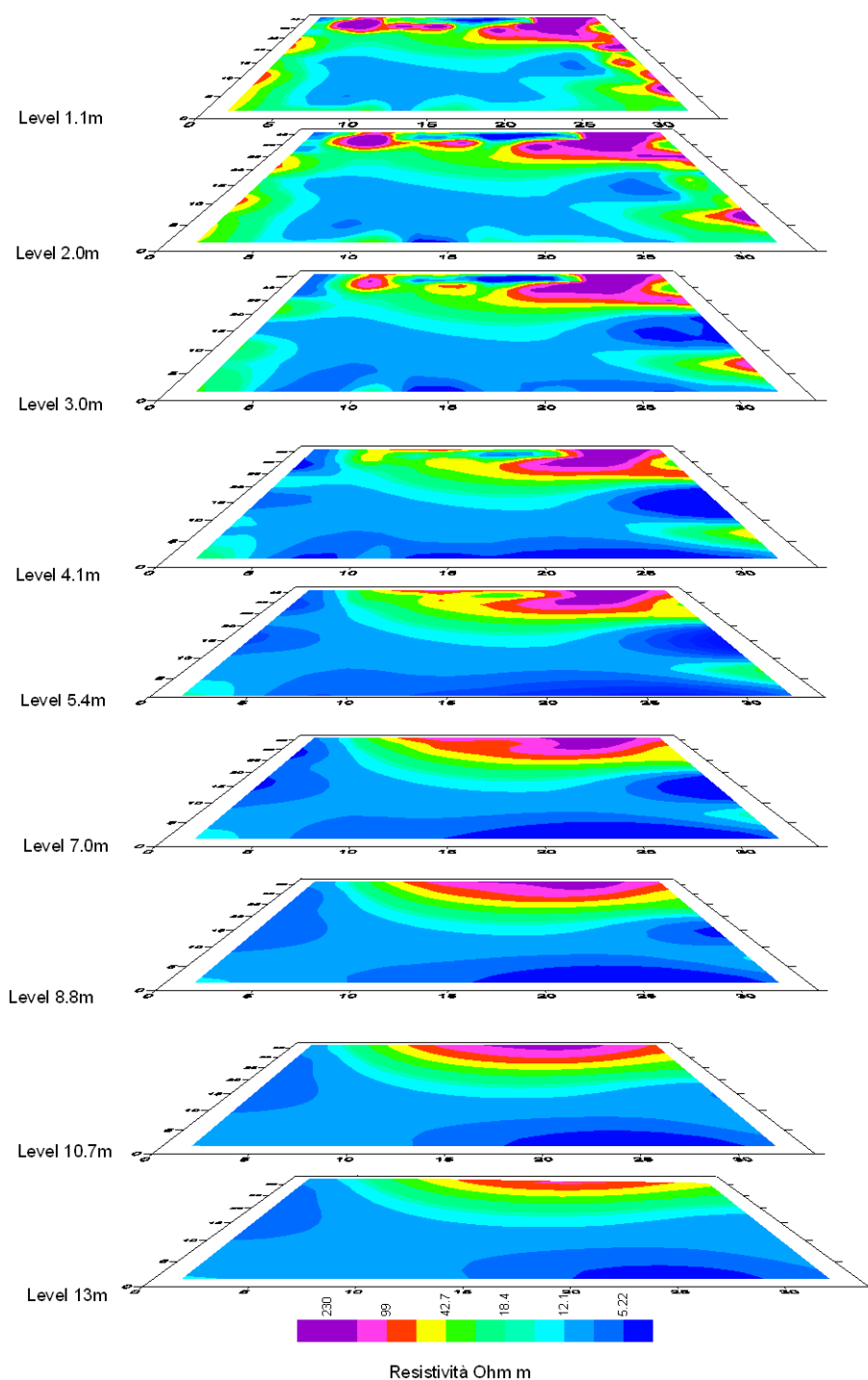


Figura 38: Visualizzazione tridimensionale dei dati acquisiti a ridosso del serbatoio 832-833-834-835

SERBATOIO 821-823-822-824

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 2.0 m in modo da circoscrivere i serbatoi 821-822-823-824.

Le interpretazioni 3D degli elettrostrati, confermano piccole forme di bassa resistività superficiale, associabili a materiali di riporto ed in profondità, da limi argillosi ed argille, come comprovato dai sondaggi geognostici realizzati nelle vicinanze dei serbatoi.

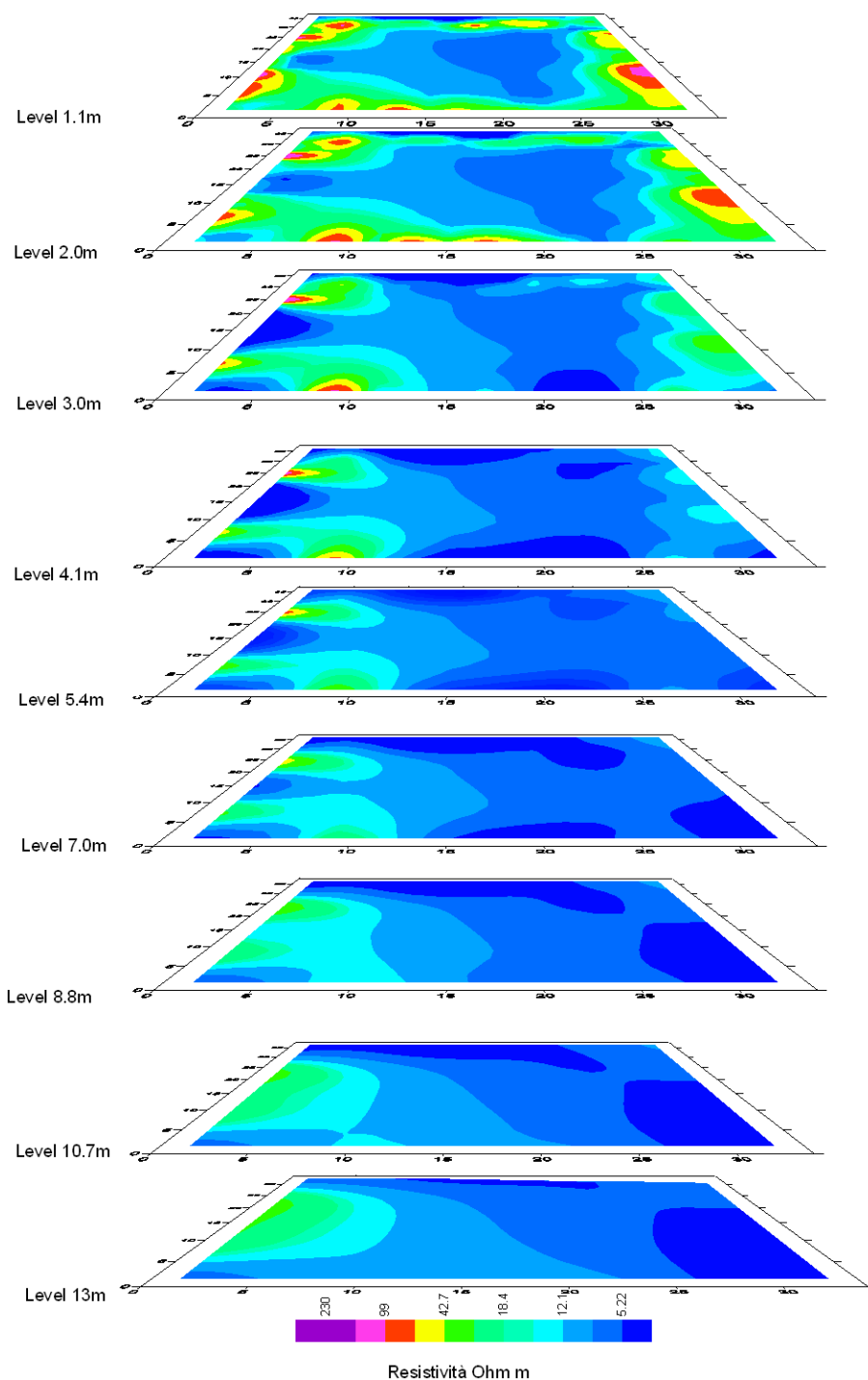


Figura 39: Visualizzazione 3D ricostruita lungo i serbatoi 821-822-823-824

SERBATOIO 8046

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m in modo da circoscrivere il serbatoio 8046. Anche in questa indagine geofisica, si riconfermano valori di resistività, correlabili a terreni particolarmente saturi.

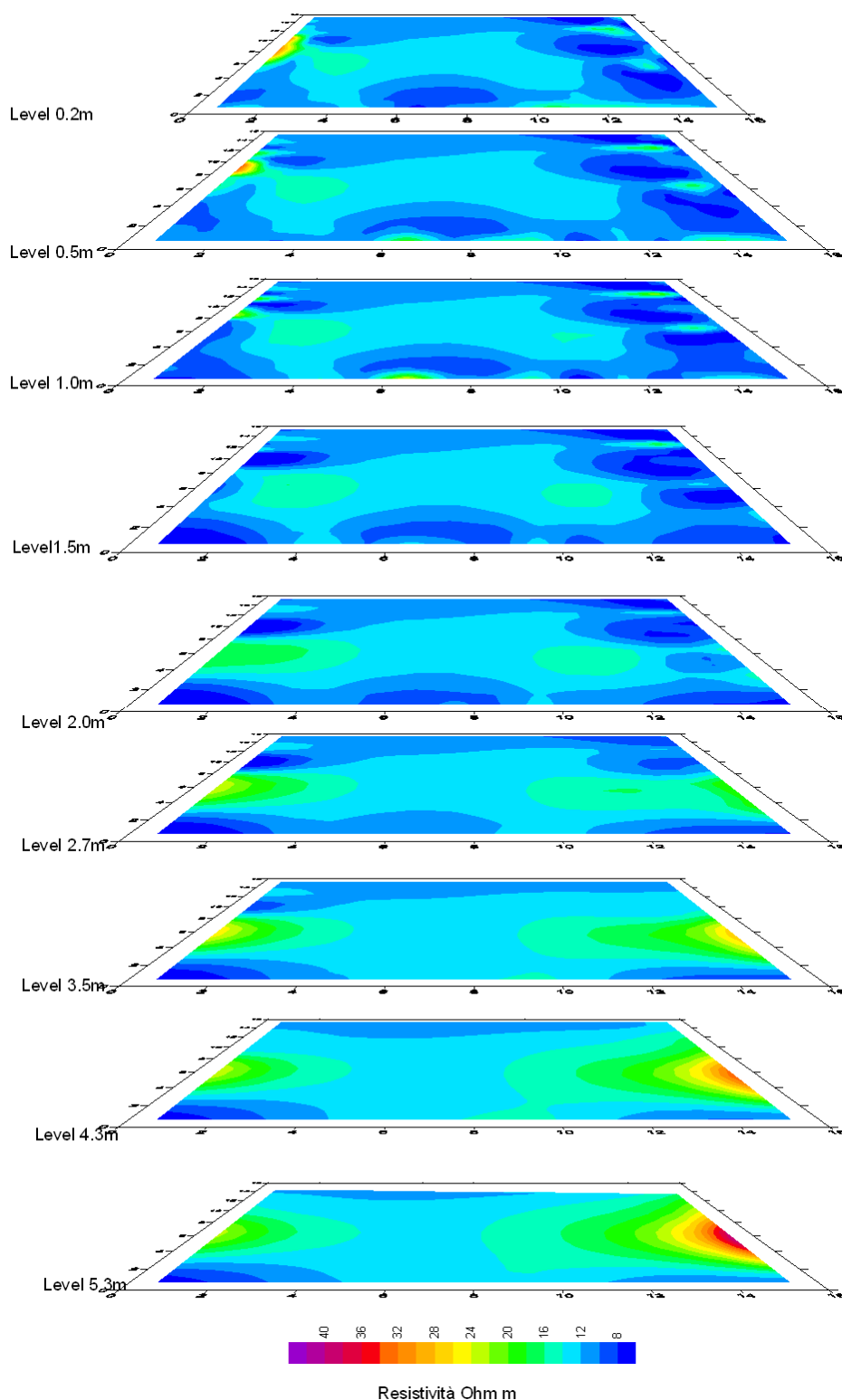


Figura 40: Visualizzazione 3D dei dati acquisiti lungo il serbatoio 8046

SERBATOIO 849

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m in modo da circoscrivere il serbatoio 849. Si riconferma la presenza di materiali di riporto resistivi che circondano il serbatoio poggiante su materiali conduttivi, fino a livelli più profondi.

Nella porzione Est della slide si evidenziano valori elevati di resistività dovuti alla presenza di materiale di riporto contenenti frammenti di argilla. Si riconfermano i fenomeni di ingressione marina nell’area Sud del parco serbatoi, in quanto confinante con il fiume Marcellino.

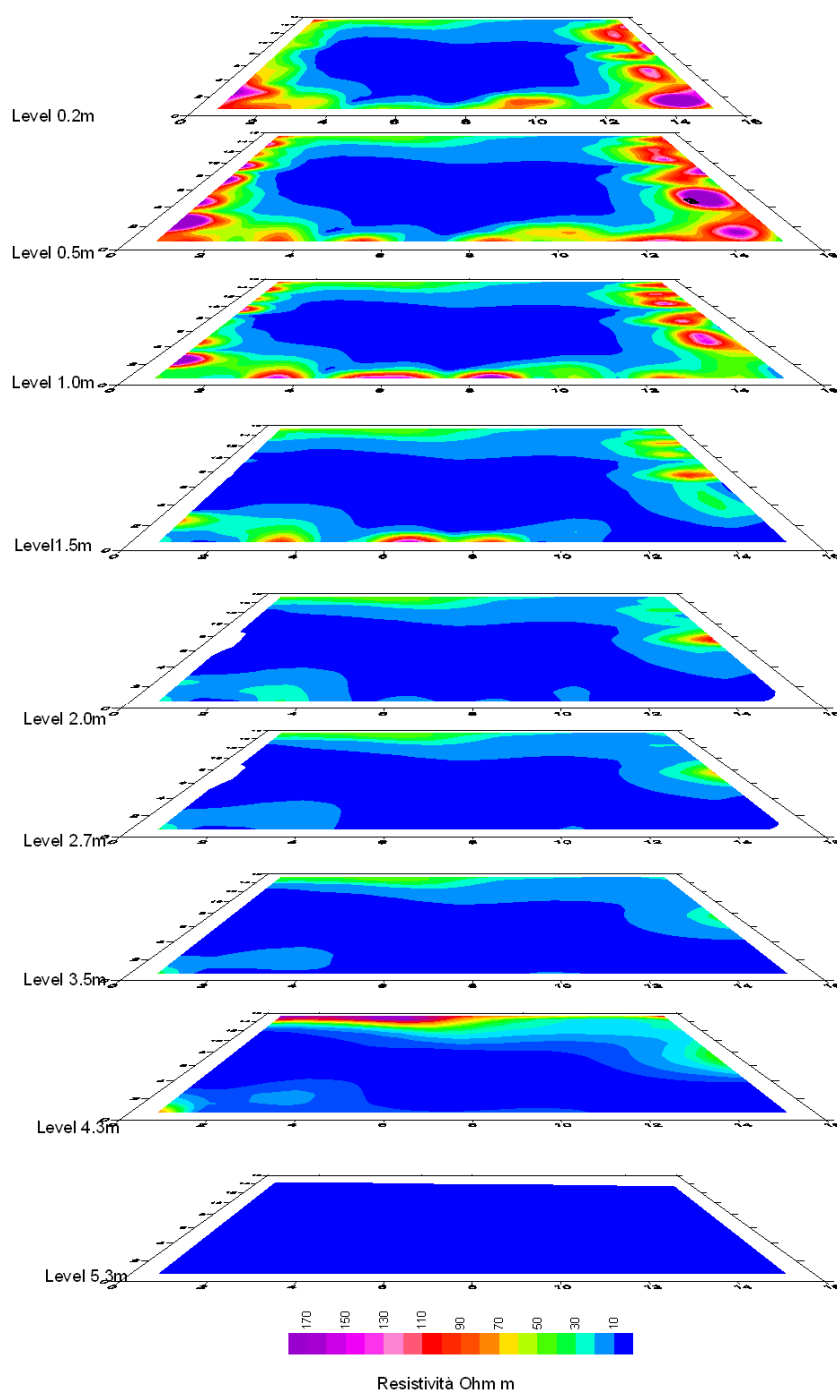


Figura 41: Visualizzazione 3D ricostruita lungo il serbatoio 849

SERBATOIO 8048

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m in modo da circoscrivere il serbatoio 8048. La presenza di calcareniti sia all’interno che all’esterno del bacino di contenimento, determinano la prevalenza di valori bassi di resistività. Vista l’omogeneità della resistività, non si riscontrano anomalie dovute a contaminazione.

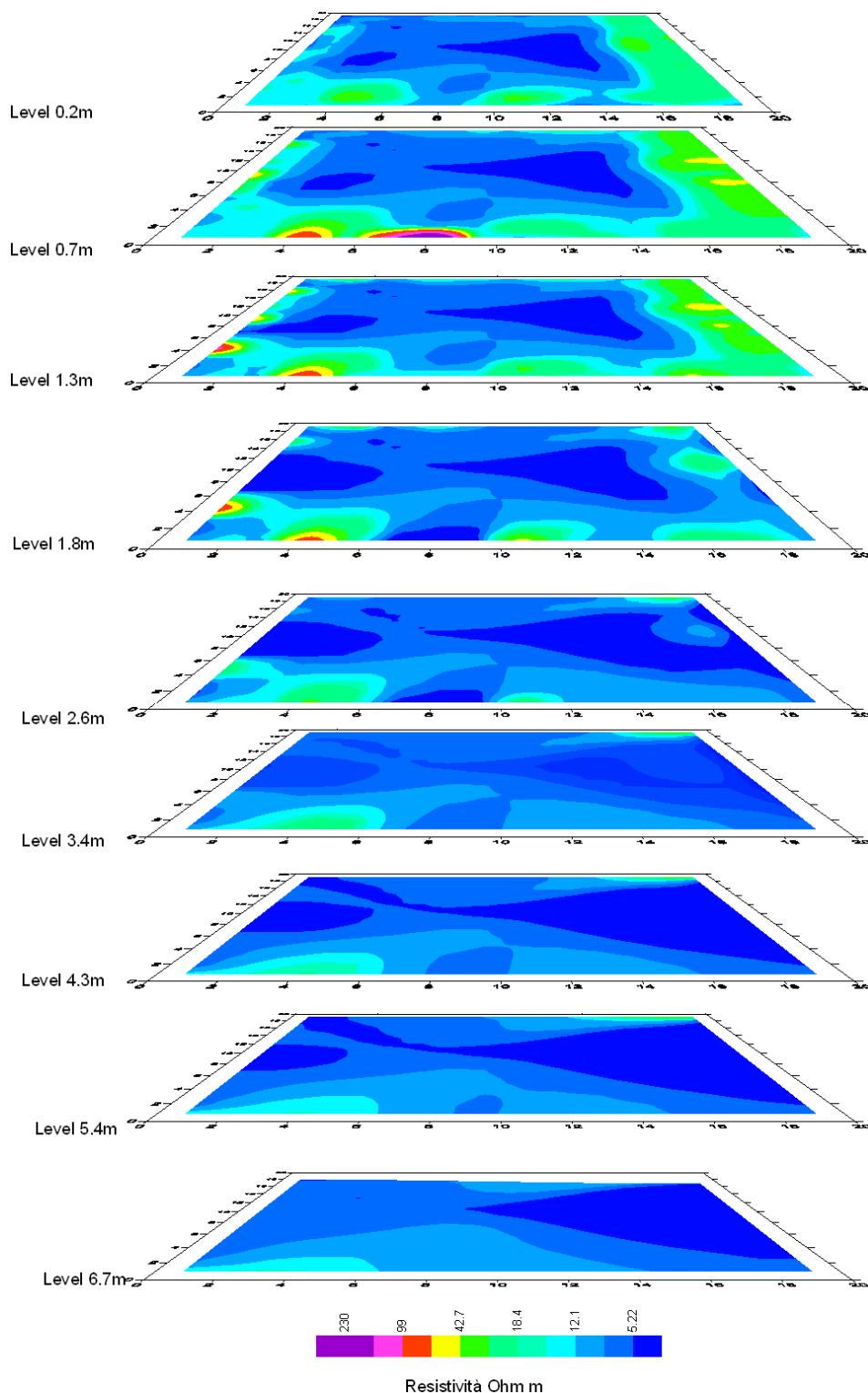


Figura 42: Visualizzazione 3D ricostruita lungo il serbatoio 8048

SERBATOIO 820

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m in modo da circoscrivere il serbatoio 820. Le slide, come la precedente campagna geofisica, riconfermano la presenza di materiale resistivo intorno al serbatoio fino alla profondità di circa 2 m. Tale anomalia è correlabile al materiale di riporto sul quale è installato il serbatoio, completamente imbibito di acqua, in quanto la falda acquifera anche quest’anno, in quell’area è sub affiorante.

Tale anomalia potrebbe essere dovuta al volume di acqua “imprigionato” nelle ghiaie di riporto utilizzate per la posa in opera del serbatoio e che lentamente drena verso il basso, all’interno del terreno vegetale, come riportato nel sondaggio geognostico S12.

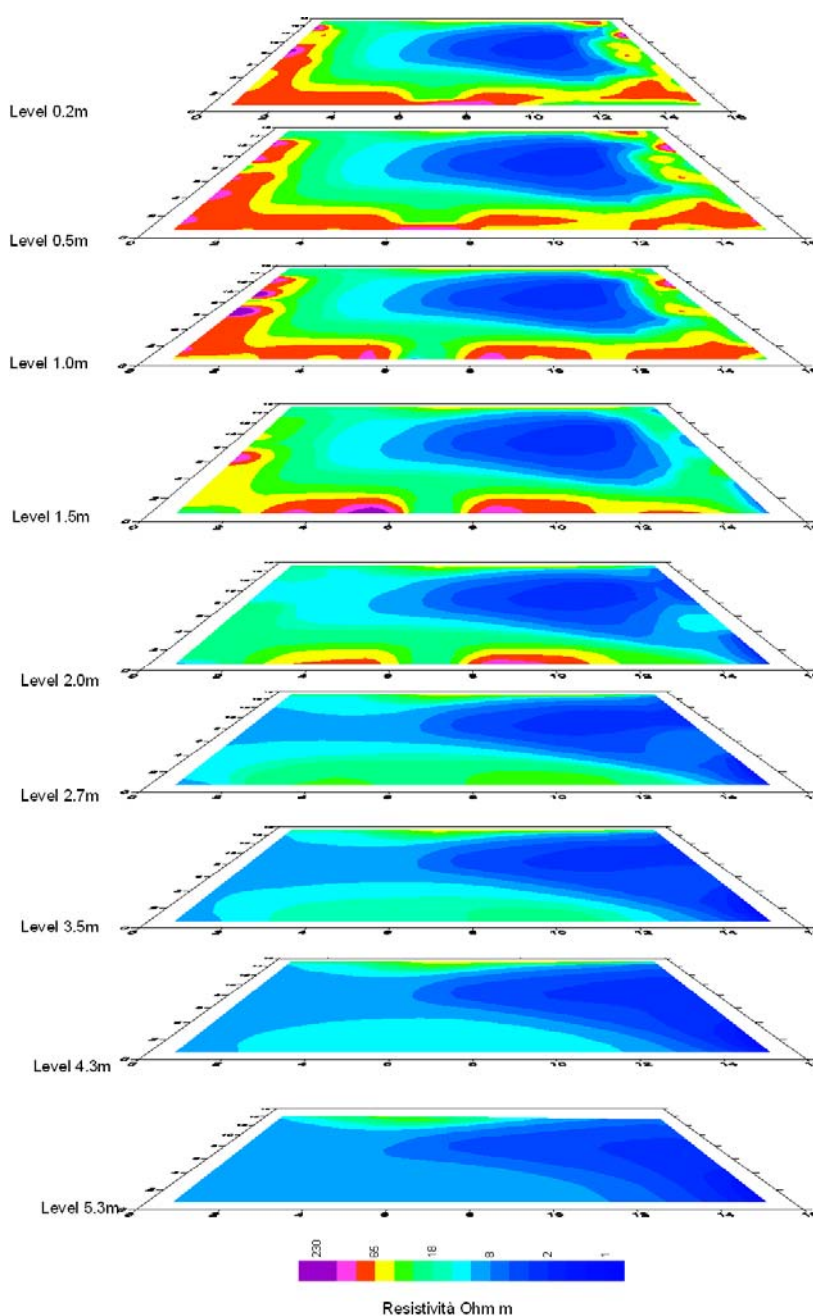


Figura 43: Visualizzazione 3D ricostruita lungo il serbatoio 820

SERBATOIO 830

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.0 m in modo da circoscrivere il serbatoio 830. Anche in questa campagna, è ben evidente l’area del serbatoio (conduttiva) rispetto ai materiali di riporto circostanti (resistivi), mentre negli strati più profondi, si riscontra, una separazione tra la fascia conduttiva a valle, da quella resistiva, a monte, dovuta probabilmente all’interferenza con l’acqua salmastra presente nell’alveo del Fiume Marcellino.

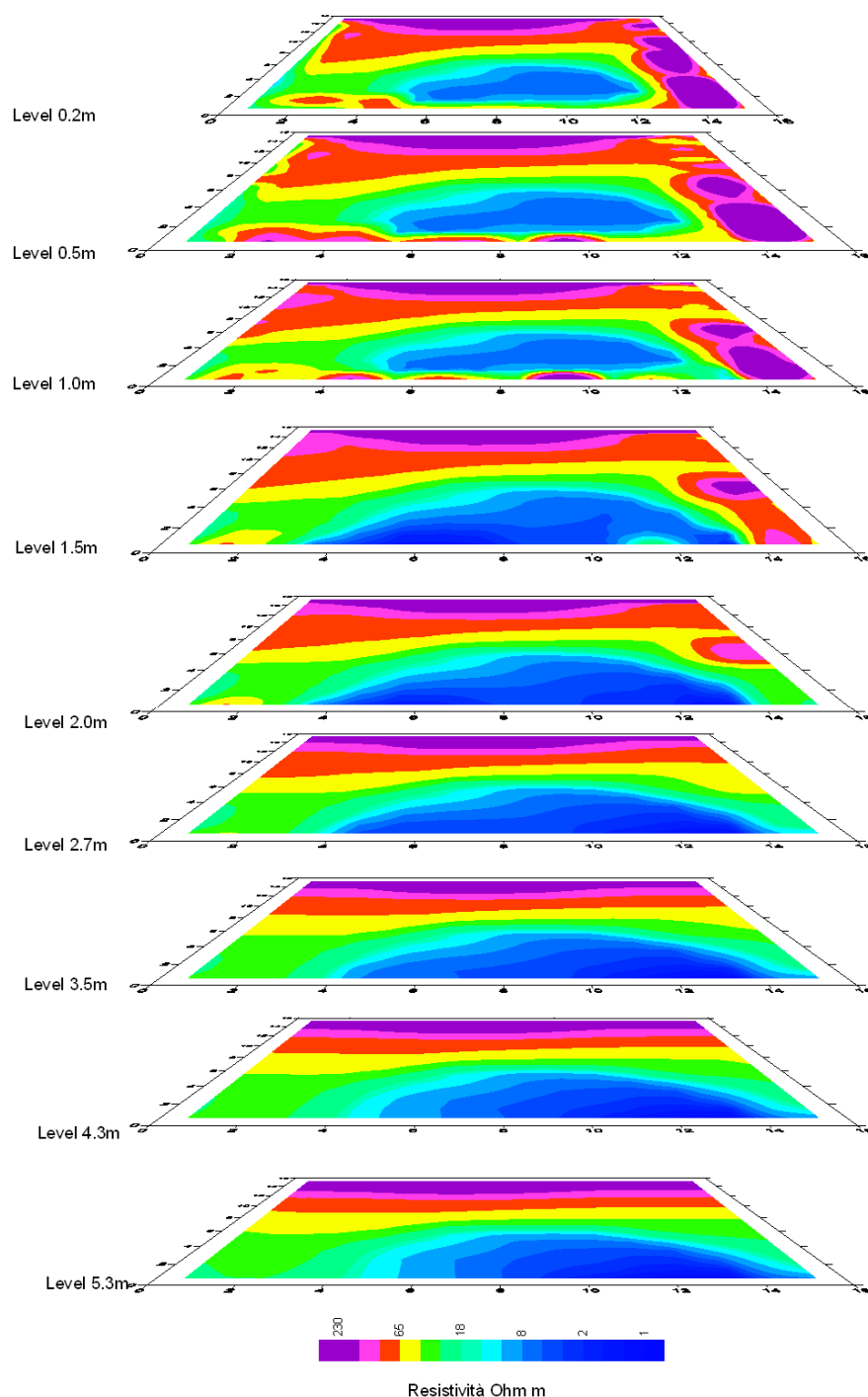


Figura 44: Visualizzazione 3D ricostruita lungo il serbatoio 830

SERBATOIO 816

I due profili a forma di “L” sono stati realizzati, considerando un off set tra gli elettrodi pari a 1.25 m in modo da circoscrivere il serbatoio 816. Anche in questa campagna, si riscontra la presenza di materiali conduttivi a sinistra delle slide e, di materiali resistivi a destra delle stesse, dovute a differenze di discontinuità, oppure a materiale con diversa conducibilità proveniente da monte come evidenziato nel profilo ert.49.

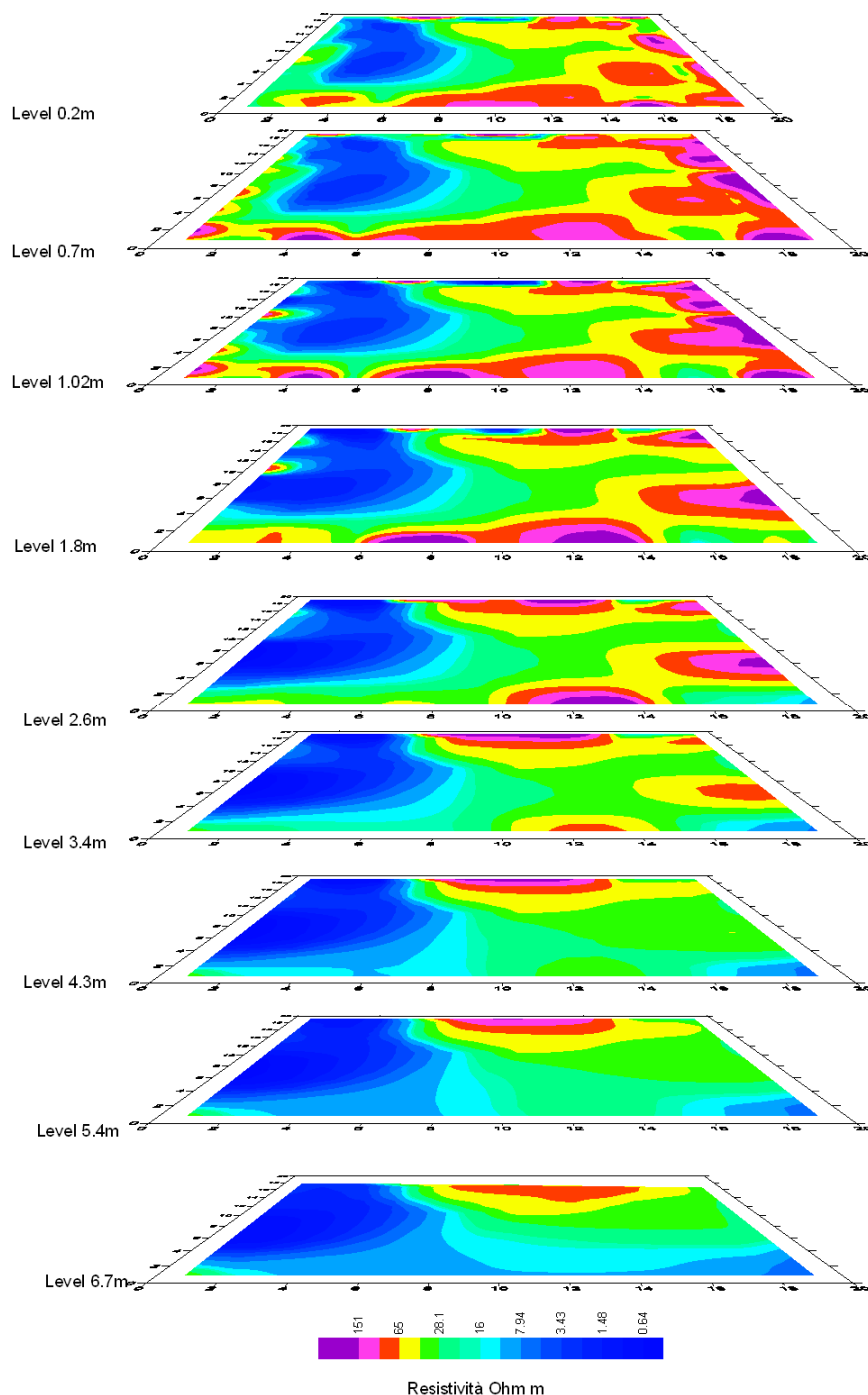


Figura 45: Visualizzazione 3D ricostruita lungo il serbatoio 816

8. CONCLUSIONI

Le indagini geofisiche effettuate nell'area dello stabilimento SASOL ITALY S.p.A. di Augusta (SR) nel mese di novembre 2016, hanno consentito di aumentare lo stato conoscitivo dell'area e, confrontare i dati rilevati con quelli ottenuti nelle precedenti campagne tomografiche (gennaio 2015 e gennaio 2016).

La metodologia utilizzata, di tipo dipolo-dipolo, con l'utilizzo di due georesistivimetri elettrodi automatici A6000SE e X612-EM della M.A.E. i cui dati sono stati elaborati con i programmi RES2D-INV e RES3D-INV, i quali utilizzano l'algoritmo di inversione di Loke and Barker (1996).

Nelle aree in relazione alle quali l'esecuzione dell'indagine tomografica 2D ha rinvenuto delle potenziali anomalie di resistività/conducibilità, l'indagine è stata ulteriormente approfondita attraverso l'esecuzione di indagini tomografiche 3D; in totale sono stati realizzati n. 53 profili tomografici 2D e n.30 profili tomografici 3D.

L'esito di tale campagna geofisica, ha consentito, mediante anche la comparazione delle precedenti indagini, di escludere eventuali fonti di contaminazione da prodotti stoccati all'interno dei serbatoi.

I nuovi valori di resistività rinvenuti sono correlabili alle oscillazioni freatiche, ai fenomeni di ingressione marina (acqua salmastra) e, alle variazioni laterali di resistività/conducibilità indotte alle litologie in posto che rappresentano il substrato sul quale insiste lo stabilimento.

Pertanto è possibile affermare che non risultano fenomeni di perdite dai serbatoi.

GETEA ITALIA s.r.l.
Sede Legale: Via Bagaini, 15 - 21100 Varese
Tel. 02.56568483
Sede Operativa: Via Brezze a S. Erasmo, 112/114
80146 Napoli
Tel. 081.5621238 Fax. 081.19466692
P.IVA e C.F.: 07033660635

Bibliografia

- Bibby and Hohmann, 1993** – *Three-dimensional interpretation of multiple-source Bipole-Dipole resistivity data using the apparent resistivity tensor*, in **Geophysical Prospecting**, vol. 41.
- Bing and Greenhalgh, 2001** – *Finite element three-dimensional direct current resistivity modelling: accuracy and efficiency consideration*, in **Geophysical Journal Int.**
- Carrara, Rapolla e Roberti, 1992** – *Le indagini geofisiche per lo studio del sottosuolo: metodi geoelettrici e sismici*. Ed. Liguori.
- Ciminale M. and Loddo M., 2001**. Aspects of magnetic data processing. *Archaeological Prospecting* 8: 239-246.
- Dahlin, 1997** – *A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode array*, **Symposium di Geofisica Applicata, Copyright.**
- Dahlin and Loke, 1997** – *Quasi 3D resistivity imaging-mapping of three dimensional structures using two dimensional DC resistivity techniques*, 3° Meeting di Environmental and Engineering **Geophysics**.
- Das and Parasnis, 1987** – *Resistivity and induced polarization responses of arbitrarily shaped 3D bodies in a two-layered earth*, in **Geophysical Prospecting**, vol. 35, 1987
- Fedi M. and Florio G., 2003**. Decorrugation and removal of directional trends of magnetic fields by wavelet transform: application archaeological areas. *Geophysical prospecting* 51: 261-272.
- Fedi M., Rapolla A.** "I metodi gravimetrico e magnetico nella geofisica della Terra solida" Liguori Editore, 1993
- Finotti, Illiceto et Al., 2000** – *Capacità risolutive di differenti dispositivi elettrodici nell'ambito del sistema ERS (electrical resistivity system) sperimentazione su modelli ridotti* – **Ann. Museo civico di Rovereto**, vol. 16, 2000.
- Jackson, Earl and Reece, 2001** – *3D resistivity inversion using 2D measurements of the electric field*, in **Geophysical Prospecting**, vol. 49.
- LaBrecque, D. J., 1991** - *IP tomography* - in **61st Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.**, Expanded Abstracts, 413–416.
- LaBrecque, D. J., and Morelli, G., 1996** - *3-D electrical resistivity tomography for environmental monitoring* - **Symp. on Appl. Geophys. to Engin. and Environ. Problems, Proceedings.**
- Li, Y., and Oldenburg, D.W., 1994** - *Inversion of 3-D DC resistivity data using an approximate inverse mapping* - in **Geophys. J. Internat.**, 116, 527–537.
- Loke and Barker, 1996** – *Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion*, in **Geophysical Prospecting**, vol. 44.
- Reynolds J. (1997): "An introduction to Applied and Environmental Geophysics". Wiley and Sons.
- Sasaki, Y., 1994** - *3-D resistivity inversion using the finite-element method* – in **Geophysics**, 59, 1839–1848.
- Seichter, Frangos, Weller** - *Three-dimensional inversion of induced polarization data from simulated waste* - in **Journal of Applied Geophysics**, vol. 41
- Sharma** – *Environmental and engineering geophysics*. Ed. Cambridge, 1997.
- Spitzer and Kumpel, 1997** - *3D FD resistivity modelling and sensitivity analyses applied to a highly resistive phonolitic body* – in **Geophysical Prospecting**, vol. 45.
- Spitzer and Li, 2002** – *Three-dimensional DC resistivity forward modelling using finite elements in comparison with finite-difference solutions* - in **Geophys. J. Int**
- Staley H. Ward** – *Resistivity and Induced Polarization methods*



Getea Italia s.r.l.

SEDE LEGALE: Via G. Bagaini, 15
21100 Varese

TEL 02.56568403

SEDE OPERATIVA E DIREZIONALE: VIA BRECCE A S. ERASMO, 112/114
80146 NAPOLI

TEL 081.5621238 FAX 081.19466692

CAPITALE SOCIALE €100.000,00 P.I. 07033660635

www.geteaitalia.it E-MAIL: info@geteaitalia.it PEC: getea@pec.geteaitalia.it