

*CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE*

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero

Calata porta di Massa, 80133 Napoli



# Prospezioni Geoelettriche ad alta risoluzione nell'area della Piana di Sibari (Cs)

## *TECHNICAL REPORT*



A cura di:

Vincenzo Di Fiore<sup>1</sup>, Ennio Marsella<sup>1</sup>, Ines Alberico<sup>1</sup>, Giuseppe Cavuoto<sup>1</sup>, Laura Giordano<sup>1</sup>, Nicola Pelosi<sup>1</sup>, Daniela Tarallo<sup>1</sup>, Antimo Angelino<sup>1</sup>, Rosaria De Martino<sup>1</sup>, Michele Iavarone<sup>1</sup>, Paolo Scotto di Vettimo<sup>1</sup>, Michele Punzo<sup>1</sup>, Mattia Vallefucoco<sup>1</sup>

<sup>1</sup>IAMC - CNR (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli)

## Indice

1. PREMESSA .....	1
2. BREVE INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DELL' AREA .....	4
3. METODO DI RESISTIVITA' .....	8
4. METODO DELLA POLARIZZAZIONE INDOTTA .....	11
5. STRUMENTAZIONE .....	13
6. CONFIGURAZIONE ELETTRODICA UTILIZZATA .....	15
7. ACQUISIZIONE PROFILI GEOELETTRICI.....	17
8. RICOSTRUZIONI DELLE PSEUDOSEZIONI .....	19
9. BIBLIOGRAFIA .....	20
10. ALLEGATI.....	24

## **1. PREMESSA**

Il gruppo di geofisica dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-IAMC) di Napoli, coordinato dal dott. Vincenzo Di Fiore, ha condotto nelle aree di piana costiera di Sibari (Cs) un'indagine di tipo geoelettrico, per la ricostruzione tri-dimensionale dei corpi idrici presenti e finalizzata all'identificazione di possibili fenomeni di ingressione marina.

Tale acquisizione si inserisce come indagine preliminare alla definizione di un sistema di monitoraggio per la valutazione dell'intrusione nelle falde acquifere di componenti idrosaline provenienti dalle vicine aree costiere.

Il team ha eseguito le operazioni di acquisizione di 8 profili in un'area in sinistra idrografica della confluenza tra i fiumi Coscile e Crati, tra le località "Lattughelle" e il sito "Casabianca" compreso nel Parco archeologico del Cavallo, per un totale di 5440 m (figura 1). Le elaborazioni dei risultati delle tomografie di Resistività Elettrica (ERT) ad alta risoluzione consentiranno di riconoscere le caratteristiche elettriche e le geometrie dei corpi presenti nel sottosuolo di questo tratto della piana costiera di Sibari.

La scelta dell'ubicazione e la lunghezza dei profili, riportati in figura 1, è stata effettuata sia in base a considerazioni di tipo geologico-strutturale che logistico.



**Figura 1.** Ubicazione delle otto Tomografie di Resistività Elettrica (ERT) ad alta risoluzione eseguite nell'area di studio.

I profili geoelettrici sono stati acquisiti applicando il metodo della resistività. Immettendo nel terreno, attraverso due elettrodi, corrente continua o alternata a bassa frequenza, è possibile infatti 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.

Inoltre, è stato applicato anche il metodo della polarizzazione indotta al fine di distinguere con maggiore certezza minerali argillosi e/o acquiferi. Il potenziale elettrico infatti, 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.

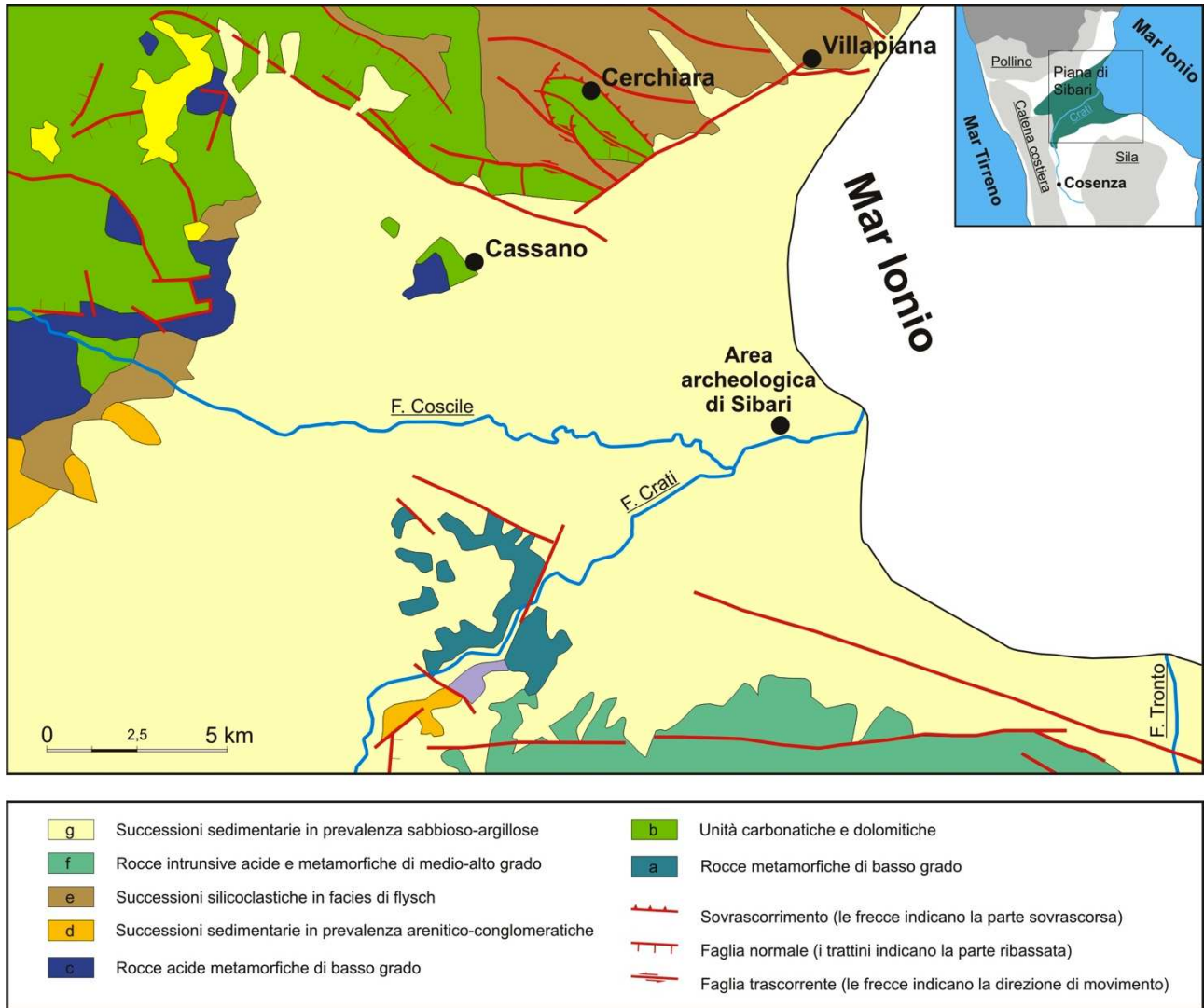
Il gruppo di lavoro che ha partecipato all'acquisizione dei dati è composto da:

<b>Componente</b>	<b>Qualifica</b>	<b>Attività</b>
<b>Dott. Vincenzo Di Fiore</b>	Ricercatore Geofisico, Responsabile scientifico	Acquisizione, elaborazione e interpretazione dati geoelettrici
<b>Dott. Ennio Marsella</b>	Ricercatore	Reserch management
<b>Dott.ssa Ines Alberigo</b>	Ricercatore	Acquisizione dati geoelettrici
<b>Dott. Giuseppe Cavuoto</b>	Tecnologo	Acquisizione dati geoelettrici
<b>Dott.ssa Laura Giordano</b>	Ricercatore	Reserch management
<b>Dott. Nicola Pelosi</b>	Ricercatore	Acquisizione dati geoelettrici e GPS
<b>Dott.ssa Daniela Tarallo</b>	Assegnista di ricerca	Acquisizione ed elaborazione dati geoelettrici
<b>Dott. Antimo Angelino</b>	CTER	Acquisizione dati geoelettrici
<b>Dott.ssa Rosaria De Martino</b>	CTER	Logistica
<b>Michele Iavarone</b>	OPT	Acquisizione dati geoelettrici
<b>Dott. Michele Punzo</b>	CTER	Acquisizione dati geoelettrici

<b>Paolo Scotto di Vettimo</b>	CTER	Acquisizione dati geoelettrici
<b>Dott. Mattia Vallefucio</b>	CTER	Acquisizione dati geoelettrici

## **2. BREVE INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DELL' AREA**

La Piana di Sibari rappresenta la porzione settentrionale del più ampio graben del Crati (Turco et al., 1990; Lanzafame & Tortorici, 1981) un'estesa depressione tettonica definita da faglie estensionali quaternarie collocata nell'area di raccordo tra la parte terminale della catena appenninica meridionale a nord, e il cosiddetto "arco calabro-peloritano" a sud (figura 2).



**Figura 2.** Mappa geologica schematica dell’area in studio (modificata da Sorriso-Valvo and Tansi, 1995 ed integrata parzialmente con i dati strutturali del foglio Carg “Trebisacce”).

L’esteso anfiteatro montuoso che la perimetra ad occidente e a settentrione, è costituito da unità calcareo dolomitiche e terrigene di età mesozoico – terziaria affioranti nell’area del Pollino sia nord che ad ovest (unità appenniniche, Liguridi e Sicilidi).

I limiti morfologici meridionali sono invece costituiti da unità cristalline e sedimentarie di età paleozoica – cenozoica, affioranti a sud nel Massiccio della Sila (Unità Calabridi), che si deprimono verso il centro della piana, dove assieme alle unità carbonatiche

affioranti invece a settentrione, ne costituiscono il suo basamento profondo. Nelle aree marginali verso la piana, le unità cristalline e carbonatiche/terrigene sono ricoperte in discordanza da depositi quaternari continentali e di transizione, che verso il centro della piana sono costituiti da diverse centinaia di metri di argille marine, sabbie e fanglomerati (Colella et al., 1987; Colella, 1988; Colella and Cappadona, 1988).

La separazione tra gli alti bordieri e la piana è garantita da faglie normali ad alto angolo ad andamento WNW-ESE la cui attività del Pliocene-Quaternario (Ghisetti and Vezzani, 1982; Catalano et al., 1993; Cinti et al., 1997; Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007) è testimoniata oltre che dal consistente accumulo di depositi di colmamento della Piana, variabile tra i 200 m e circa 500 m in prossimità della costa (cfr. pozzo Crati 2 in Videpi Project), anche dall'imposizione nei depositi tardo pleistocenici di numerosi ordini di superfici terrazzate (da 7 fino a 11: Cucci and Cinti, 1998; Carobene, 2003; Cucci, 2004) in numero superiore rispetto ad aree stabili.

Nel settore di studio, i depositi di colmamento sono per lo più costituiti da sedimenti alluvionali dello spessore di circa 400 m, costituiti da sabbie da fini a grossolane, da argille limose a ghiaie che si anastomizzano con frequenti eteropie di facies. A diverse profondità si rinvengono livelli di torbe anche di spessore metrico (Pagliarulo, 2005).

Le numerose stratigrafie di sondaggi geognostici superficiali (< 30 m), di trivellazioni profonde e pozzi per emungimento, su cui sono state condotte prove meccaniche (Coop & Cotecchia 1997; Cotecchia & Pagliarulo, 1996) di laboratorio, su campioni prelevati a varie profondità, e prove in situ, pressiometriche e di permeabilità, che hanno consentito di desumere parametri di resistenza e rigidità a taglio, di



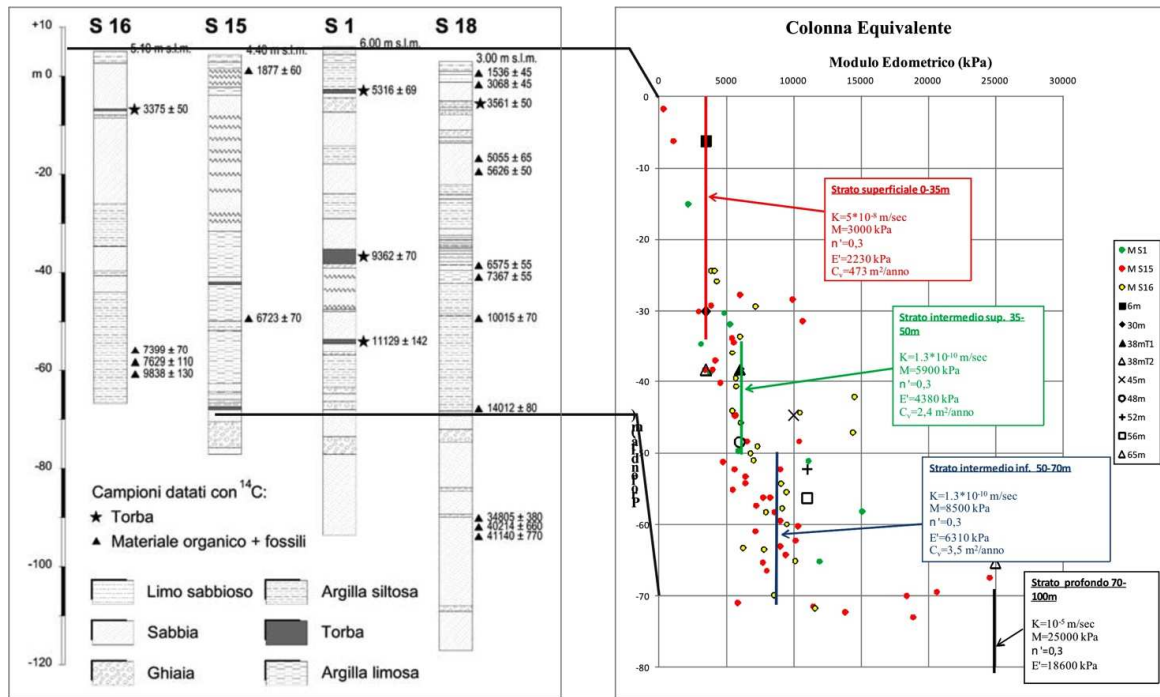
compressibilità e di permeabilità (Cafaro et al., 2011).

Il confronto e la correlazione tra i parametri desunti nei vari sondaggi, hanno contribuito nel delineare un profilo stratigrafico sintetico valido per i primi 100 m di profondità, costituito dall'alto da alternanze di sabbie limose e limi sabbioso-ghiaiosi entro i primi 35-40 m dal piano campagna (p.c.), cui seguono argille limose entro 35 ed i 70 metri p.c. ed infine un orizzonte sabbioso-ghiaioso sede principale degli emungimenti nell'area in studio (Santoro et al., 2009 cum biblio).

Le datazioni al C14 eseguite nell'ambito del Progetto Finalizzato "Beni Culturali" del CNR, 1993-2002 (cfr. Cherubini *et al.*, 1994) su numerosi campioni di torbe, frustoli carboniosi e resti fossili recuperati nei sondaggi in esame, indicano che i depositi sabbioso-conglomeratici presenti generalmente a circa 75 m di profondità rappresentano probabilmente il passaggio tra i sedimenti ascrivibili alla fase fredda dell'Ultimo Massimo Glaciale e l'inizio della successiva trasgressione post-glaciale a partire dal Tardo Wurm. A questa fase è seguito un altro periodo freddo (Younger Dryas) fino a raggiungere la fase di massimo alluvionamento durante l'Optimum Climatico Olocenico con le temperature divenute più miti (Pagliarulo, 2005).

Con specifico riferimento alle zone immediatamente limitrofe il Parco Archeologico (figura 3), altre ricerche (Pagliarulo et al., 1995; Cotecchia et al., 1996; Coop et al., 1997; Cherubini et al., 2000; Stanley J.D & Bernasconi M.P., 2009; Bernasconi et al., 2010; Ferranti et al., 2011) hanno evidenziato un incipiente fenomeno di subsidenza, testimoniato dalla presenza di tre città sovrapposte: Sybaris (720-510 BC), Thurium (444- 285 BC) e Copia (193 BC) attualmente ad una profondità che varia da 7 a 3,5 m

al di sotto del piano campagna, sepolte da sequenze deposizionali che mostrano una evoluzione paleoambientale da mare basso a fluviodeltizie tipo delta progradante, in analogia alla distribuzione delle facies presenti off-shore sull'odierno margine costiero del delta del Crati.



**Figura 3.** Profili stratigrafici sintetici dei sondaggi eseguiti all'interno dell'Area archeologica da cui è stato dedotto un modello geotecnico di sottosuolo rappresentativo di tutta l'area di interesse ("colonna equivalente in").

### 3. METODO DI RESISTIVITA'

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  $\Omega m$  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.

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. Nello schema riportato di seguito è possibile evidenziare i diversi range di variazioni di resistività ( $\Omega$  m) di alcune litologie più comuni (\*):

### **Sedimentarie**

Calcere chalk  $50 \div 150$

Argilla (clay)  $1 \div 100$

Ghiaia (gravel)  $100 \div 5000$

Calcere (limestone)  $50 \div 10^7$

Marna (marl)  $1 \div 100$

Quarzite (quartzite)  $10 \div 10^8$

Argilla (shale)  $10 \div 1000$

Sabbia (sand)  $500 \div 5000$

Arenaria (sandstone)  $1 \div 10^8$

**Ignee e Metamorfiche**

Basalto  $10 \div 10^7$   
 Gabbro  $10^3 \div 10^6$   
 Granito  $10^2 \div 10^6$   
 Marmo  $10^2 \div 10^8$   
 Scisto  $10 \div 10^4$   
 Ardesia  $10^2 \div 10^7$

**Minerali e minerali metallici**

Argento  $1,6 \cdot 10^{-8}$   
 Grafite (giacimento massivo)  $10^{-4} \div 10^{-3}$   
 Galena (Pbs)  $10^{-3} \div 10^2$   
 Magnetite di giacimento  $1 \div 10^5$   
 Sfalerite (ZnS)  $10^3 \div 10^6$   
 Pirite  $10^2$   
 Calcopirite  $10^{-5} \div 0,3$   
 Quarzo  $10^{10} \div 2 \cdot 10^{14}$   
 Salgemma  $10 \div 10^{13}$

**Acque ed effetto del contenuto in sale**

Acqua pura  $10^6$   
 Acque naturali  $1 \div 10^3$   
 Acqua di mare 0,2  
 Sale 20%  $5 \cdot 10^{-2}$   
 Granito 0% di acqua  $10^{10}$   
 Granito 0,19% di acqua  $10^6$   
 Granito 0,31% di acqua  $4 \cdot 10^3$

(\*) Valori di resistività di alcune Rocce e Minerali da A.E. Musset, M. Aftab Khan, *ESPLORAZIONE DEL SOTTOSUOLO una introduzione alla geofisica applicata*. Ed. Zanichelli

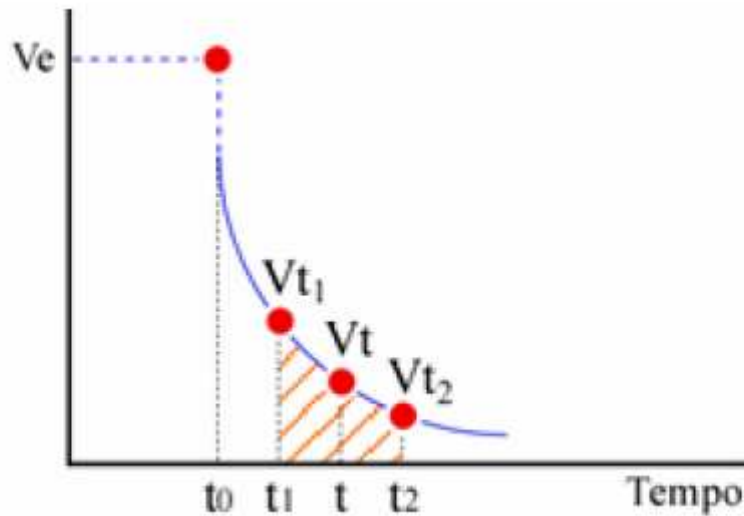
Il parametro resistività è influenzato da: tessitura e porosità, grado di cementazione, temperatura della roccia, contenuto argilloso, permeabilità, temperatura e salinità della soluzione acquosa che imbibisce la formazione.

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, fatturazione 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 definite da un solo valore, ma da un intervallo più o meno ampio entro il quale esso può variare. Inoltre, come si vede dallo schema precedente, i range di resistività delle varie litologie, spesso si sovrappongono comportando ulteriori problemi in fase di elaborazione dati e di identificazione della roccia.

#### **4. METODO DELLA POLARIZZAZIONE INDOTTA**

Se, utilizzando una disposizione quadripolare classica ABMN, si energizza il terreno con una corrente di intensità  $I$  attraverso gli elettrodi AB per un certo tempo  $t_0$ , il potenziale di equilibrio  $V_e$  tra gli elettrodi MN non viene raggiunto in modo istantaneo, ma secondo l'andamento in figura 4.



**Figura 4.** Esempio di campionamento della curva di scarico dopo il tempo  $t_0$

Così, quando si interrompe la corrente di energizzazione, il potenziale  $V_e$  non cade a zero istantaneamente, ma si scarica in certo tempo (che può durare da qualche secondo a parecchi minuti), avvicinandosi asintoticamente a zero. Il tempo di decadimento dipende da fattori geologici e quindi sono dei parametri che possono essere individuati per la ricostruzione delle strutture presenti nel terreno.

In tabella 1 sono riportati i range di variazione di caricabilità confrontati con i range di variazione di resistività. La misura contemporanea di questi due parametri nella stessa zona di investigazione, consente di ottenere una ricostruzione più dettagliata del sottosuolo.

LITOTIPO	$\rho$ ( $\Omega$ m)	$\phi$ (%)
Acqua	10÷100	-
Acqua di mare	2÷3	-
Arenarie	200÷5000	7÷30
Argille	1÷50	40÷70
Calcari	300÷10000	2÷30
Detrito alluvionale	50÷1000	15÷60
Dolomie	500÷10000	2÷20
Sabbie e Ghiaie	70÷700	30÷60
Graniti	1000÷20000	0.2÷0.8
Marne	100÷500	8÷15
Piroclastiti	50÷600	15÷60
Rocce ignee	100÷10000	30÷10
Suolo di copertura	10÷200	60÷90
Tufi	150÷900	10÷40

**Tabella 1.** di confronto tra i dati di resistività e i dati di caricabilità.

Le misure della polarizzazione indotta sono eseguite utilizzando la configurazione utilizzata per eseguire le misure di resistività (descritte nel paragrafo 6).

## 5. STRUMENTAZIONE

La strumentazione utilizzata per la misura della resistività e della polarizzazione indotta consta essenzialmente di due parti: una per la misura dell'intensità di corrente  $I$  immessa nel terreno attraverso gli elettrodi A e B ed una per la misura della differenza di potenziale  $\Delta V$  tra gli elettrodi MN. Gli elettrodi sono costituiti da picchetti di acciaio

della lunghezza di 40 cm che vengono infissi nel terreno (figura 5 ) e successivamente collegati attraverso morsetti a cavi multicanale.



**Figura 5.** Picchetto in ferro infisso nel terreno e collegato con morsetti ai cavi elettrici.

Le misure geoelettriche di resistività apparente (RA) e di caricabilità (I.P.) sono state eseguite con il Syscal Pro della Iris Instrument (figura 6) che rappresenta il più moderno e raffinato georesistivometro per le indagini geoelettriche presente sul mercato.



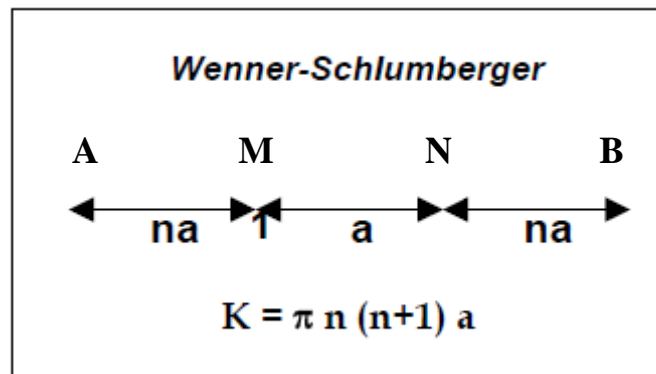
**Figura 6.** Syscal Pro



Questo strumento compendia sia il sistema ricevente che quello energizzante; con esso è stato possibile eseguire una configurazione multi - elettrodo con acquisizione contemporanea e rapida fino a 72 elettrodi. Presenta un voltaggio massimo di 800 V, compensazione automatica dei potenziali spontanei e misure contemporanee di resistività e caricabilità.

## **6. CONFIGURAZIONE ELETTRODICA UTILIZZATA**

In relazione alla posizione reciproca degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziale, è possibile realizzare varie tipologie di configurazioni elettrodiche (array). 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. Durante l'acquisizione nella zona di Sibari si è scelto un dispositivo di tipo Wenner- Schlumberger (Pazdirek e Blaha, 1996). Questo tipo di dispositivo risulta essere un ibrido tra il dispositivo Wenner e quello Schlumberger. 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 7.



**Figura 7.** Dispositivo Wenner-Schlumberger

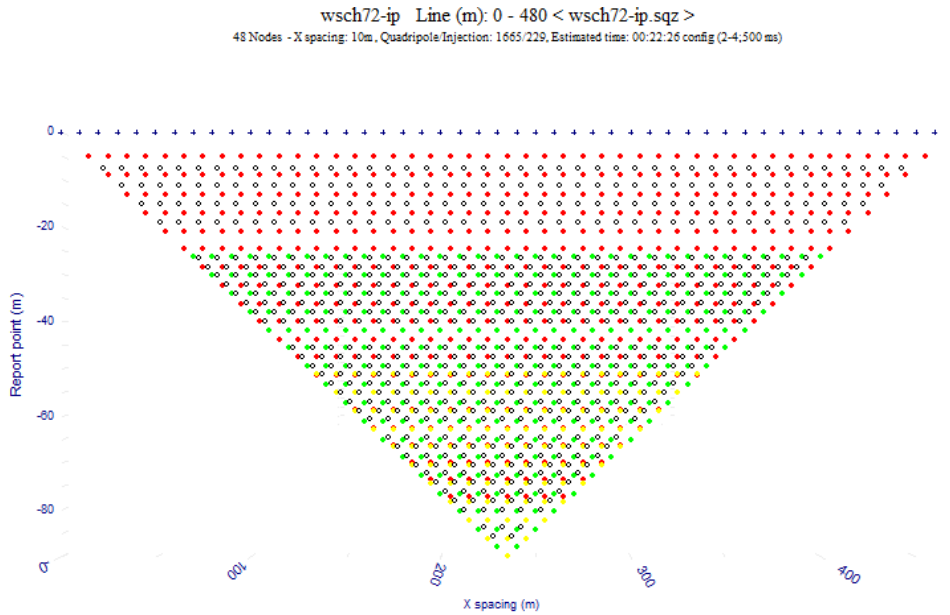
La spaziatura tra gli elettrodi di potenziale rimane costante e pari ad  $a$  mentre la spaziatura tra gli elettrodi di corrente aumenta secondo multipli interi di  $a$ .

Il valore di  $n$ , in questo caso è dato dal rapporto tra la distanza degli elettrodi A-M (o N-B) e la spaziatura tra gli elettrodi di potenziali M-N.

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.

La scelta è ricaduta su questo tipo di dispositivo perché, nel caso in cui è necessario studiare aree in cui sono presenti sia variazioni laterali di resistività che verticali, questo tipo di dispositivo rappresenta un giusto compromesso tra il dispositivo Wenner ed il dipolo-dipolo.

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. Nel nostro caso utilizzando 72 elettrodi si è arrivati ad una profondità massima di circa 90 m (figura 8).



**Figura 8.** Configurazione del quadripolo Wenner-Schlumberger utilizzato in campagna

L'intensità del segnale risulta 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.

## 7. ACQUISIZIONE PROFILI GEOELETRICI

I profili geoelettrici sono stati acquisiti utilizzando una distanza interelettrodica di 10 metri (figura 9). Per le linee 2, 3, 4 e 6 sono stati utilizzati 72 elettrodi ottenendo profili di 710 m; per la linea 5 sono stati utilizzati 48 elettrodi ricavando uno profilo di 470m, mentre per la linea 1 sono stati utilizzati 192 elettrodi per una lunghezza complessiva

di 1670 m. Quest'ultima linea è stata ottenuta attraverso la sovrapposizione di 3 profili da 72 elettrodi, ognuno sovrapposto di 24 elettrodi.



**Figura 9.** Alcune immagini relative all'acquisizione dei profili 1 e 6

## 8. RICOSTRUZIONI DELLE PSEUDOSEZIONI

Per quanto riguarda la ricostruzione delle pseudosezioni di resistività apparente 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. 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.

I dati ricavati da un'indagine geoelettrica forniscono informazioni sulla distribuzione del potenziale o, analogamente, sulla distribuzione della resistività apparente nel sottosuolo. Per avere la resistività reale, e quindi per poter ricostruire l'andamento delle resistività reali nel sottosuolo, è necessario realizzare un'inversione dei dati. Nell'allegato sono riportate le pseudosezioni ottenute nel survey.

## 9. BIBLIOGRAFIA

Bernasconi, M.P., Stanley J.-D. & Caruso, C. (2010). Sybaris–Thuri–Copia deltaic settings in Calabria, Italy: Molluscs, associated biogenic components, and ecobiostatigraphy applied to archaeology. *Journal of Coastal Research*, 26(2), 377–390. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208

Cafaro F., Cotecchia F., Lenti V. (2011). Criticità nella modellazione geotecnica della subsidenza dell'area di Sibari (Calabria). *Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica 2011 - IARG 2011*. Torino, 4-6 Luglio 2011

Carobene, L. (2003). Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia- Calopezzati (costa ionica della Calabria-Italia). *Il Quaternario* 16 (1), 43–90.

Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L., Tansi, C., (1993). Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy). *Tectonics* 12, 656–665

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R., (1994), Geological and geotechnical problems connected with the disappearance of the ancient city of Sybaris, *Science and Technology for Cultural Heritage*, 3, p. 95-112.

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R. (2000) Subsidence in the Sybaris Plain (Italy). In Carbognin L., Gambolati G., Johnson A.I. (Eds). "Land Subsidence" –Vol.1. *Proceedings of the 6th International Symposium on Land Subsidence*. Ravenna. 3- 15.

Cinti, F.R., Cucci, L., Pantosti, D., D'Addezio, G., Meghraoui, M., (1997). A major seismogenic fault in a "silent area": the Castrovillari Fault (southern Apennines, Italy). *Geophysical Journal International* 130, 595–605.

Colella, A., Cappadona, P., (1988). Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zona di faglie del Pollino. Valutazione della velocità di trascorrenza. *Atti 74 Congresso Società Geologica Italiana*, 147–150.

Colella, A., De Boer, P., Nio, D., (1987). Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin. Calabria, southern Italy. *Sedimentology* 34, 721–736.

Colella A., (1988). Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions, In: Nemec W., Steel R.J., (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, Glasgow, p. 50-74.

Coop. M.R., Cotecchia F. (1997). "The geotechnical settlements of the archaeological site of Sibari". *Geotech. Eng. for the Preservation of Monuments and Historic Sites*, Viggiani (ed.), Balkema, 89- 100.

Cotecchia V. Pagliarulo R. (1996). State of the art in geological, hydrogeological and geotechnical researches carried on the archaeological site of Sybaris. *Geologia Applicata e Idrogeologia*. Vol. XXXI, pp. 43-54.

Cucci L., Cinti F.R., (1998). Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy), *Tectonophysics*, 292, p. 67-83.

Cucci L., (2005). Geology versus myth: the Holocene evolution of the Sybaris plain, *Annals of Geophysics*, 48,p. 1017-1033.

Ferranti L., Pagliarulo R., Antonioli F., Randisi A. (2010). Punishment for the sinner: Holocene episodic subsidence and steady tectonic motion at ancient Sybaris (Calabria, southern Italy) *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint 2010.07.014, 1-15.

Ghisetti, F., Vezzani, L., (1982). Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale). *Bolletino Societa` Geologica Italiana* 101, 385–440.

Lanzafame G., Tortorici L., (1981), La tettonica recente della valle del fiume Crati (Calabria), *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 4, p. 11-21.

Musset A.E., Aftab Khan M. *Esplorazione Del Sottosuolo – un' introduzione alla geofisica applicata*. Ed. Zanichelli

Pagliarulo, R., Cotecchia, F., Coop, M.R., Cherubini, C., (1995). Studio litostratigrafico e geotecnico della Piana di Sybaris con riferimento all'evoluzione morfologica e ambientale del sito archeologico. *Geologia Applicata e Idrogeologia*. 30, 375-391

Pagliarulo R. (2007). Le variazioni eustatiche e le influenze climatiche sull'evoluzione della Piana di Sibari nel Tardo Quaternario Clima e cambiamenti climatici - Le attività di ricerca del CNR (Carli B., Cavarretta G., Colacino M., Fuzzi S., editori) Roma. 165- 168.

Santoro, E., Mazzella, M.E., Ferranti, L., Randisi, A., Napolitano, E., Rittner, S., Radtke, U., 2009. Raised coastal terraces along the Ionian Sea coast of northern Calabria, Italy, suggest space and time variability of tectonic uplift rates. *Quaternary International*.

Sorriso-Valvo, M. and Tansi, C. (1995). Carta delle grandi frane e delle deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria, CNR Gruppo D.G.P.V., SELCA, Firenze, Italy.

Stanley J.D & Bernasconi M.P. (2009) "Sybaris-Thuri-Copia trilogy: three delta coastal sites become land-locked". *Méditerranée*, 112.

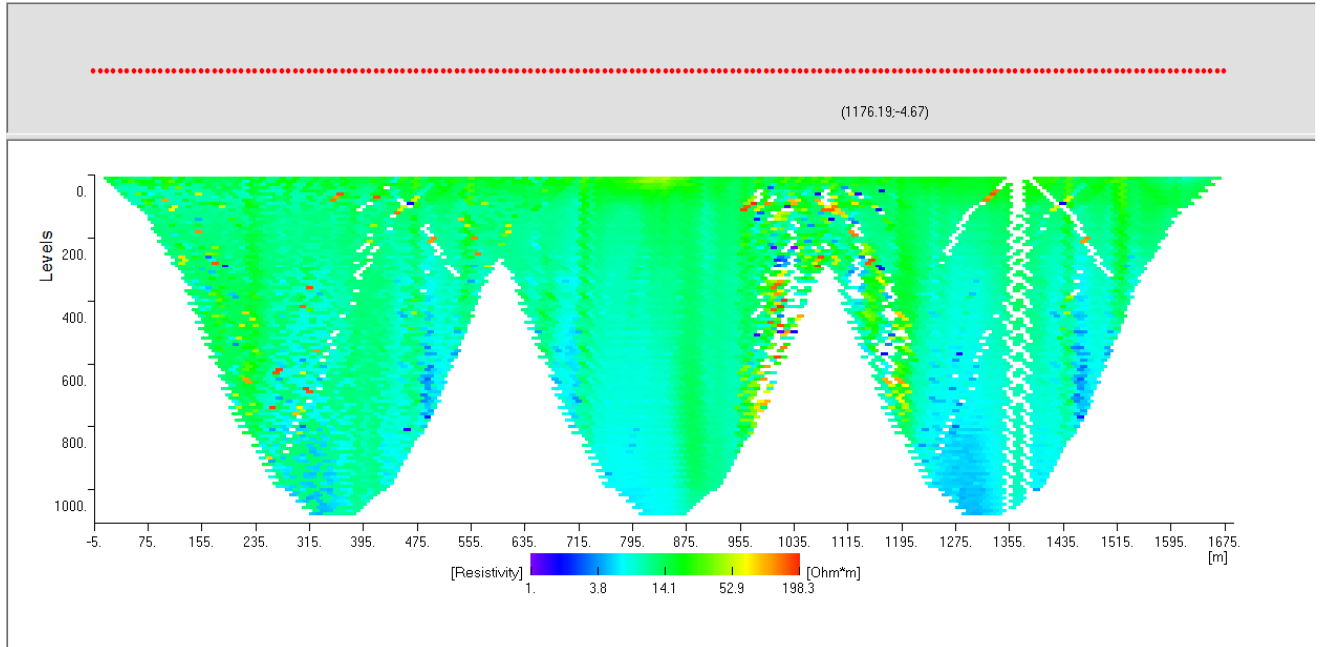
Turco E., Maresca R., Cappadona P. (1990). La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico. *Memorie Società Geologica It.*, 45, 519 – 529.

Van Dijk, J.P., Bello, M., Brancaleoni, G.P., Cantarella, G., Costa, V., Frixia, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C., Zerilli, A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, 324, 267–320.

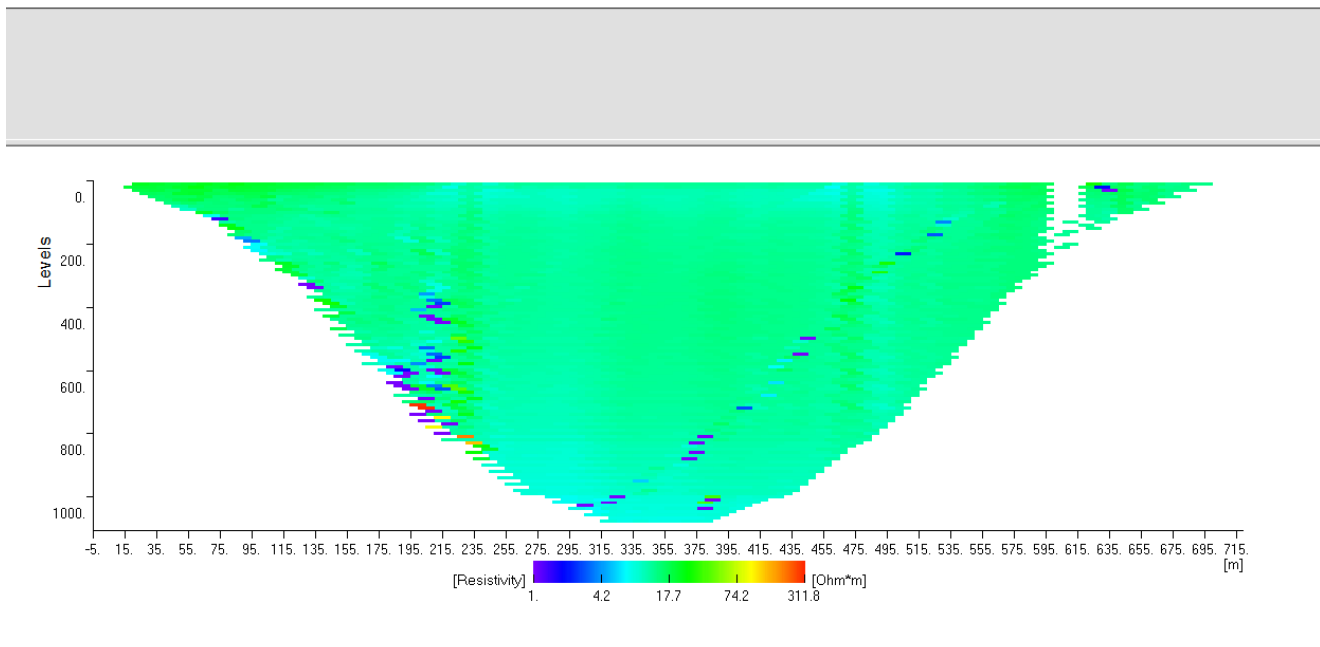


Progetto ViDEPI - Ministero dello Sviluppo Economico UNMIG - Società Geologica Italiana – Assomineraria. <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>

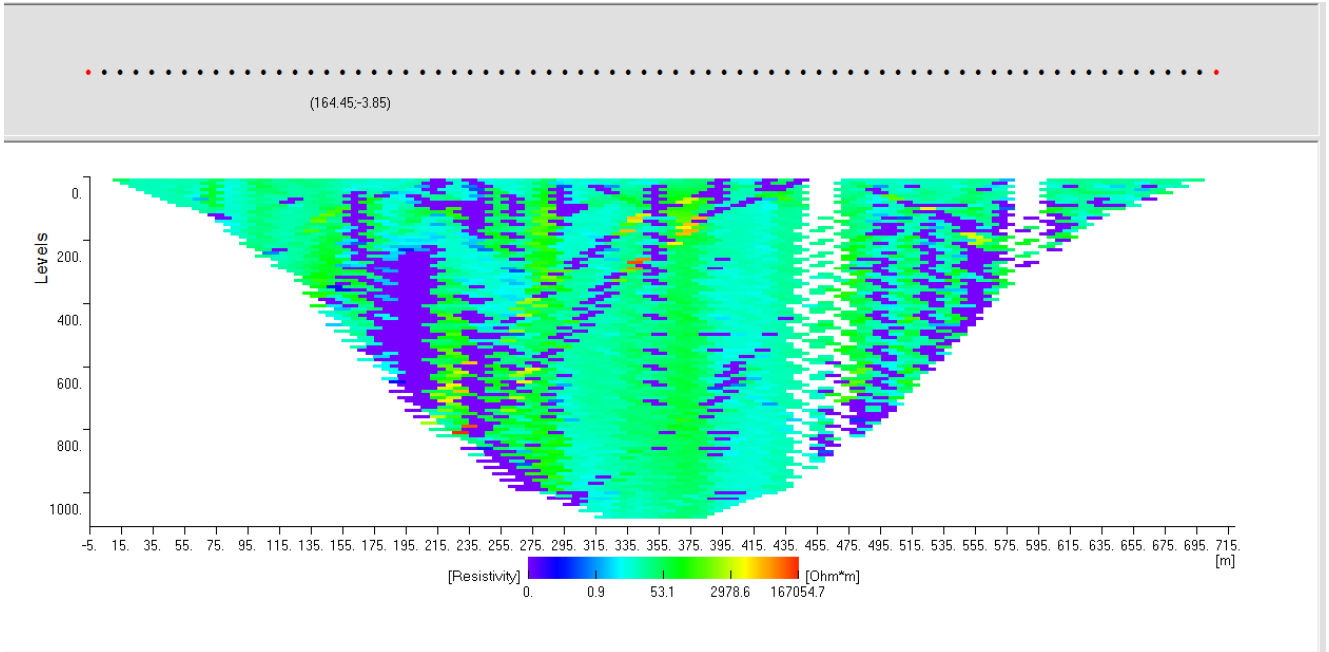
## 10. ALLEGATI



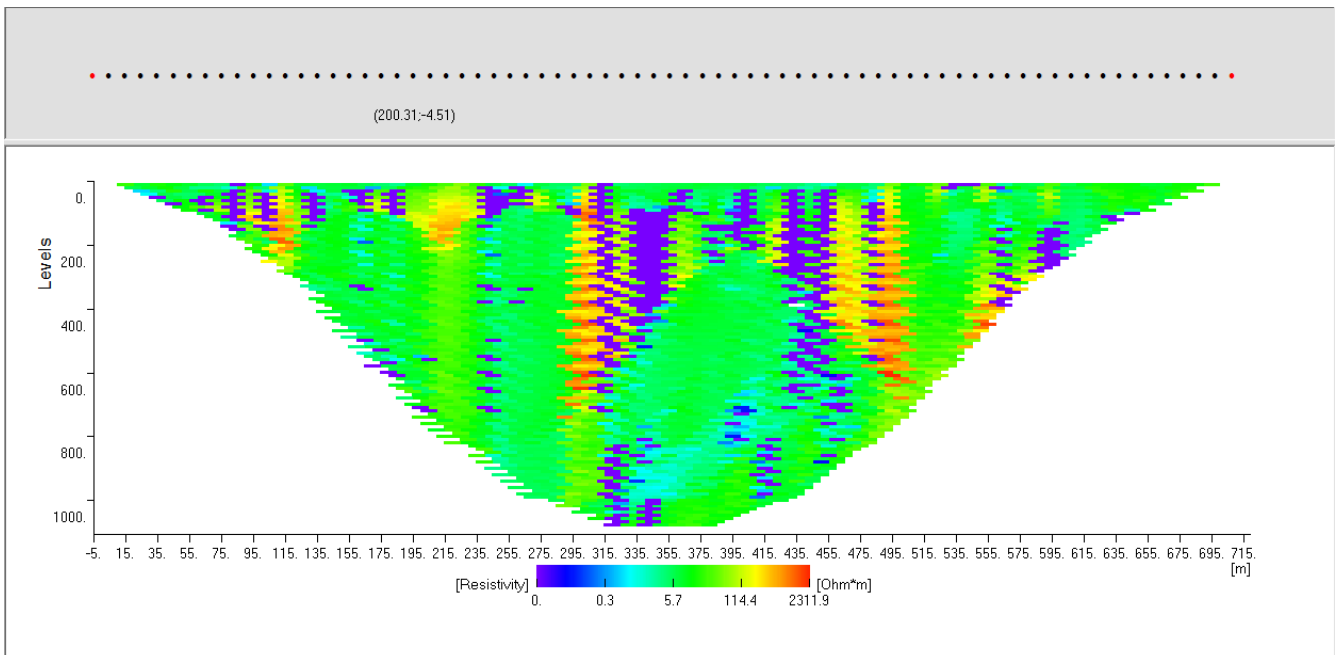
Profilo Geoelettrico 1



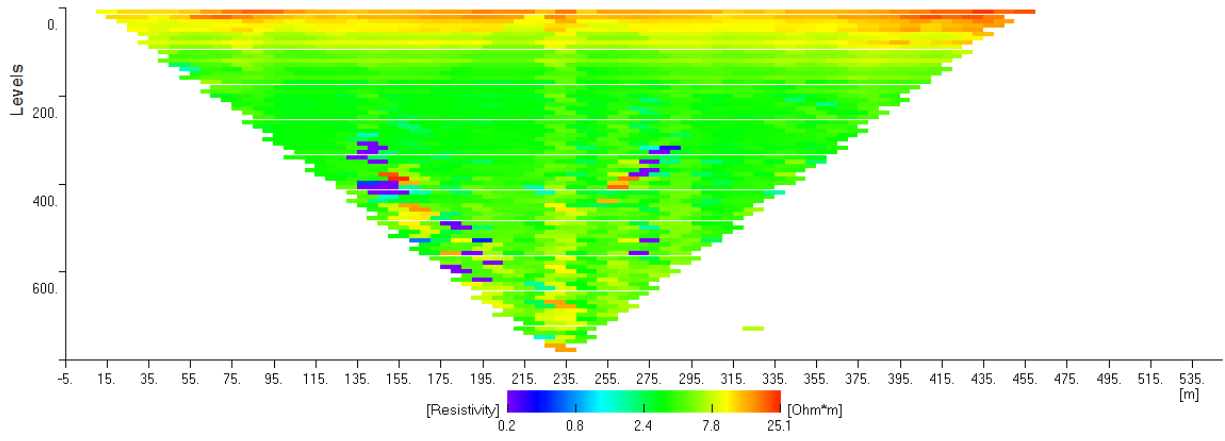
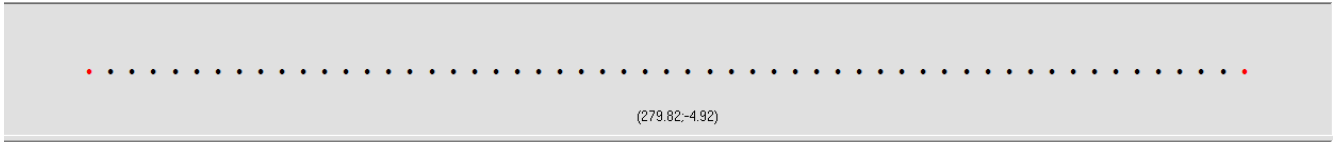
Profilo Geoelettrico 2



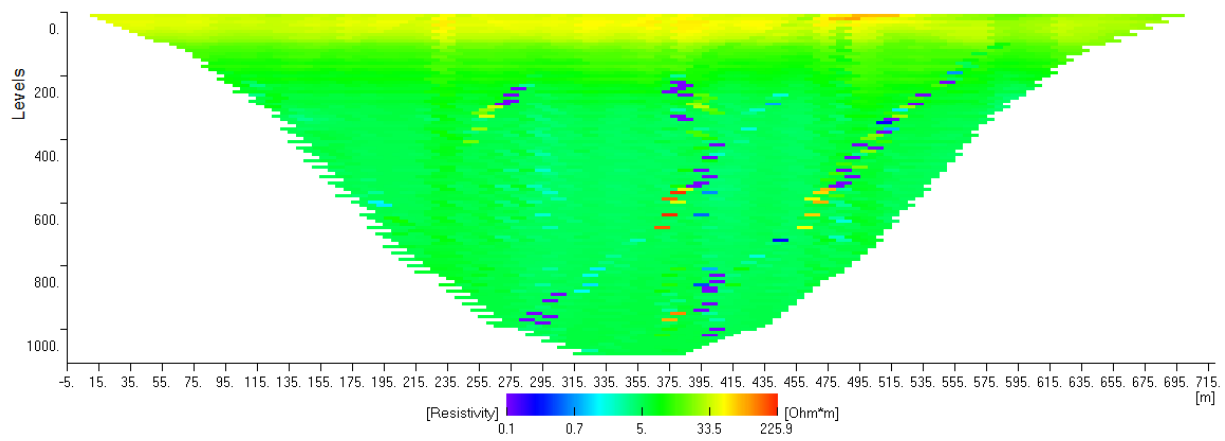
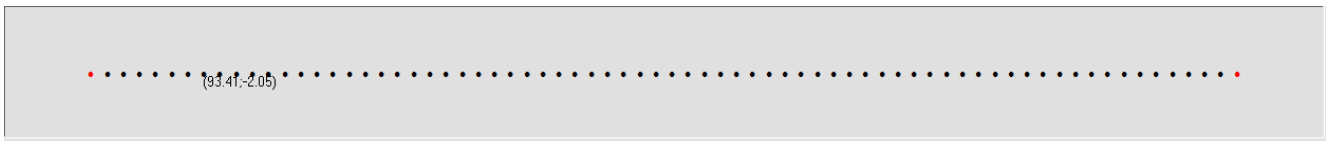
Profilo Geoelettrico 3



Profilo Geoelettrico 4



Profilo Geoelettrico 5



Profilo Geoelettrico 6