



Consiglio
Nazionale
delle Ricerche



ISTITUTO DI
SCIENZE DEL
PATRIMONIO CULTURALE

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

Istituto di Scienze del Patrimonio Culturale

Via Cardinale Guglielmo Sanfelice 8 - 80134, Napoli

RAPPORTO TECNICO

*Tomografia Geoelettrica 3D ad alta risoluzione
nell'area di San Gregorio Magno (SA)*

A cura di:

Daniela Tarallo¹, Pier Paolo Gennaro Bruno^{2*}, Giuseppe Cavuoto¹, Massimo Contiero³, Michele Iavarone³,
David Iacopino², Valeria Paoletti², Nicola Pelosi¹, Michele Punzo¹, Vincenzo Di Fiore¹

¹ISPC - CNR (Istituto di Scienze del Patrimonio Culturale, Napoli)

²DISTAR (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Università Federico II di Napoli)

³ISMAR - CNR (Istituto di Scienze Marine, Napoli)

* Responsabile scientifico del progetto *TESIRA*

Indice

PREMESSA 4

1. METODO DELLA RESISTIVITÀ E DELLA POLARIZZAZIONE INDOTTA..... 5

 1.1 Strumentazione e metodologia d'indagine 6

 1.2 Acquisizione dei dati..... 7

 1.3 Elaborazione dei dati..... 16

2. CONCLUSIONI..... 21

Ringraziamenti 22

Bibliografia 22

PREMESSA

Nell'ambito delle attività di ricerca del progetto "TESIRA", in cui partecipano il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e delle Risorse (DISTAR) dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" (Responsabile scientifico: Prof. Pier Paolo Bruno), l'Istituto di Scienze del Patrimonio Culturale del Consiglio Nazionale delle Ricerche CNR – ISPC e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia sede di Roma (INGV), il gruppo di geofisica di Napoli dell'ISPC, coordinato dal dott. Vincenzo Di Fiore, ha condotto nell'area test del comune di San Gregorio Magno, SGM, (SA) un'indagine di tomografia geoelettrica 3D, per l'individuazione e la ricostruzione tridimensionale delle strutture presenti nel sottosuolo connesse con la faglia di SGM. In particolare, nell'area è presente una faglia attiva (Irpinia, 1980) con una lunghezza di circa 4 km e con uno spessore dello strato sismogenetico di 8-10 km (INGV, 1999). Ricordiamo che il terremoto dell'Irpinia del 1980 aveva magnitudo Richter di 6.9 e provocò 3000 vittime.

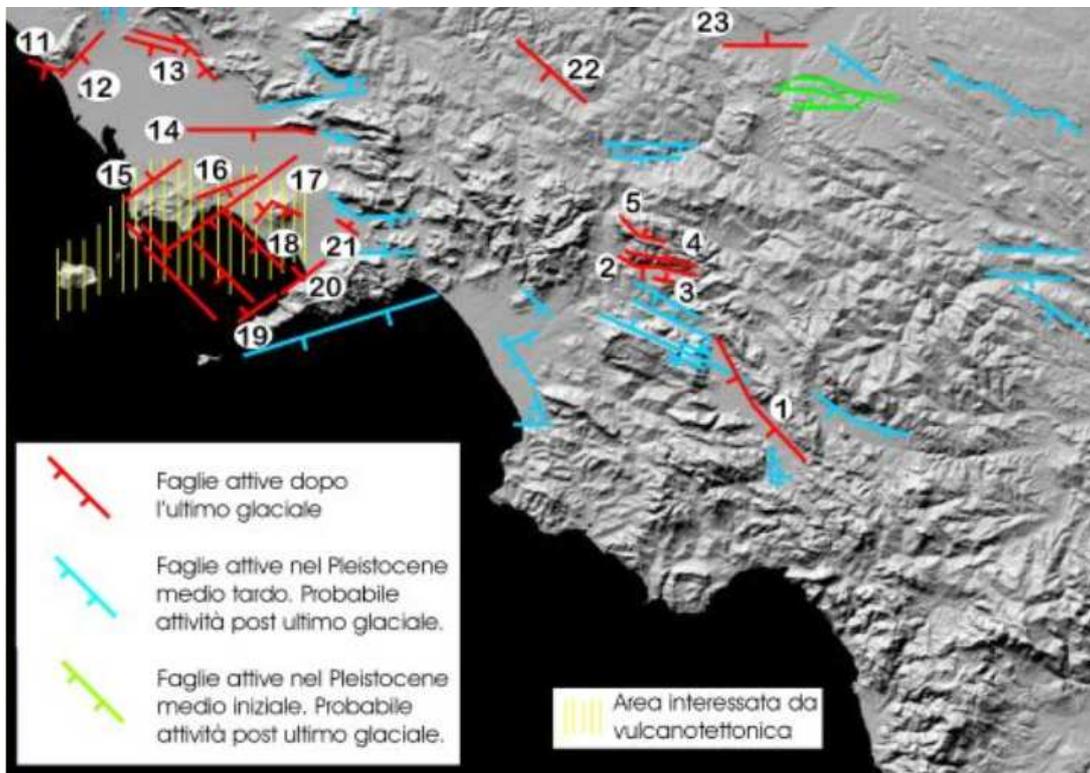


Figura 1. Stralcio "Faglie attive in Italia Meridionale" – La struttura n. 3 è riferita alla faglia di San Gregorio Magno (fonte: INGV, 1999).

La Figura 1 riporta l'inquadramento geografico della suddetta faglia catalogata come faglia attiva nel Pleistocene medio tardo con probabile attività post ultimo glaciale.

1. METODO DELLA RESISTIVITÀ E DELLA POLARIZZAZIONE INDOTTA

I profili geoelettrici sono stati acquisiti al fine di fornire informazioni inerenti sia la resistività elettrica che la polarizzazione indotta dei depositi nel sottosuolo. La conoscenza dei valori di resistività e di polarizzazione indotta, per differenti tipi di materiali nel sottosuolo, è di estrema importanza per ottenere una descrizione geologica dell'area d'indagine.

Il metodo della resistività utilizza come parametro geofisico la resistività elettrica del terreno. La resistività è una grandezza fisica posseduta dalle rocce, misurata in Ωm , ed indica la resistenza opposta al passaggio dalla corrente elettrica nell'attraversare una formazione rocciosa con una determinata geometria.

La prospezione quindi, viene effettuata immettendo nel sottosuolo, tramite due elettrodi (elettrodi di corrente), una corrente d'intensità nota e misurando, tramite due altri elettrodi (elettrodi di potenziale), la differenza di potenziale che tale corrente produce nei punti del terreno nei quali sono stati posti gli elettrodi stessi.

Il metodo della polarizzazione indotta o della caricabilità si basa su un fenomeno simile a quello di "carica" e "scarica" di un condensatore: immettendo nel terreno una corrente con intensità costante, per un certo tempo, il potenziale di equilibrio tra gli elettrodi di potenziale non viene raggiunto istantaneamente ma dopo un certo intervallo di tempo (rise-time); allo stesso modo, interrompendo la corrente di energizzazione, il potenziale non cade istantaneamente a zero, ma si scarica seguendo una curva di decadenza. 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. Le misure della polarizzazione indotta sono fatte utilizzando le stesse configurazioni utilizzate per eseguire le misure

di resistività. La misura contemporanea dei valori di resistività e caricabilità nella stessa zona di investigazione, consente di ottenere una ricostruzione più dettagliata del sottosuolo.

1.1 Strumentazione e metodologia d'indagine

La strumentazione utilizzata per l'esecuzione delle misure è costituita da un apparato di energizzazione e da un sistema di ricezione. L'apparato di energizzazione consiste in un generatore di tensione continua e in una coppia di elettrodi A e B. Il generatore, alimentato da una batteria interno e/o esterna, invia nel sottosuolo un treno di onde quadre di corrente a bassa frequenza (< 0.1 Hz). La coppia di elettrodi A, B costituisce il dipolo attivo tramite cui avviene l'invio di corrente. La durata dell'energizzazione è determinata nel corso della misura e dipende dal rapporto S/R caratteristico del sito.

Il sistema di ricezione è invece costituito da un millivoltmetro digitale e da una coppia di elettrodi M, N. La corrente elettrica inviata nel sottosuolo, produce ai capi degli elettrodi M, N del dipolo passivo un segnale di tensione che viene misurato dal millivoltmetro digitale e memorizzato da un computer portatile che calcola istantaneamente i valori di resistività apparente. Gli elettrodi sono costituiti da picchetti di acciaio della lunghezza di 40 cm che vengono infissi nel terreno e successivamente collegati attraverso morsetti a cavi multicanale.

Le misure geoelettriche di resistività apparente e di caricabilità sono state eseguite con un georesistivimetro a 96 canali con espansione tramite switch fino a 216 elettrodi. Questo strumento compendia sia il sistema ricevente che quello energizzante ed è in grado di gestire l'immissione di corrente e la misura della differenza di potenziale dai quattro elettrodi volta per volta interessati dalla misura. Il georesistivimetro è composto da un alimentatore che fornisce corrente continua (amperometro), da un misuratore di tensione (voltmetro), da un'unità di switching e da batterie interna ed esterna da 12 V. Lo strumento, secondo una sequenza di

acquisizione predisposta dall'operatore con parametri e tipo di array prestabiliti, gestisce automaticamente il gruppo di elettrodi sul quale effettuare la misura e li commuta alternativamente in elettrodi di corrente e di potenziale, in tutte le configurazioni possibili con il numero di elettrodi presenti nel suolo. In questo modo vengono costruite le pseudosezioni (rappresentazione qualitativa bidimensionale della resistività apparente). Lo strumento presenta un voltaggio massimo di 800 V, compensazione automatica dei potenziali spontanei e permette la misura contemporanea di resistività e caricabilità.

1.2 Acquisizione dei dati

Il team ha eseguito le operazioni di acquisizione di 9 profili della lunghezza di 230 m (per un totale di 2070 m) e con un'equidistanza di 30 m. L'area indagata presenta una lunghezza di 230 m e larghezza di 240 m per una superficie totale di circa 57500 m² (Figura 2).

La scelta dell'ubicazione e la lunghezza dei profili, riportati in Figura 2, è stata effettuata sia in base a considerazioni di tipo idrogeologico, strutturale che logistico.

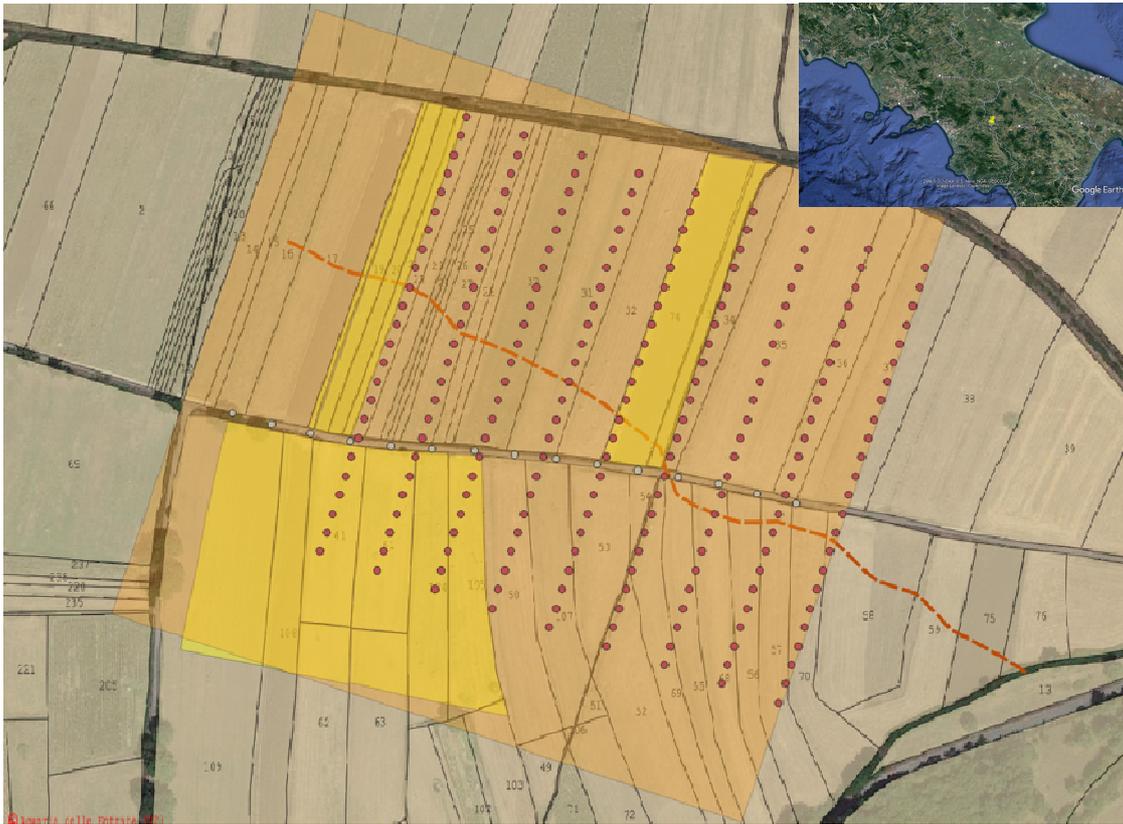


Figura 2. Ubicazione profili di resistività elettrica ad alta risoluzione eseguite nell'area di studio.

Per ognuno dei 9 profili geoelettrici (Figura 3) sono stati utilizzati 24 elettrodi per un totale di 216 elettrodi posti ad una distanza interelettrodica (Δx) di 5 m.

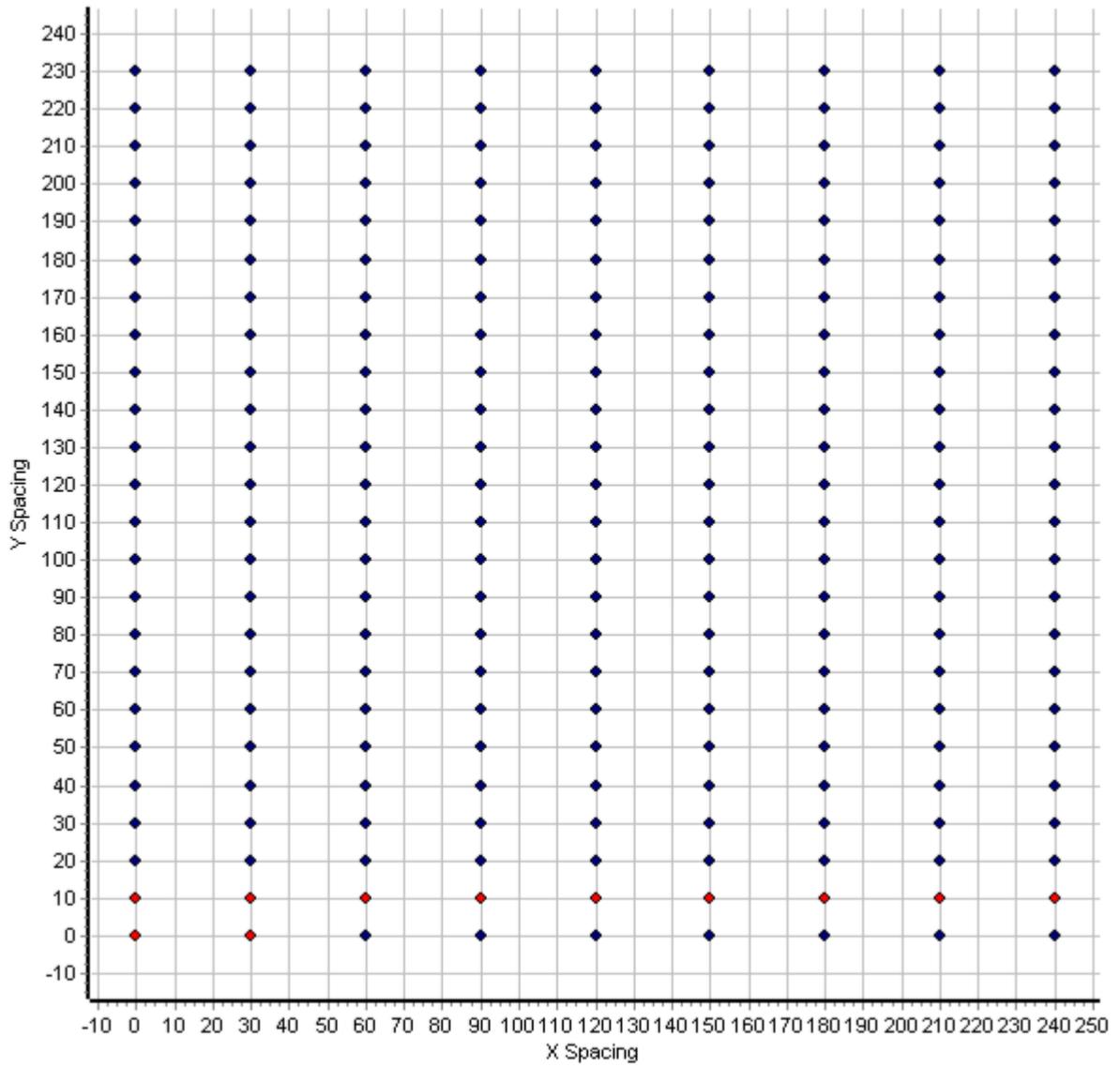


Figura 3. Distribuzione areale degli elettrodi in configurazione 3D

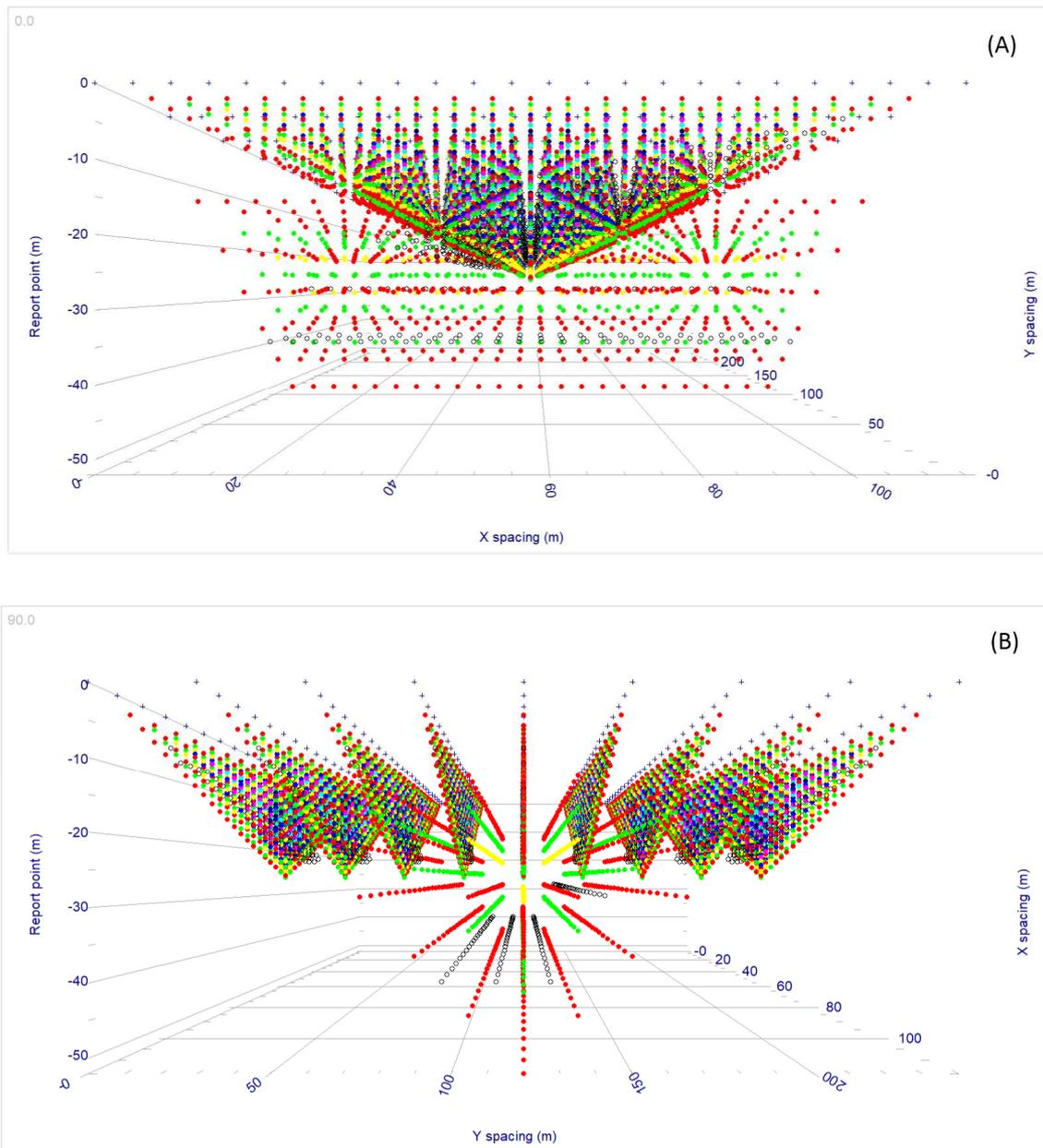


Figura 4. Distribuzione volumetrica degli elettrodi in modalità 3D . Piano XZ (A) e piano YZ (B)

La Figura 4 riporta la distribuzione dei punti campionati nel sottosuolo con geometria dipolo-dipolo. Ovviamente anche questa distribuzione è teorica ma sufficientemente rappresentativa della realtà.

La Figura 5 mostra invece, la distribuzione dei valori di resistività apparente con la profondità. Si nota una lieve variazione negli strati superficiali mentre con la profondità i valori di resistività tendono a disperdersi.

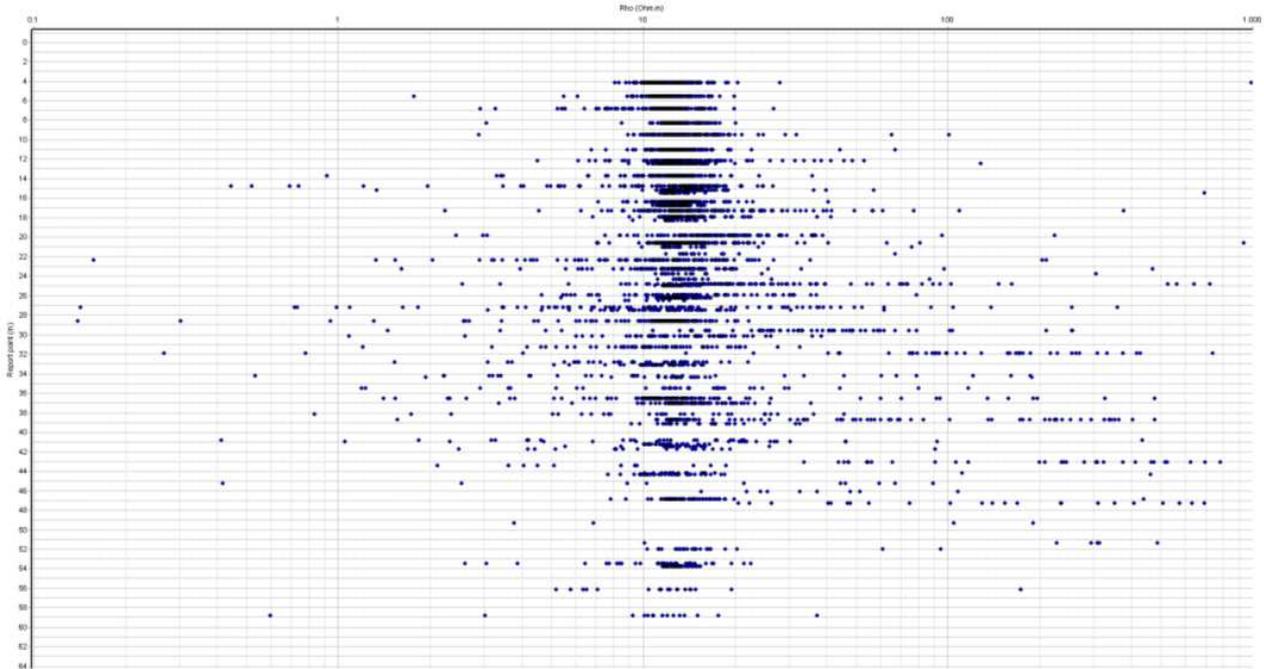


Figura 5. Distribuzione dei valori di resistività apparente con la profondità

Di seguito si riportano alcune foto relative alla fase di acquisizione (Figura 6-8).



Figura 6. Foto relative alla fase di acquisizione dei profili



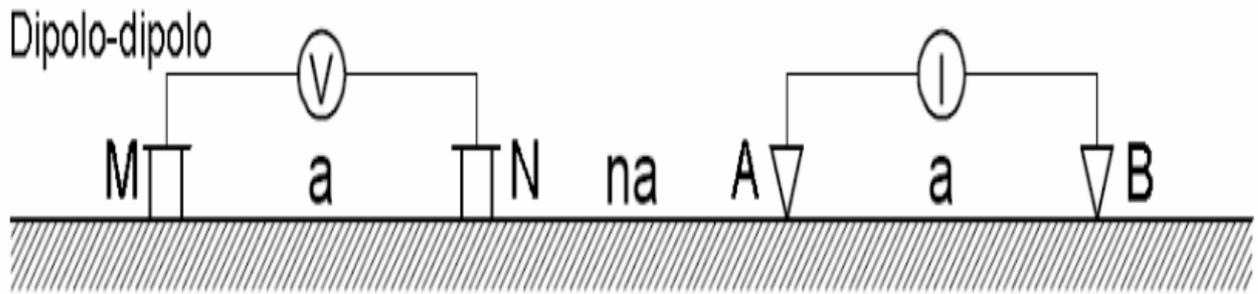
Figura 7. Picchetto in ferro infisso nel terreno e collegato con morsetti ai cavi elettrici.

Le misure geoelettriche di resistività apparente (RA) sono state eseguite con il Syscal Pro della Iris Instrument 96 canali (Figura 8) collegato ad uno switch che permette l'espansione degli elettrodi da 96 a 216 elementi.



Figura 8. Syscal Pro

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 si è scelto un dispositivo di tipo Dipolo-Dipolo. Questo tipo di configurazione è caratterizzato dalla stessa distanza (a) che intercorre fra il dipolo di corrente e il dipolo di potenziale, e a differenza degli altri dispositivi, i due dipoli sono separati da una distanza pari a na (Figura 9). Questa tipologia di dispositivo, dato che i dipoli di corrente sono separati da quelli di potenziale, presenta il più basso valore di noise elettro-magnetico.



$$K = \pi n (n+1)(n+2) a$$

Figura 9. Dispositivo Dipolo-Dipolo

La Figura 10 mette in evidenza tre pseudosezioni riferite alla posizione lungo l'asse X ed in particolare, $X=0$ m; $X=110$ m e $X=230$ m. Naturalmente è possibile anche dalle pseudosezioni avere indicazioni preliminari sulla distribuzione di resistività nel sottosuolo. Ad esempio, sulla sezione $X=0$ si nota molto chiaramente un contatto laterale alla profondità di circa 30 m dal piano campagna, tra due litologie con diversa resistività anche se di lieve entità.

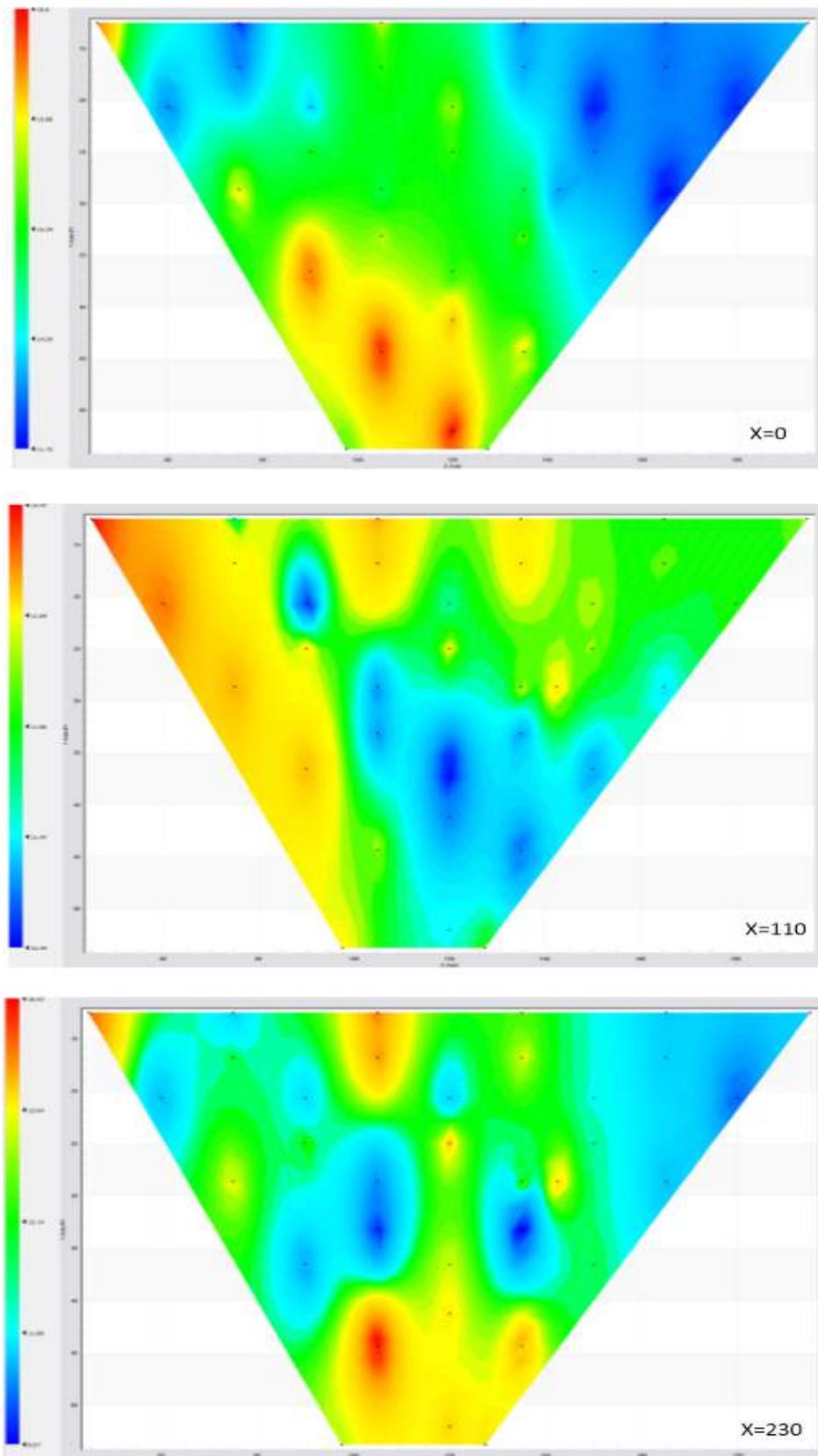


Figura 10. Pseudosezioni lungo la direzione X=0 m; X=110 m e X=230 m

1.3 Elaborazione dei dati

I dati prodotti dal rilievo geoelettrico forniscono informazioni sulla distribuzione della resistività apparente nel sottosuolo. La ricostruzione delle pseudosezioni di resistività apparente è possibile attraverso l'uso di 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.

Per ottenere la resistività reale, e quindi ricostruire l'evoluzione della resistività effettiva nel sottosuolo, è necessario effettuare un'inversione dei dati. I risultati dell'inversione forniscono la Tomografia Elettrica di Resistività 3D (ERT).

In generale, il metodo inverso è una tecnica matematica utilizzata per analizzare i dati al fine di ottenere informazioni utili sulla realtà fisica che ha portato all'andamento dei dati misurati. Questa tecnica prevede che un modello di partenza venga modificato in modo iterativo fino a ridurre al minimo la differenza tra questo e la sezione pseudo-sperimentale. Il processo continua in modalità iterativa, apportando gradualmente modifiche al modello, per minimizzare Root Mean Squared (RMS) tra la pseudo sezione misurata e quella calcolata; quando questa differenza è minima, si può supporre che sia anche la minima differenza tra il modello calcolato e quello reale (Loke e Barker, 1996a,b).

Nelle indagini geoelettriche la maggior parte delle tecniche di inversione sono rappresentate da metodi approssimativi o da metodi iterativi che richiedono un'elevata potenza di calcolo.

Nel nostro caso, per l'inversione dei dati è stato utilizzato Occam come algoritmo di inversione (Le Brecque et al., 1996). L'idea guida è la minimizzazione di una funzione vincolata, in cui il vincolo è rappresentato dalla deviazione standard, mentre la funzione da minimizzare è la rugosità del modello.

I dati acquisiti sono stati elaborati mediante il programma d'inversione ERTLAB 3D (Geostudi Astier, 2009).

La qualità dei dati ottenuti dal processo di inversione è buona. In Figura 11 è possibile osservare i parametri di misfit ottenuti.

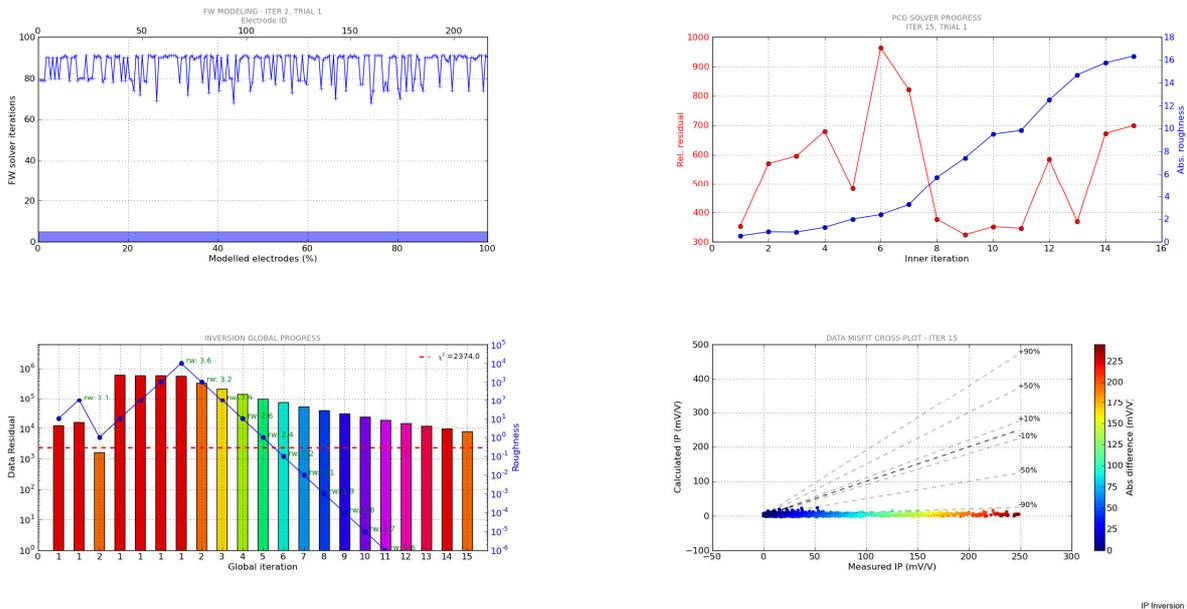


Figura 11. Processo di inversione con indicazione del misfit ed iterazioni

La Figura 12 riporta il modello tridimensionale di resistività in termini di volume indagato ed ottenuto a fine inversione.

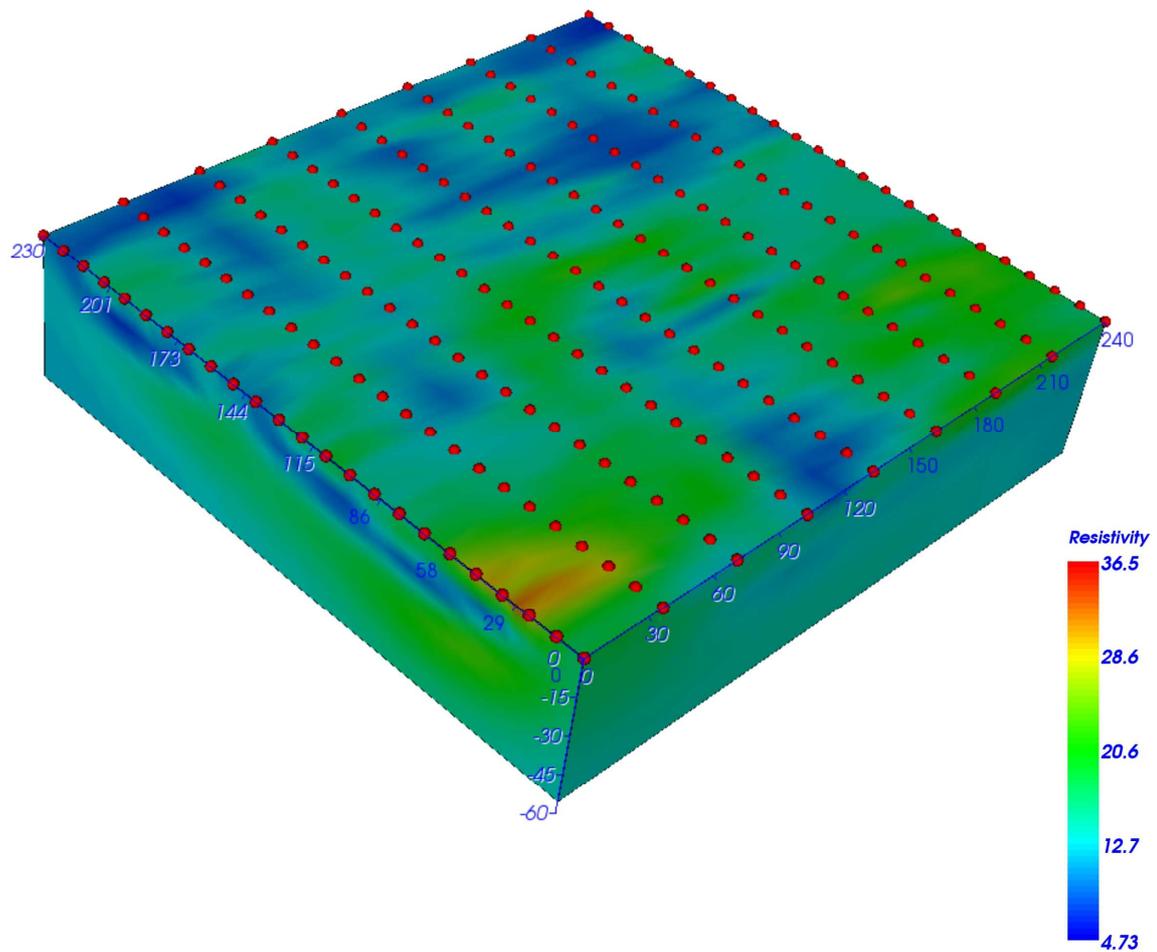


Figura 12. Tomografia elettrica di resistività 3D.

I valori di resistività che caratterizzano il volume esaminato presentano un minimo di 4.70 Ωm e un massimo di 36.5 Ωm . La massima profondità di investigazione è di 50 m.

Per meglio visualizzare gli elettrostrati e le eventuali strutture con caratteristiche elettriche differenti sono state selezionate alcune sezioni a diverse profondità nel piano XY (Figura 13).

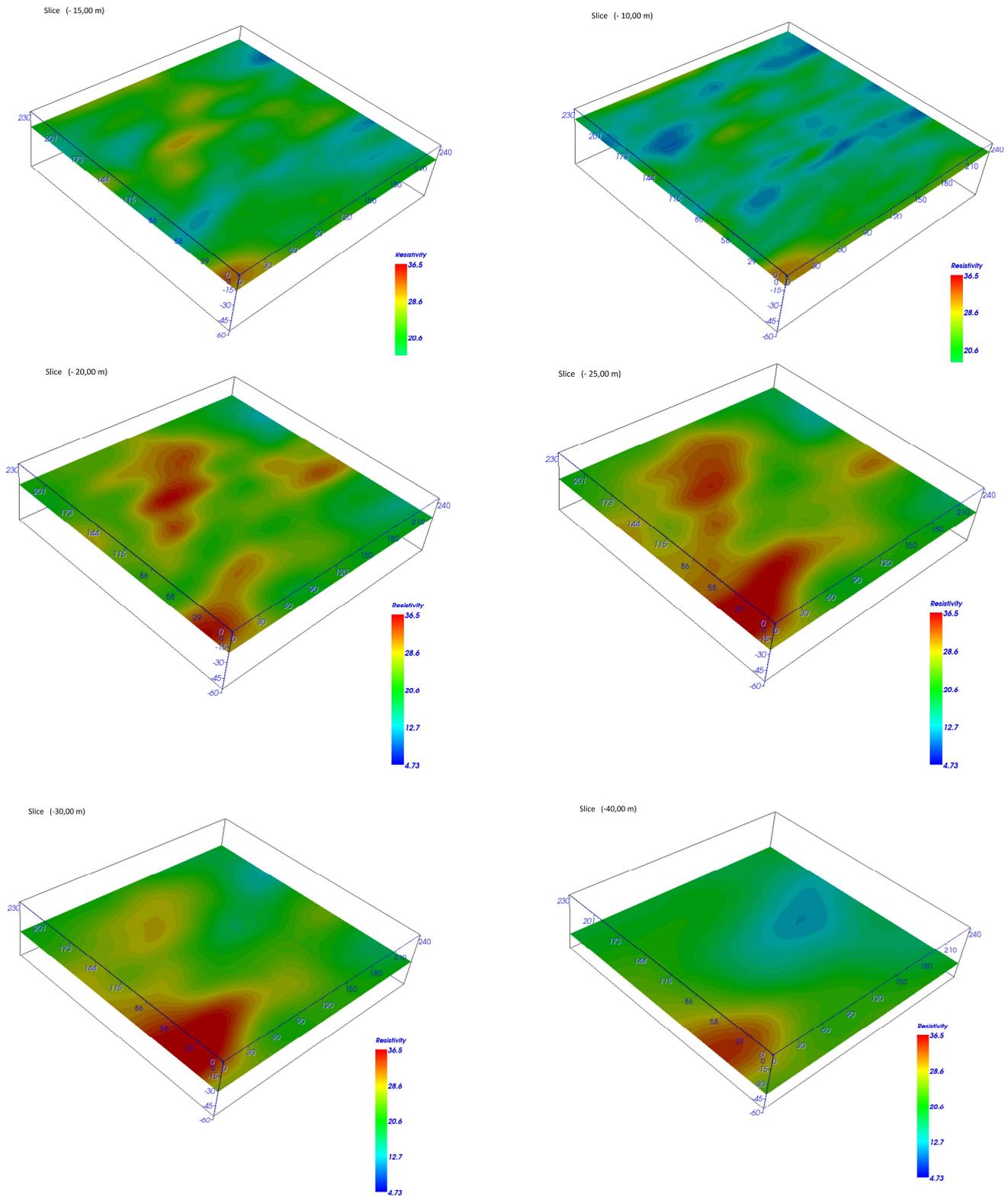


Figura 13. Slices orizzontali nel piano XY a profondità di -5, -10, -15, -20, -25, -40 metri

Per meglio osservare le variazioni di resistività sono state ottenute delle slices verticali nel piano XZ (Figura 14)

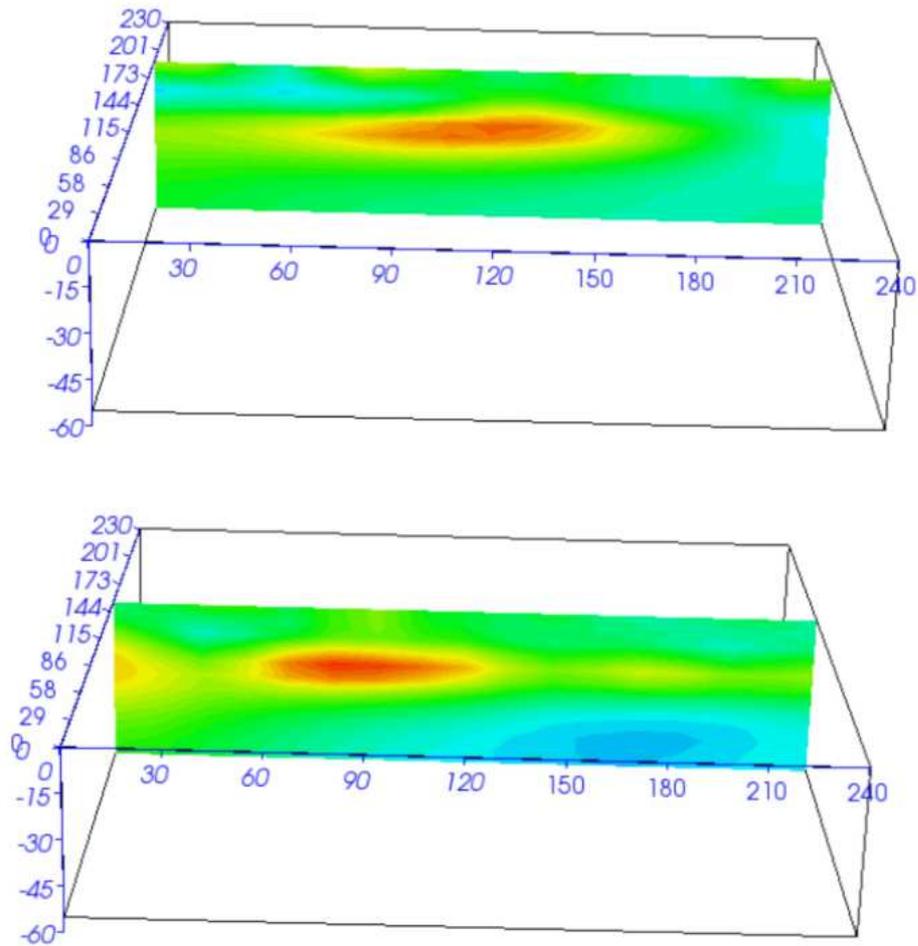


Figura 14. Slices verticali nel piano XZ.

2. CONCLUSIONI

In questo rapporto tecnico si riportano le procedure di acquisizione ed elaborazione di dati di tomografia geoelettrica 3D (ERT) eseguita in aree caratterizzate dalla presenza di faglie.

Considerando i risultati preliminari, si può affermare la buona validità del metodo che mette in evidenza le forti potenzialità di investigazione pur essendo poco invasivo.

Nella stessa area sono stati acquisiti anche dati gravimetrici e sismici che verranno elaborati successivamente ed integrati con quelli ERT in chiave di interpretazione geologico-strutturale.

Ringraziamenti

Si desidera ringraziare l'amministrazione comunale di San Gregorio Magno (SA) e di Ricigliano (SA) per la collaborazione ed il supporto ricevuto durante le fasi di organizzazione del survey. Si desidera anche ringraziare tutti i proprietari dei suoli che hanno permesso il passaggio del personale ed delle attrezzature necessarie per la ricerca.

Bibliografia

Geostudi Astier 2009, ERTLAB 3D, software inversione dati geoelettrici.

INGV, 1993, https://emidius.mi.ingv.it/GNDT/P512/UR_UNINA990623.html

LaBrecque D. J., Miletto M., Daily W., Ramirez A, Owen E.; 1996b: *The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data*. Geophysics, v.59, pp. 1839-1848.

Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996a. Rapid Least-Squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections by a Quasi-Newton Method. Geophysical Prospecting, 44, 131-152. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x>

Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, Issue 3, 499 - 523. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x>