

Regione Autonoma della Sardegna
Assessorato dell'Agricoltura e Riforma Agro-Pastorale



CONSORZIO DI BONIFICA DELL'ORISTANESE
ORISTANO



PROGETTO ESECUTIVO

CUP - CAT. P0418

*Interventi di manutenzione straordinaria per la messa in sicurezza
dello sbarramento collinare in localita' "Mura Cabonis"
in agro di Milis*

Elaborato:

Relazione delle indagini geofisiche

All. C.2

n° prog.

Coordinatore per la progettazione
ing. Massimo Sanna

V.il Resp. del procedimento
ing. Roberto Sanna

Gruppo di progettazione
Studio Chiarini Associati
ing. Gian Luca Zuddas
geol. Simone Manconi
ing. Andrea Murrancu

Scala

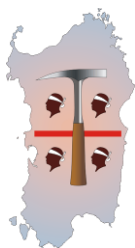
Data **aprile 2021**

Rev. 1

COMUNE DI Milis

Provincia di Oristano

INTERVENTI DI CONSOLIDAMENTO E RIPRISTINO DELLA FUNZIONALITÀ DELLA DIGA "MURA-CABONIS"



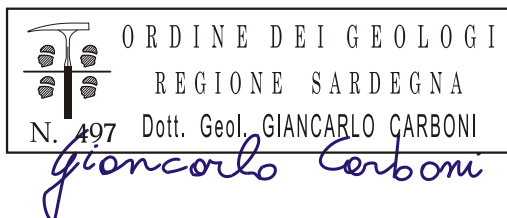
Studio di Geologia Tecnica e Ambientale Dott. Geol. Giancarlo Carboni

Via Nazionale 277
09039 Villacidro (VS)
Tel. 070 2332144 cell. 329 4177709
e-mail: info@geosardegna.it
www.geosardegna.it

Oggetto:

Indagini geofisiche mediante la metodologia della tomografia geoelettrica e dei potenziali spontanei per l'individuazione preliminare di settori di infiltrazioni d'acqua nel corpo diga.

Dott. Geol. Giancarlo CARBONI
Ordine dei Geologi della Sardegna n° 497



Il committente:

Dott. Geol. Simone Manconi

Villacidro, li 18/01/2019

INDICE

Premessa	1
Inquadramento geologico	2
Generalità sull'Indagine Geofisica	2
Prospezione geoelettrica	4
Resistività apparente.....	5
Dispositivi elettrodi.....	7
Dispositivi elettrodi dipolari	7
Dispositivi elettrodi quadripolari	9
Modelli di resistività 2D	10
Strumentazione tomografia geoelettrica utilizzata	11
Operazioni di campagna.....	13
Rappresentazione delle pseudosezioni.....	13
Descrizione delle sezioni di resistività delle indagini geoelettriche	16
Misure di polarizzazione indotta	17
Descrizione delle sezioni di caricabilità delle indagini geoelettriche	20
Misure di potenziale spontaneo	21
Descrizione delle misure di potenziale spontaneo	23
Repertorio fotografico.....	25
Conclusioni	26

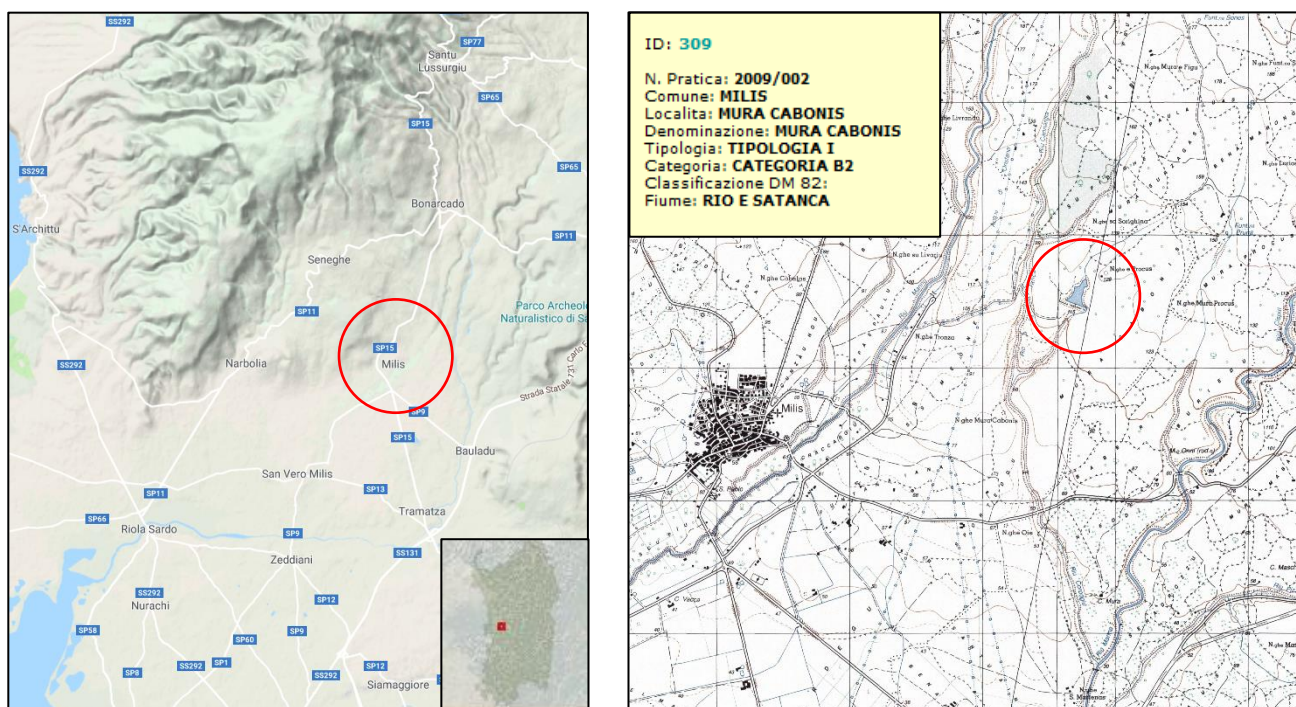


PREMESSA

Su incarico conferito nel mese di gennaio 2019 allo scrivente, Dott. Geol. Giancarlo Carboni, con Studio Tecnico in Villacidro, via Nazionale n° 277, iscritto all'Ordine dei Geologi della Sardegna con il n° 497 dalla dott. geol. Simone Manconi è stata realizzata una campagna d'indagine geofisica con metodi della tomografia geoelettrica con misura dei valori di resistività, caricabilità e la misura dei potenziali spontanei, allo scopo di avere utili indicazioni relativamente a fenomeni di filtrazione delle acque attraverso il corpo della diga Mura Cabonis sita in agro di Milis (OR).

Al presente lavoro ha fattivamente collaborato il dott. Geol. Iosto Lecca.

Inquadramento geografico e topografico



Vista aerea dell'area interessata dalle indagini





INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La zona in esame occupa parte della piattaforma basaltica dell'altopiano di Abbasanta, è formata da colate basaltiche Plio-Pleistoceniche, sovrapposte a sedimenti marini e continentali del periodo Miocenico.

Le vulcaniti basaltiche, che interessano la zona in esame, fanno parte della colata più "recente" dell'intensa attività tettonica distensiva, che dalla fine del Terziario (Pliocene medio) fino al Quaternario ha coinvolto la Sardegna.

Gli espandimenti basaltici in questione, che ricoprono tutte le formazioni preesistenti e si adattarono alla morfologia già evoluta, arrivarono ad interessare la Planargia, la Campeda e il Ghilarzese.

Gli altopiani basaltici fanno parte del settore meridionale degli espandimenti lavici, fuoriusciti dai numerosi centri d'emissione, lineari e puntiformi, che sono stati localizzati nel complesso vulcanico del Montiferru di Santulussurgiu, e lungo la parte meridionale della faglia del Marghine.

Queste lave sono poi fluite verso i bassi topografici, a livellare i sedimenti terziari, nel corso della fine di tale periodo e all'inizio del Quaternario.

La gran parte di questi basalti, che si sono principalmente riversati in riva destra del Tirso sono prevalentemente grigi o neri e generalmente disposti in grandi banchi a fratturazione colonnare.

Per quanto riguarda la loro potenza, che sembra essere stata influenzata dalla morfologia presistente, essa varia da punto a punto, poiché si va dai pochi metri presso Norbello e S. Chiara, ai circa 10-15 presso Aidomaggiore, fino ai 50-60 metri nella valle di Riu Messe Capai, dove una paleo-valle già preesistente è stata appunto colmata da questi espandimenti (A. Porcu, 1972).

È proprio in corrispondenza di queste paleovalli che si riscontrano gli spessori maggiori dati dalla sovrapposizione di più colate, che si distinguono tra loro per la presenza di scorie al letto ed al tetto di ognuna (A. Porcu, 1983).

GENERALITÀ SULL'INDAGINE GEOFISICA

La caratterizzazione stratigrafica dei terreni può risultare alquanto complessa, soprattutto se le aree da investigare sono piuttosto estese e difficilmente praticabili con i tradizionali mezzi di



indagine geognostica. Infatti, l'eterogeneità e la complessità dell'assetto stratigrafico locale comporterebbe spesso l'esecuzione di un elevato numero di rilievi geognostici, dal momento che l'informazione che essi forniscono è del tutto puntuale. La delimitazione delle aree su cui concentrare rilievi specifici rappresenta, quindi, un passaggio necessario per l'ottimizzazione della ricerca. I metodi geofisici sono in grado di fornire una rappresentazione globale dei volumi sepolti in termini di distribuzione verticale e laterale dei parametri fisici che caratterizzano le aree da investigare. In tal modo il numero delle indagini può essere notevolmente ridotto e concentrato in aree indicate dall'indagine geofisica o laddove è necessario acquisire informazioni di maggior dettaglio.



Il profilo geoelettrico inizia a 4.0 m dall'ingresso carrabile del coronamento della diga e termina a 188.0 m, sempre dall'ingresso.

Sono stati comunque indicati nella tabella seguente anche le coordinate di inizio e fine stendimento misurate con GPS da carteggio mod. Garmin 62s.

Ubicazione in coordinate UTM WGS84 dello stendimento geoelettrico

Rilievo geofisico	Est	Nord
TG inizio	471 511	4 434 319
TG fine	471 686	4 434 261



PROSPEZIONE GEOELETRICA

Nella prospezione geoelettrica il parametro fisico che si determina è la resistività elettrica delle formazioni che costituiscono il sottosuolo.

La geoelettrica si basa sul principio che le rocce sono conduttrici di elettricità, e tale capacità di condurre corrente varia a seconda del tipo di roccia, delle sue condizioni (alterazione, fessurazione, porosità, ecc.), del suo contenuto d'acqua, del contenuto di minerali come solfuri e ossidi, dal grado di salinità dell'acqua contenuta nei pori.

Perché l'indagine geoelettrica permette di ricostruire un modello interpretativo del sottosuolo, si può avere attraverso un utilizzo mirato della stessa una stima della stratigrafia a piccola, media e grande profondità e per la ricerca di accumuli idrici sotterranei.

Nell'ambito delle metodologie geofisiche correntemente utilizzate per l'esplorazione del sottosuolo, un notevole contributo è dato dalle prospezioni di tipo geoelettrico. La prospezione geoelettrica consiste nella determinazione sperimentale del parametro della resistività apparente, attraverso misure congiunte di intensità di corrente elettrica inviata nel sottosuolo mediante una coppia di elettrodi infissi nel terreno, e di tensione ai capi di una seconda coppia di elettrodi, anch'essi in contatto diretto col suolo.

L'analisi del comportamento della resistività apparente, al mutare della dimensione e posizione del dispositivo elettrodico di misura, permette di evidenziare efficacemente i contrasti di resistività esistenti nel sottosuolo, nell'ambito dei volumi investigati, fornendo così informazioni sulla presenza di discontinuità strutturali (faglie, superfici di scorrimento, etc.), sulla presenza ed andamento nel sottosuolo delle falde acquifere e sull'individuazione di fenomeni di inquinamento delle falde e dei suoli.

Allo scopo di definire la più appropriata metodologia d'intervento è di fondamentale importanza la definizione dell'assetto stratigrafico di dettaglio, l'individuazione di eventuali acque d'infiltrazione sub superficiali o di acquiferi a media profondità. È noto come l'acqua sia un elemento particolarmente destabilizzante e spesso costituisce la causa innescante dei movimenti franosi oltreché spesso dei cedimenti strutturali.

In questo lavoro si presenta una tipologia d'approccio utilizzata per l'analisi dei dati ottenuti con il metodo geoelettrico. Di fatto esso rappresenta una metodologia di ricognizione capace di individuare la distribuzione più probabile di anomalie di resistività, visualizzando la geometria dei corpi sepolti all'interno del volume del sottosuolo esplorato.



Tale approccio si differenzia da quelli adottati nei metodi classici d'inversione, i quali, basandosi sul procedimento della deconvoluzione dei minimi quadrati, operano un confronto tra il modello del sottosuolo ottenuto sperimentalmente ed un modello teorico, attraverso test di bontà del confronto. Ciò implica, però, l'assegnazione a priori di alcuni parametri da parte dello sperimentatore, per interpretare il problema geofisico.

Il metodo d'inversione tomografica qui utilizzato si svincola da questa procedura, utilizzando un algoritmo che è completamente indipendente dai parametri introdotti a priori.

Il lavoro di ricerca realizzato in questo lavoro si sviluppa nel seguente modo:

1. Pianificazione delle operazioni effettuate nel sito d'indagine, definendo le tecniche di acquisizione dati di resistività apparente lungo i profili scelti, e le tecniche utilizzate per l'abbattimento del rumore sul segnale utile.
2. Presentazione del risultato dell'analisi dei dati sottoposti ad una valutazione comparativa attraverso il tracciamento di una famiglia di isolinee di resistività apparente. Tale rappresentazione di fatto viene definita come una pseudosezione di resistività del sottosuolo lungo il profilo scelto.
3. Il metodo d'interpretazione sopra citato, viene applicato ai dati ottenuti nel sito investigato con l'intento di individuare e definire la stratigrafia locale e l'eventuale presenza di acque sotterranee superficiali.

Resistività apparente

Se effettuiamo misure di distanze fra gli elettrodi, di corrente I e di differenze di potenziale V allo stesso modo in cui le effettuiamo nel caso del sottosuolo omogeneo, il risultato che otterremo sarà un valore di "resistività fittizia" definita anche "pseudoresistività".

Nel caso di un semispazio omogeneo ed isotropo di resistività ρ , abbiamo precedentemente visto come, mediante misure di intensità di corrente fluente nel sottosuolo dall'elettrodo A a quello B, e misure di differenza di potenziale ai capi degli elettrodi M e N, è possibile determinare la resistività del sottosuolo con la seguente formula:

$$\rho = K_g \frac{\Delta U_{MN}}{I}$$

essendo K_g il fattore geometrico del dispositivo utilizzato.



La possibilità di operare su un semispazio omogeneo è piuttosto rara. Nella realtà il sottosuolo è caratterizzato dalla presenza di superfici di discontinuità lungo le quali si hanno brusche variazioni della resistività.

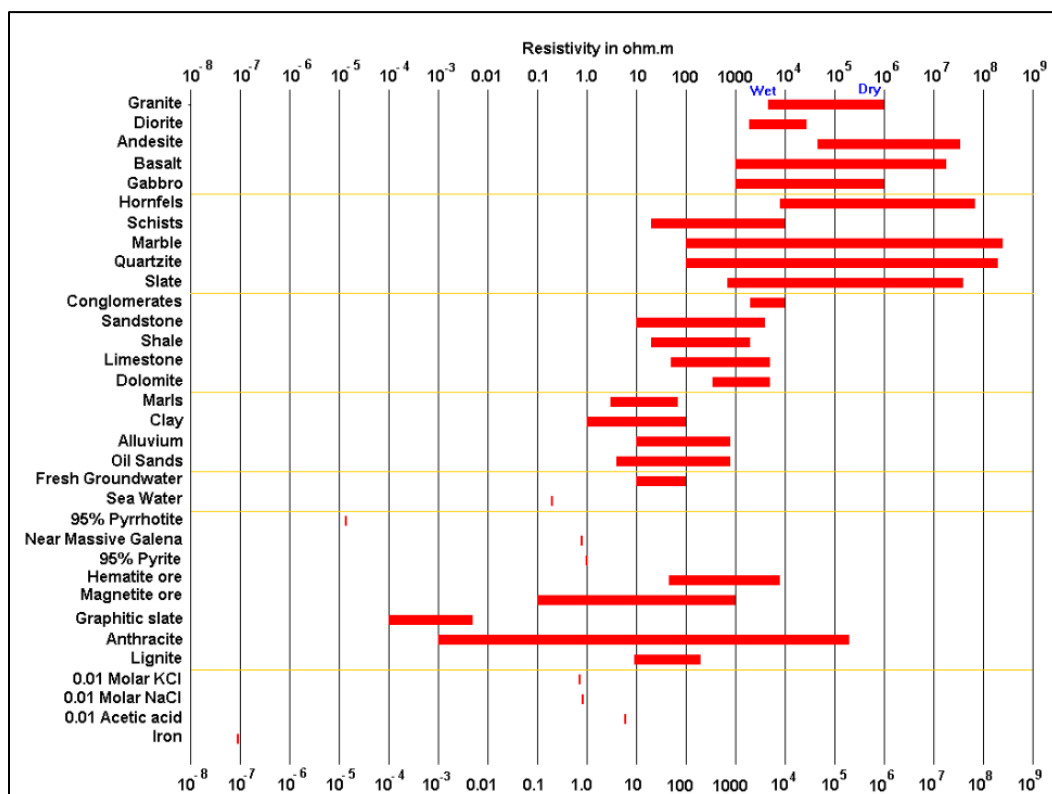
Se effettuiamo misure di distanze fra gli elettrodi, di corrente I e di differenza di potenziale V allo stesso modo in cui le effettuiamo nel caso del sottosuolo omogeneo, il risultato che otterremo sarà un valore di "resistività fittizia" definita anche "pseudoresistività".

In generale tale valore dipenderà dalle resistività reali appena citate, e dalle distanze interelettrodiche. Il valore di resistività fittizia che si ottiene non deve essere considerato né una media aritmetica, né ponderata delle tre resistività vere presenti nel sottosuolo, dato che può accadere che essa assuma un valore addirittura maggiore o minore di tutte e tre le resistività reali.

La resistività fittizia ρ_a , ottenuta applicando ad un sottosuolo eterogeneo l'espressione corrispondente al semispazio omogeneo, è detta "resistività apparente". Essa è usualmente definita, per un semispazio disomogeneo, come la resistività di un ipotetico sottosuolo omogeneo ed isotropo sulla cui superficie, a parità di dispositivo elettrodico e d'intensità di corrente, si misura una differenza di potenziale uguale a quella del mezzo disomogeneo.

Quindi la resistività apparente è la variabile sperimentale che si ottiene dalle misure effettuate con il metodo geoelettrico, e che si utilizza nel processo di interpretazione.

Intervalli di resistività per rocce, suoli e minerali





Dispositivi elettrodi

Esistono diversi tipi di dispositivi elettrodi, ognuno caratterizzato da una diversa disposizione degli elettrodi sul terreno.

Dispositivi elettrodi dipolari

I dispositivi elettrodi dipolari costituiscono una famiglia di dispositivi molto importante, caratterizzata dal fatto che in essi gli elettrodi di corrente A e B, sono fra loro molto ravvicinati rispetto alla distanza alla quale si valutano i loro effetti, tanto da potersi considerare come un dipolo. La valutazione degli effetti del dipolo di corrente AB viene effettuata tramite un secondo dipolo MN, detto di tensione.

In particolare, il dispositivo dipolare che è stato utilizzato per l'indagine geoelettrica oggetto della presente indagine è il dipolo-dipolo detto anche dipolare assiale.

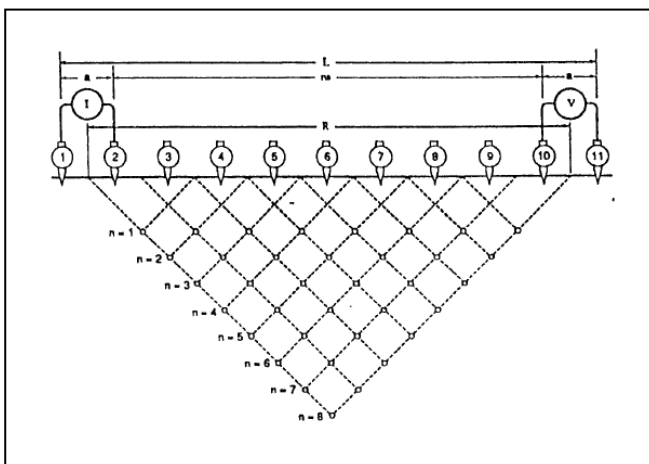
In questo tipo di dispositivo i due dipoli, di corrente e di misura, giacciono entrambi sulla retta congiungente i loro centri.

La tecnica della geoelettrica *dipolare di superficie*, utilizzata per la prospezione geofisica, consiste nella realizzazione di un'immagine 2D di estremo dettaglio del comportamento areale della resistività elettrica lungo il piano della sezione verticale passante per i profili scelti per la prospezione.

La notevole risoluzione fornita da tale tecnica permette di discriminare molto più efficacemente i contrasti di resistività esistenti nel sottosuolo. In particolar modo, il metodo geoelettrico risulta tra i più idonei per l'individuazione e la definizione di acquiferi, in quanto le caratteristiche elettriche del sottosuolo sono fortemente influenzate dalla presenza di acque vadoze. Di conseguenza si possono ottenere informazioni di dettaglio sui percorsi d'infiltrazione delle acque sot-

terranee, spesso molto articolati, e sull'evoluzione nel tempo della loro diffusione, qualora l'indagine geoelettrica venga ripetuta periodicamente.

Il procedimento di campagna per la realizzazione d'una pseudo-sezione con la tecnica dipolare assiale è mostrato schematicamente nella figura:





Attraverso i due elettrodi di corrente contigui A e B, posti ad una distanza "a" l'uno dall'altro, si immette una corrente elettrica di intensità nota nel sottosuolo. La misura di tensione, creata dal flusso di corrente, è effettuata mediante il dipolo di tensione, in linea con il precedente, anch'esso caratterizzato da due elettrodi contigui, M e N, distanziati di nuovo "a" l'uno dall'altro. La distanza tra gli elettrodi di corrente e di potenziale più vicini tra loro, precisamente B ed M, è regolata in maniera tale da risultare un numero intero n di volte la distanza dipolare "a".

La procedura tomografica di campagna consiste nell'eseguire vari transetti lungo il tracciato, ciascuno dei quali corrisponde ad un'assegnata posizione di uno dei due dipoli lungo il profilo, che viene mantenuto fisso, mentre l'altro dipolo si allontana progressivamente da questo lungo il medesimo profilo, assegnando valori crescenti ad n (1, 2,, N).

La rappresentazione più adeguata dell'insieme di tutti i risultati conseguiti consiste nell'attribuire ciascun valore di resistività apparente al punto di intersezione tra due linee oblique, convergenti verso il basso, spiccate con un'angolazione di 45° dai centri dei due dipoli, ubicati nelle posizioni cui competono le misure di corrente e di tensione dalle quali nasce il valore di resistività apparente in considerazione. Risulta evidente che all'incrementare di n, aumenta la distanza R tra i centri dei due dipoli e, di conseguenza, la profondità a cui si riferisce la misura.

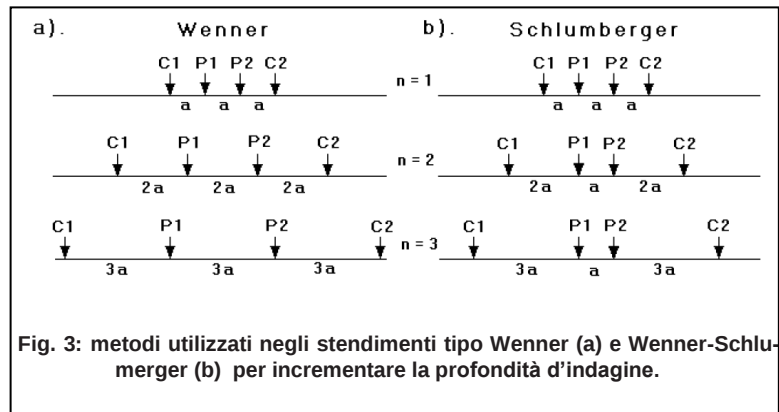
Le resistività apparenti, distribuite nei punti della griglia che si viene a formare come conseguenza delle diverse disposizioni mutue dei due dipoli, vengono successivamente sottoposte ad una valutazione comparativa, che si concretizza nel tracciamento di una famiglia di isolinee di resistività apparente. Il quadro d'insieme che ne deriva, ulteriormente rifinito con l'uso di una scala di colori o di grigi o con altri mezzi di contrasto tra settori contigui, rappresenta di fatto una *pseudo-sezione* del sottosuolo lungo il profilo scelto.

La massima profondità di indagine che si raggiunge con l'uso di questa tecnica è teoricamente pari alla metà della massima distanza raggiunta tra i due dipoli lungo il profilo scelto. In realtà, questo discorso risulta valido solo se il sottosuolo nell'area di indagine è elettricamente omogeneo in modo da supporre regolare e semisferica la distribuzione delle linee di corrente. Poiché in generale il sottosuolo è tutt'altro che omogeneo (presentando eterogeneità sia verticali che laterali di ρ la reale profondità di investigazione raggiunta risulterà essere diversa da quella teorica, generalmente pari a $1/6$ della massima lunghezza dello stendimento; da cui i termini di *pseudo-sezione*, *pseudo-profondità* e *pseudo-resistività* (o resistività apparente).



Dispositivi elettrodici quadripolari

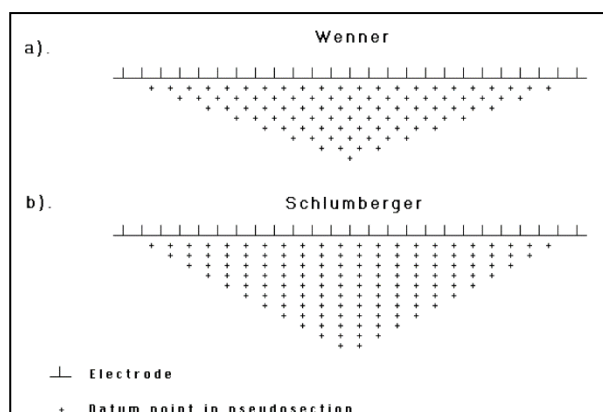
In aree con spazi aperti limitati per l'esecuzione di lunghe linee di sedimento, la disposizione convenzionale di Wenner ha lo svantaggio di comportare una forte riduzione della copertura laterale quando la spaziatura degli elettrodi viene incrementata per aumentare la profondità d'indagine. Per esempio, per raddoppiare la profondità di indagine, la spaziatura a degli elettrodi deve essere portata a $2a$ (vedi figura sotto). In questo caso, la lunghezza totale dello stendimento viene incrementata da $3a$ a $6a$. Contemporaneamente, la larghezza della pseudosezione diminuisce di $3a$ per ogni livello di misura. Al confronto, la larghezza della pseudosezione diminuisce di $2a$ per lo stendimento Wenner-Schlumberger.



La resistività apparente per la disposizione elettrodica Wenner-Schlumberger è data da

$$\rho = \pi \cdot n(n+1) \cdot a \cdot R$$

dove R è la resistività misurata, a è la spaziatura tra gli elettrodi $P1$ e $P2$ ed n è il rapporto della distanza tra gli elettrodi $C1-P1$ e $P1-P2$. Questa disposizione diventa effettivamente di tipo Schlumberger quando il fattore n è maggiore di 2. Perciò è al momento una combinazione della disposizione Wenner e Schlumberger adattato per l'uso con una disposizione con una linea di



elettrodi con spaziatura costante (come viene normalmente utilizzata nella tomografia elettrica). Inoltre questo stendimento presenta una migliore copertura orizzontale e una profondità di penetrazione maggiore del 15% rispetto allo stendimento Wenner. In pratica, dal momento che il potenziale tra gli elettrodi $P1$ e $P2$ decresce all'incremento del fattore n , il massimo valore di n usato nelle

ricerche sul campo è circa 8. Per incrementare la profondità di investigazione, la spaziatura tra gli elettrodi $P1-P2$ viene incrementata di $2a$ e le misurazioni sono ripetute per n pari a 1, 2, 3, 4,



5, e 6. In seguito, la spaziatura tra P1 -P2 viene incrementata di 3a, e si esegue la stessa sequenza di misure.

Un vantaggio dello stendimento Wenner normale è il suo elevato rapporto segnale-disturbo rispetto alle altre tradizionali disposizioni elettroniche. Tale disposizione è da preferire in quelle aree caratterizzate da un segnale elettrico con un disturbo piuttosto elevato.

Modelli di resistività 2D

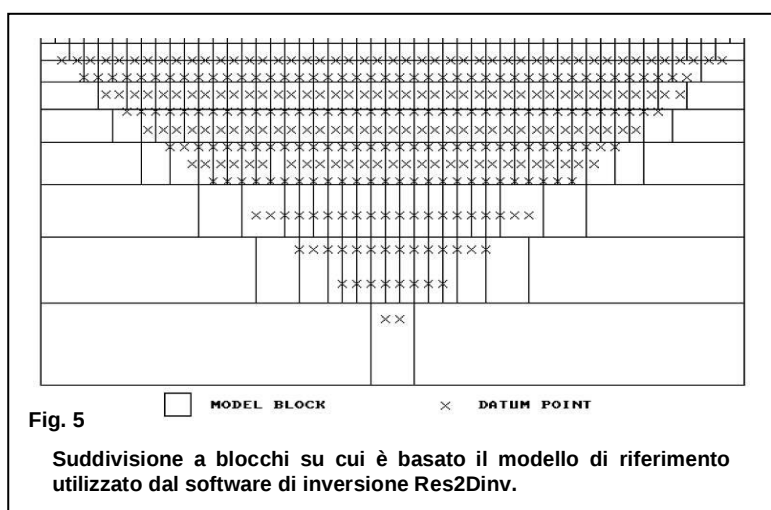
Un sondaggio elettrico 2D è un'indagine bidimensionale che permette lo studio delle variazioni di resistività sia lungo la direzione verticale che lungo una direzione orizzontale. Con le configurazioni dell'array precedentemente descritte è possibile compiere misure di resistività apparente dalle quali, attraverso un processo di inversione, si deduce una sezione di resistività 2D (tomografia elettrica) del sottosuolo.

Oltre a permettere lo studio di strutture geometricamente complesse ed articolate, questo tipo di indagine può essere applicato anche in presenza di irregolari morfologie del terreno; ovviamente l'attendibilità del risultato dipende anche dalla conoscenza dell'andamento topografico della zona indagata.

Per l'inversione dei dati geoelettrici acquisiti in campagna è stato utilizzato il software Res2Dinv (Geotomo Software). Il processo di inversione ha la prerogativa di cercare di individuare un modello geometrico del sottosuolo che sia compatibile con le misure raccolte. Il software Res2Dinv utilizza un metodo di inversione basato sui minimi quadrati che permette di determinare un modello bidimensionale di resistività del sottosuolo (pseudosezione).

Il punto di partenza per il processo di inversione sono i dati acquisiti in campagna ed opportunamente formattati per essere letti dal software (.dat). In base alle condizioni ambientali in

cui si è svolta la fase di acquisizione, è possibile un'attenta calibrazione del modello teorico attraverso la configurazione di diversi parametri. Il software attraverso una serie di iterazioni successive mira a ridurre la differenza tra i valori di resistività apparente misurati e quelli calcolati dal modello teorico.





Il modello di riferimento utilizzato dal software è basato su una suddivisione a blocchi in cui la dimensione e la posizione delle celle è fissa. I parametri del modello sono i valori delle celle, mentre i dati sono i valori di resistività misurati. Nell'inversione ad ogni cella viene assegnato un valore di resistività (calcolato) ottenuto invertendo i valori di resistività misurati.

I risultati ottenuti dalle inversioni sono delle tomografie elettriche che rappresentano modelli di resistività del sottosuolo ad alta risoluzione, il cui errore, rispetto alle misure compiute, è segnalato dal parametro RMS (Root Mean Square error).

Strumentazione tomografia geoelettrica utilizzata

L'indagine geoelettrica eseguita ha riguardato l'esecuzione di una tomografia geoelettrica con metodologia dipolare (dipolo-dipolo) e quadripolare (Schlumberger) lungo il coronamento della diga.

A tal proposito, la scelta della metodologia geoelettrica è senza dubbio tra le più idonee, data la sua capacità di esaltare eventuali anomalie, in termini di forti contrasti di resistività, imputabili alla presenza di acque d'infiltrazione sotterranee nei volumi di terreno investigati.

Per l'esecuzione delle misure geoelettriche di cui si discute è stato utilizzato un georesistivimetro monocanale realizzato dalla ditta GF Instruments mod. ARES G4, alimentato con batteria al piombo ricaricabile. Questo strumento è stato progettato per effettuare una serie completa di stendimenti geoelettrici: sondaggi elettrici verticali, profili di resistività, misure multi-elettrodo per tomografie elettriche 2D e 3D, misure di polarizzazione indotta e di potenziali spontanei.

Esso è costituito dall'apparato di energizzazione (immette corrente nel terreno attraverso gli elettrodi A e B), e dall'apparato di ricezione (misura la differenza di potenziale tra gli elettrodi di tensione M e N); racchiude, infatti, tre unità principali: *trasmettitore*, *ricevitore* e *microprocessore*.

Il trasmettitore, isolato elettricamente, è costituito da un generatore di tensione in continua, provvisto di commutatore automatico della polarità, per l'invio nel sottosuolo, tramite gli elettrodi del dipolo energizzante, di un flusso di corrente continua la cui intensità può variare fino a raggiungere un'intensità massima di 2.0 A ed un voltaggio compreso tra 10 e 550 V con una potenza massima di 300 W.

L'Ares G4 viene collegato ad un commutatore con cui è possibile programmare la gestione automatica degli elettrodi dello stendimento, ottenendo un elevato numero di combinazioni tra gli elettrodi nonché un notevole risparmio di tempo.

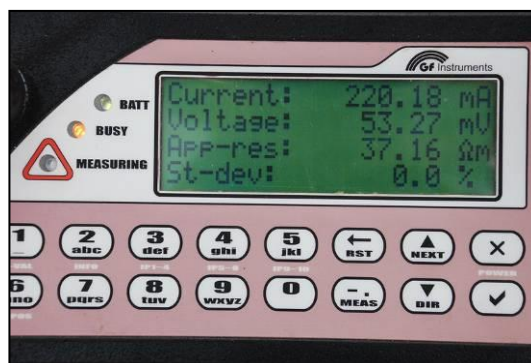


Al cavo multielettrodo del georesistivimetro sono collegati contemporaneamente tutti gli elettrodi attraverso appositi connettori. In base all'array prescelto, l'unità switch (commutatore) seleziona le coppie di elettrodi da energizzare.

La durata della fase di energizzazione, ossia di immissione di corrente nel terreno, è stata determinata nel corso della misura in base al rapporto segnale-rumore caratteristico del sito. Il ricevitore è costituito da un millivoltmetro digitale collegato a un microprocessore, che memorizza i valori di tensione ai capi degli elettrodi del dipolo di misura con un passo di campionamento regolare e tale da rientrare un numero intero di volte nel ciclo completo di un'onda di corrente. Alla fine di ogni ciclo, inoltre, un software di esercizio fornisce il valore della resistenza (visualizzato su un display digitale in $\Omega \cdot m$) come rapporto tra la media di tutte le stime della tensione di picco, riferite ai cicli di corrente via via susseguirsi, e l'intensità della corrente preselezionata.



Strumento di misura Ares G4



Particolare del display



Connessione tra cavi multipolari ed elettrodi in acciaio inox



Connessione tra le sezioni di cavi multipolari

È opportuno qui evidenziare che la procedura computerizzata appena descritta, detta *stacking* mira ad isolare il segnale utile di tensione, ovvero il segnale direttamente collegato alla corrente di energizzazione, mediante il processo di rimozione immediata del fattore di disturbo



stazionario (generato da fenomeni di polarizzazione spontanea), e di abbattimento progressivo di quello casuale (provocato da sorgenti naturali e/o artificiali spurie di vario genere).

Il primo obiettivo si raggiunge facilmente grazie all'inversione della polarità del flusso di corrente continua nel sottosuolo, cioè mediante l'invio di onde quadre di corrente.

Il secondo obiettivo, invece, viene raggiunto tramite quella proprietà dei processi stocastici che afferma che la somma di m elementi di un rumore casuale comunque selezionati ne attenua la portata rispetto ad un segnale coerente di un fattore pari alla radice quadrata di m . La scelta del numero di cicli da utilizzare è legata all'entità del disturbo: quanto più esso è forte tanto maggiore deve essere il numero di cicli. Lo strumento utilizzato è dotato di un software interno che regola automaticamente il numero di cicli di misura sulla base delle impostazioni dell'operatore, finché non viene raggiunto un segnale ottimale.

Operazioni di campagna

La campagna di misure è stata preceduta da un sopralluogo di dettaglio nell'area di interesse, al fine di definire precisamente l'ubicazione dei profili lungo cui effettuare le tomografie dipolari.

La traccia del profilo geoelettrico è indicato nella planimetria con la sigla TG (linea continua in rosso).

Le misure sono state effettuate mediante l'esecuzione di una tomografia geoelettrica attraverso il coronamento della diga utilizzando 47 elettrodi con distanza interelettrodica di 4 m e per una lunghezza complessiva di 184 m.

Le misure sono state eseguite con le configurazioni dipolo-dipolo e Schlumberger, il tempo di energizzazione per il dipolo-dipolo è stato di 0.5 s e di 1.0 s per la configurazione di Schlumberger, con quest'ultimo sono state anche eseguite delle misure di polarizzazione indotta con tre finestre di caricabilità, rispettivamente di: 0.10 s, 0.25 s e 0.50 s.

Rappresentazione delle pseudosezioni

Nel presente capitolo vengono presentate le tomografie elettriche elaborate con i relativi dettagli tecnici e l'interpretazione geologica. Per ottenere una chiave interpretativa omogenea e funzionale si ha la necessità di utilizzare una rappresentazione grafica delle tomografie che permetta una immediata comprensione dei livelli di interesse.



Facendo riferimento alle misure di resistività è importante considerare le proprietà degli spessori investigati determinanti per la risposta geoelettrica. Allo stesso tempo è cruciale valutare i processi geologici che influiscono direttamente sulla resistività propria degli spessori. Questi processi, tranne rare eccezioni, tendono generalmente ad abbassare i valori di resistività.

Il contesto geologico obbliga inoltre ad inserire all'interno del quadro di analisi l'eventuale alterazione delle rocce del substrato che generalmente fa diminuire i valori di resistività di ordini di grandezza. Fenomeni di fratturazione e faglie, unitamente a fenomeni di dissoluzione associati, aumentano la permeabilità e conseguentemente determinano un abbattimento dei valori di resistività. Ci si attende inoltre l'influenza dell'alterazione per idrolisi dei minerali primari che determina una sensibile diminuzione dei valori di resistività. L'insieme di questi fattori è da tenere in considerazione nell'interpretazione dei rilievi e nella precedente scelta della scala di rappresentazione.

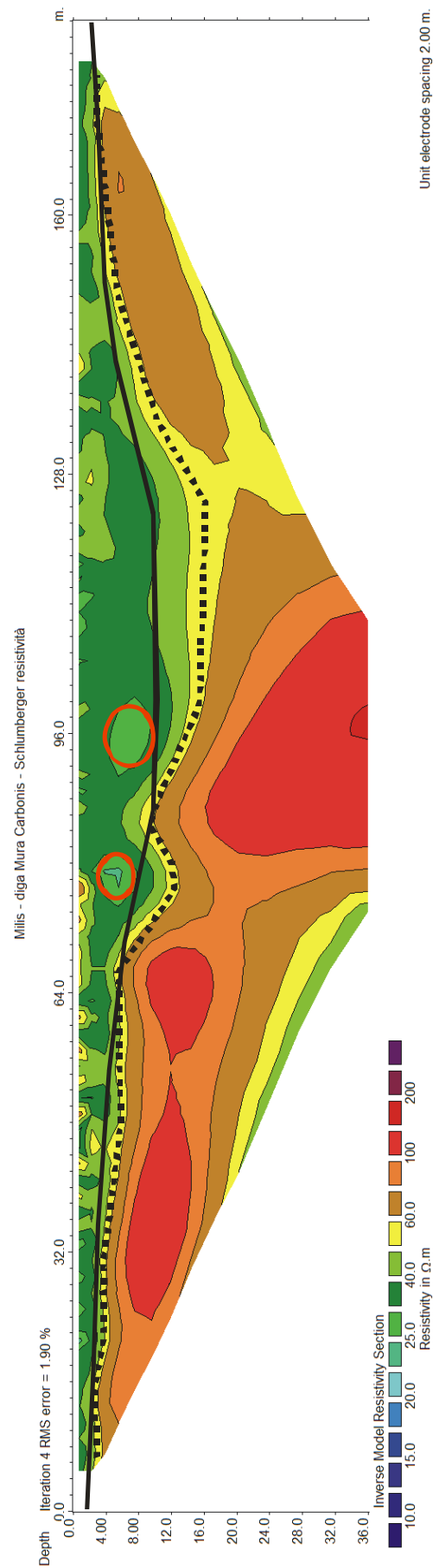
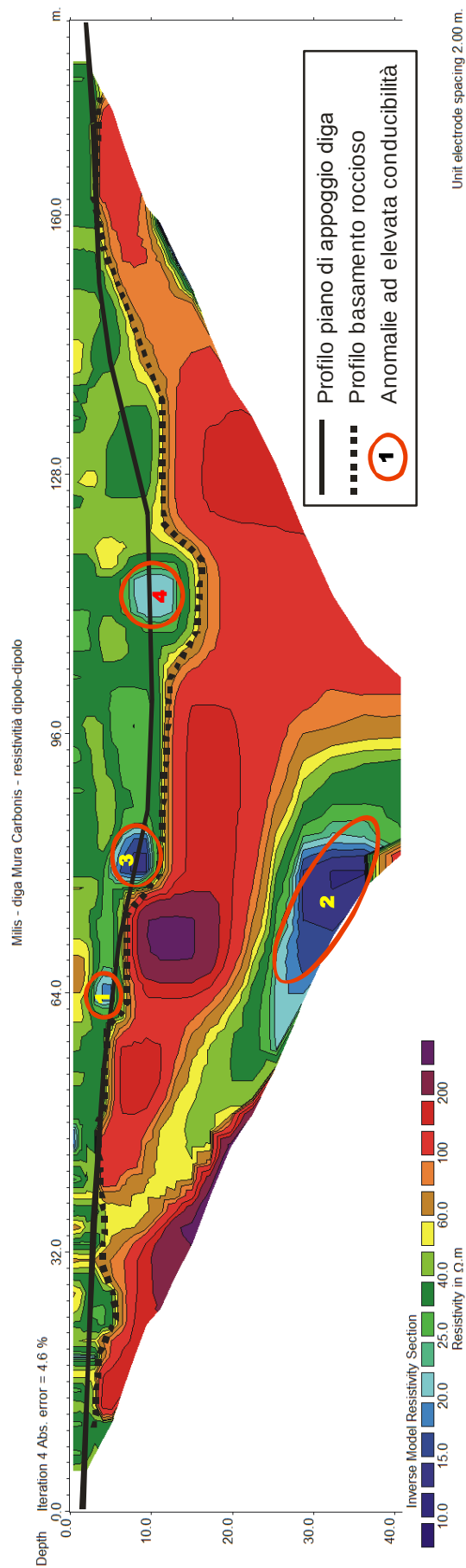
Sono state rappresentate le interpretazioni dei profili ottenuti con le metodologie del dipolo-dipolo e Schlumberger.

Sono state utilizzate differenti configurazioni elettrodeiche nel medesimo profilo perché queste hanno differenti caratteristiche nella capacità di acquisire il dato geoelettrico: il dipolo-dipolo è la configurazione con la più alta risoluzione in assoluto, fornisce una elevata sensibilità in senso orizzontale, ma per via della limitata distanza degli elettrodi di misura MN è soggetto ad una perdita di sensibilità in profondità. Vista la limitata lunghezza dello stendimento adottata e la potenza dello strumento, la perdita di sensibilità è stata comunque trascurabile.

La configurazione di Schlumberger pur essendo meno dettagliata mantiene un buon compromesso tra risoluzione d'indagine e sensibilità nelle misure acquisite più in profondità, ha una risoluzione verticale talvolta superiore al dipolo-dipolo e minore sensibilità ai disturbi.



Sezioni di resistività





Descrizione delle sezioni di resistività delle indagini geoelettriche

L'analisi delle pseudo sezioni ottenute evidenzia come le due configurazioni elettrodiche utilizzate abbiano in generale dei risultati omogenei, riuscendo ad individuare in maniera abbastanza netta quello che dovrebbe essere il corpo della diga e il basamento roccioso su cui poggia.

Le sezioni evidenziano un andamento elettrostratigrafico caratterizzato dalla presenza di una copertura superficiale irregolare costituita da settori caratterizzati da resistività medio bassa ($25 \Omega\text{m} < \rho < 60 \Omega\text{m}$) attribuibile al corpo della diga. Più in profondità i valori di resistività crescono repentinamente individuando il substrato roccioso, caratterizzato da valori di resistività maggiori ($100 \Omega\text{m} < \rho < 350 \Omega\text{m}$).

La configurazione dipolo-dipolo è quella più dettagliata e riesce ad evidenziare nettamente dei settori puntuali caratterizzati da bassa resistività con $\rho < 20 \Omega\text{m}$, i quali possono indicare dei punti di infiltrazione dell'acqua attraverso il corpo della diga. Mentre la configurazione di Schlumberger non ha avuto lo stesso dettaglio e non ha discriminato con altrettanta efficacia questi settori di anomalia.

Sulle sezioni geoelettriche è stato graficamente rappresentato il probabile basamento del corpo della diga con una linea a tratteggio nero, mentre i punti di anomalia sono stati indicati con un cerchio rosso i quali risultano, rispetto all'inizio del profilo e alla profondità dal coronamento della diga, indicati nella tabella sottostante:

Punto di anomalia	1	2	3	4	5
Distanza da inizio profilo geoelettrico (m)	64	77	79	96	112
Profondità dal coronamento diga (m)	-4.5	-36	-8.5	-7.5	-10

In particolare, il punto n° 3 individua la condotta di scarico del bacino che attraversa il corpo della diga, essendo realizzata in ferro-ghisa costituisce un punto di anomalia conduttiva particolarmente evidente.

I punti 1, 4 e 5 individuano probabili deflussi idrici all'interno del corpo della diga che necessitano di verifica attraverso indagini dirette.

Il punto n° 2 si colloca ad una profondità tale da essere attribuito ad un probabile deflusso idrico in una discontinuità del basamento roccioso basaltico, quindi avente una connotazione esclusivamente geologica e non correlabile alle perdite del corpo diga in esame.

Misure di polarizzazione indotta

Il metodo della Polarizzazione Indotta (PI) è stato ed è ancora largamente utilizzato nell'esplorazione mineraria e nello studio di livelli argillosi in sistemi alluvionali. Le misure di caricabilità abbinate a quelle di resistività permettono spesso di risolvere le ambiguità in corrispondenza di bassi valori di resistività, i quali caratterizzano sia livelli saturi sia strati argillosi ma si differenziano per diversi tempi di scarica del potenziale elettrico.

La PI comprende un insieme di fenomeni transitori che avvengono nel terreno, se sottoposto ad un campo elettrico applicato tramite un dispositivo quadripolare ABMN, dove AB sono gli elettrodi di corrente ed MN quelli di potenziale. Se si energizza il terreno con una corrente di intensità costante I attraverso gli elettrodi AB per un certo tempo T , e si misura il potenziale di equilibrio tra gli elettrodi MN, si osserverà che qualche formazione nel sottosuolo manifesterà il fenomeno della polarizzazione. Nel momento in cui si interrompe la corrente elettrica agli elettrodi A e B, la differenza di potenziale misurata tra M e N non si azzerava istantaneamente ma si scarica in un determinato tempo seguendo l'andamento riportato in figura.

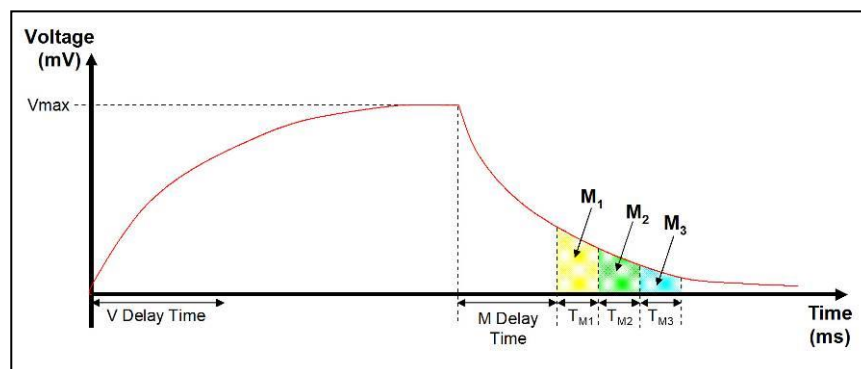


Fig. 6 - Il processo di carica e di scarica in funzione del tempo

La durata di questo fenomeno è variabile e può raggiungere a volte parecchi secondi: si tratta pertanto di un fenomeno elettrico relativamente lento e temporaneo. Quello che si misura è l'area sottesa dalla curva di decadimento del potenziale $V(t)$, per un intervallo di tempo $\Delta t = t_2 - t_1$, in rapporto con il potenziale registrato prima dell'inizio del processo di scarica V_0 :

$$M = \frac{\int_{t_1}^{t_2} V(t) dt}{V_0}$$

La grandezza M è detta caricabilità ed è generalmente misurata in millisecondi.

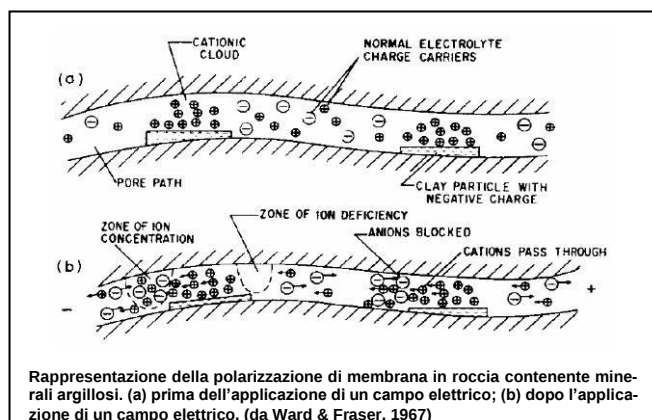
Il fenomeno fisico può essere spiegato modellando il terreno come una distribuzione di condensatori che si caricano e si scaricano attraverso delle resistenze. Il tempo richiesto per ripristinare le condizioni di equilibrio è funzione del grado di polarizzabilità del terreno. I principali fattori che determinano la PI sono:

- la composizione mineralogica,
- la tessitura,
- la percentuale d'acqua (umidità naturale),
- la composizione chimica dell'acqua interstiziale (elettrolita).

I fenomeni che avvengono a livello microscopico nel materiale sottoposto a corrente elettrica sono globalmente di due tipi: polarizzazione elettrodica e polarizzazione di membrana.

La polarizzazione elettrodica è la tipica polarizzazione dei metalli, nei quali le cariche sono libere di migrare e disporsi in modo tale da creare dipoli. Questo tipo di polarizzazione è tipica nelle indagini minerarie.

La polarizzazione di membrana si ha quando alle pareti dei pori del terreno si affacciano



minerali d'argilla. Le argille sono materiali coesivi idrati, a comportamento plastico, i cui minerali argillosi sono generalmente caratterizzati da dimensioni inferiori a 5 μm . In particolare essi sono costituiti da fillosilicati organizzati in strati tetraedrici di silicio ed alluminio e in strati di ottaedri di alluminio, ferro ed altri cationi. In base a come si interfacciano gli

strati tetraedrici ed ottaedrici si osserva una forte variabilità della composizione chimica, delle proprietà di scambio e delle risposte geofisiche. Nei sedimenti sciolti esiste una percentuale ottimale dei minerali d'argilla per la polarizzazione di membrana; tale concentrazione è compresa tra il 3% e l'8%, quindi la massima polarizzabilità per un sedimento sciolto si ha per sabbie limoso-argillose. Le argille pure, data l'inesistenza dei pori, non polarizzano. La polarizzazione di membrana pertanto è particolarmente importante nelle rocce contenenti una bassa percentuale di argilla nella matrice. Occorre infine ricordare che non tutti i minerali d'argilla hanno la stessa efficacia nell'adsorbimento cationico. L'effetto della polarizzazione di membrana aumenta notevolmente in contesti porosi in cui le particelle d'argilla bloccano parzialmente il passaggio alle soluzioni di ioni. La nuvola cationica di diffusione in vicinanza della superficie del minerale argil-



loso è una caratteristica del sistema argilla-elettrolita. Applicando un potenziale elettrico, le cariche positive manifestano una elevata mobilità attraverso la nube cationica, mentre quelle cariche negative tendono ad accumularsi; si ha quindi una membrana ione-selettiva la quale, all'eliminazione del potenziale elettrico, ostacola la mobilità delle cariche negative e rallenta la riconfigurazione della neutralità elettrica.

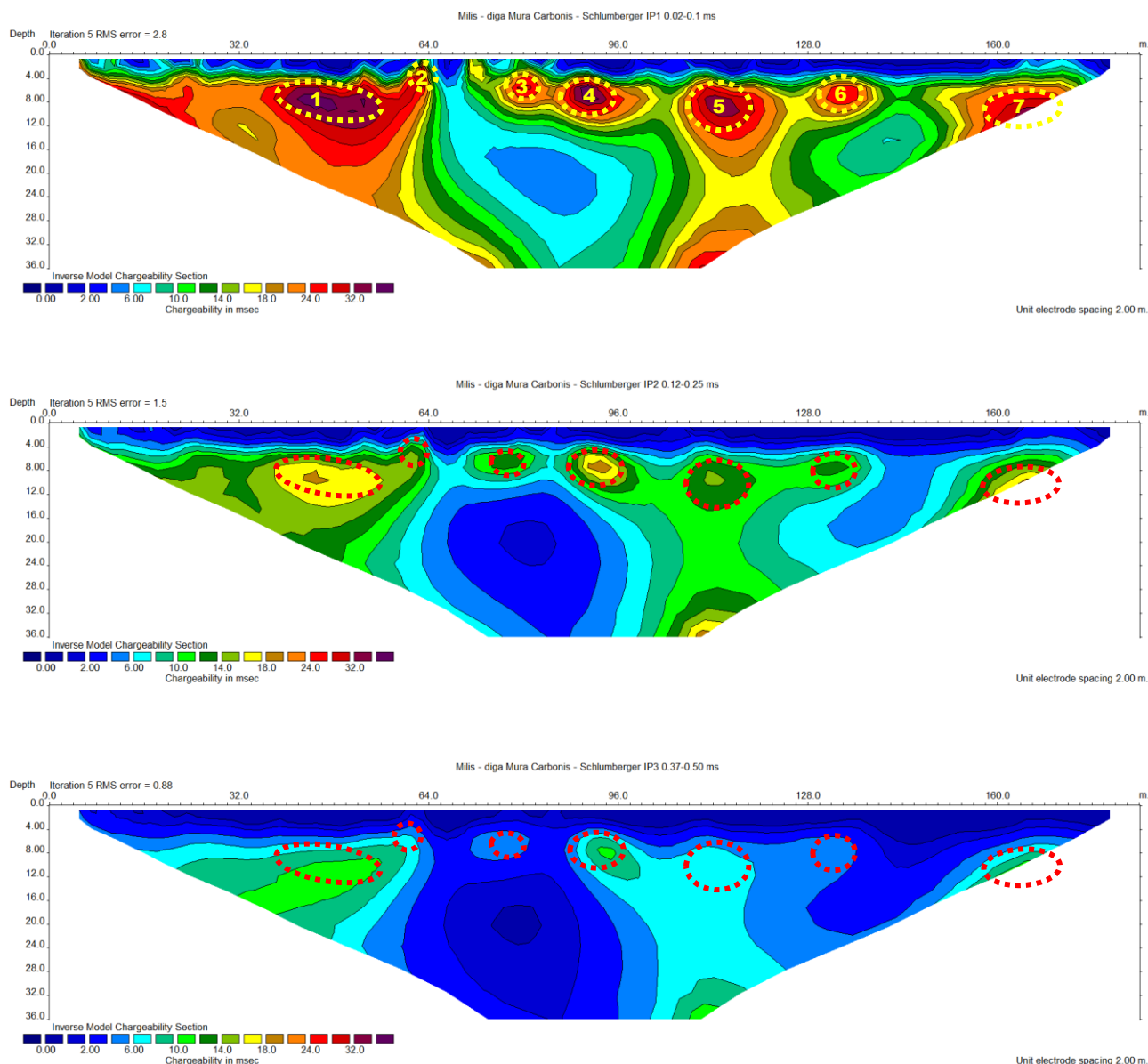
Il processo di acquisizione di misure di caricabilità è estremamente delicato: in condizioni ideali bisognerebbe utilizzare sonde non polarizzabili, tuttavia con i più moderni georesistivimetri è possibile acquisire con i normali elettrodi metallici (nella fattispecie acciaio inox). Infatti il problema dei potenziali spontanei dovuti alla polarizzazione degli elettrodi metallici viene gestito automaticamente dal georesistivimetro, grazie agli elevati rapporti segnale/disturbo e ad opportuni sistemi di filtraggio elettronico del segnale registrato agli MN.

Di seguito si riporta una tabella con alcuni valori tipici di caricabilità di alcuni terreni, rocce e minerali (da Telford 1990 e Keller 1966).

Materiali e Minerali	Caricabilità (msec)
Pirite	13.4
Galena (solfo di Piombo)	3.7
Rocce con il 20% di solfuri	2000-3000
Rocce con l'8-20% di solfuri	1000-2000
Rocce con l'2-8% di solfuri	500-1000
Magnetite	2.2
Arenarie e Siltiti	100-500
Rocce vulcaniche compatte	100-500
Graniti	10-50
Acque sotterranee	0
Materiale alluvionale	1-4
Ghiaia	3-9



Sezioni di polarizzazione indotta



Descrizione delle sezioni di caricabilità delle indagini geoelettriche

Come già descritto le misura di polarizzazione indotta o caricabilità sono state condotte nella configurazione di Schlumberger, questa presenta infatti il vantaggio di avere un miglior rapporto segnale-disturbo rispetto alla configurazione dipolo-dipolo, fattore fondamentale vista la delicatezza della misura effettuata poiché in questi casi si hanno in genere dei valori di carica-bilità piuttosto bassi e pertanto particolarmente soggetti a disturbi.



L'indagine ha individuato diversi settori puntuali caratterizzati da caricabilità anomala rispetto al corpo incassante costituito dal rilevato in terra della diga, che in alcuni casi sono praticamente coincidenti o adiacenti con i settori a bassa resistività precedentemente descritti.

I punti di anomalia possono essere dovuti alla presenza di acqua in una matrice limoso-sabbiosa, poiché in linea di principio i tempi di scarica sarebbero inversamente proporzionali all'importanza del deflusso idrico attraverso il corpo della diga, cioè proporzionale al grado di saturazione della matrice, ne consegue che queste particolari zone possono essere diagnostiche anch'esse di possibili infiltrazioni all'interno del corpo della diga.

Sulla rappresentazione grafica delle sezioni sono stati graficamente rappresentati i punti di anomalia con un cerchio a tratteggio giallo e rosso per meglio evidenziarlo dallo sfondo, i quali sono indicati nella tabella sottostante, rispetto all'inizio del profilo e alla profondità dal coronamento della diga:

Punto di anomalia	1	2	3	4	5	6	7
Distanza da inizio profilo geoelettrico (m)	44-52	63	80	90	114	134	164
Profondità dal coronamento diga (m)	-8	-4	-6	-7	-9	-7	-10

Sulla base dell'analisi dei tempi di scarica, il punto n° 4 è quello che presenta la maggiore caricabilità, costituendo così il punto di anomalia principale, mentre i punti n° 1, 2 e 7 presentano dei tempi di scarica intermedi, i restanti si estinguono molto più rapidamente indicando zone di anomalia meno estese rispetto alle altre riscontrate.

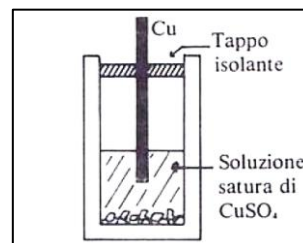
Misure di potenziale spontaneo

Lungo lo stesso allineamento della prova sismica e geoelettrica sono stati acquisiti anche i valori del P.S. (potenziale spontaneo o Self Potential). Nel sottosuolo si creano spesso delle differenze di potenziale naturale (spontaneo) dovute a forze elettromotrici che si originano nel sottosuolo per vari motivi. Una delle cause è di tipo elettrocinetico, questo si verifica quando un elettrolita passa attraverso ad un mezzo poroso si origina tra le due superfici estreme una differenza di potenziale. Il fenomeno può essere spiegato col fatto che le pareti dei capillari assorbono gli anioni, i quali, a propria volta, attraggono i cationi, formando un doppio strato elettrico: al passaggio dell'elettrolita attraverso il capillare gli anioni (-) rimangono fissi, mentre i cationi (+) vengono asportati e concentrati all'uscita, che presenta quindi segno positivo rispetto all'altro estremo del mezzo poroso.



Nella pratica questi moti di filtrazione delle acque possono creare differenze di potenziale di alcune decine di millivolt.

La pratica operativa consiste nel misurare le differenze di potenziale (d.d.p.) tra due elettrodi, chiamati anche sonde, infissi nel terreno. Non sono idonei i picchetti in metallo in quanto si origina, al contatto col terreno, un potenziale spurio per azioni elettrochimiche, pertanto per ovviare a tale inconveniente, si utilizzano degli elettrodi impolarizzabili costituiti da un elettrodo di metallo (ad es. Rame) immerso in una soluzione satura di un sale del metallo stesso (solfato di rame) il tutto contenuto in un vaso di porcellana con fondo poroso.



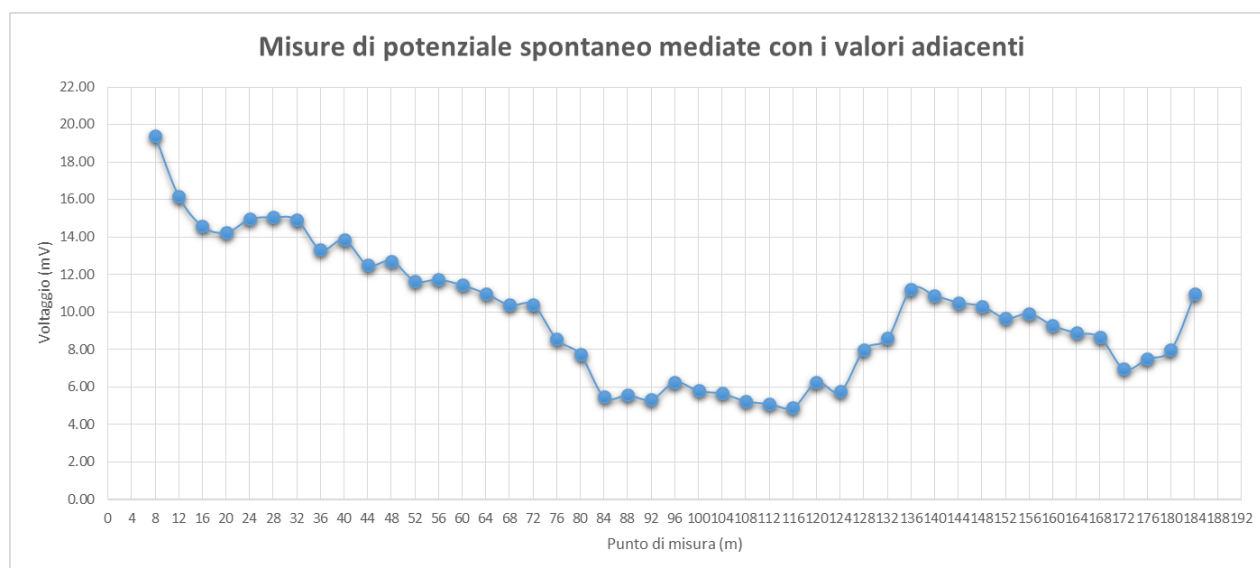
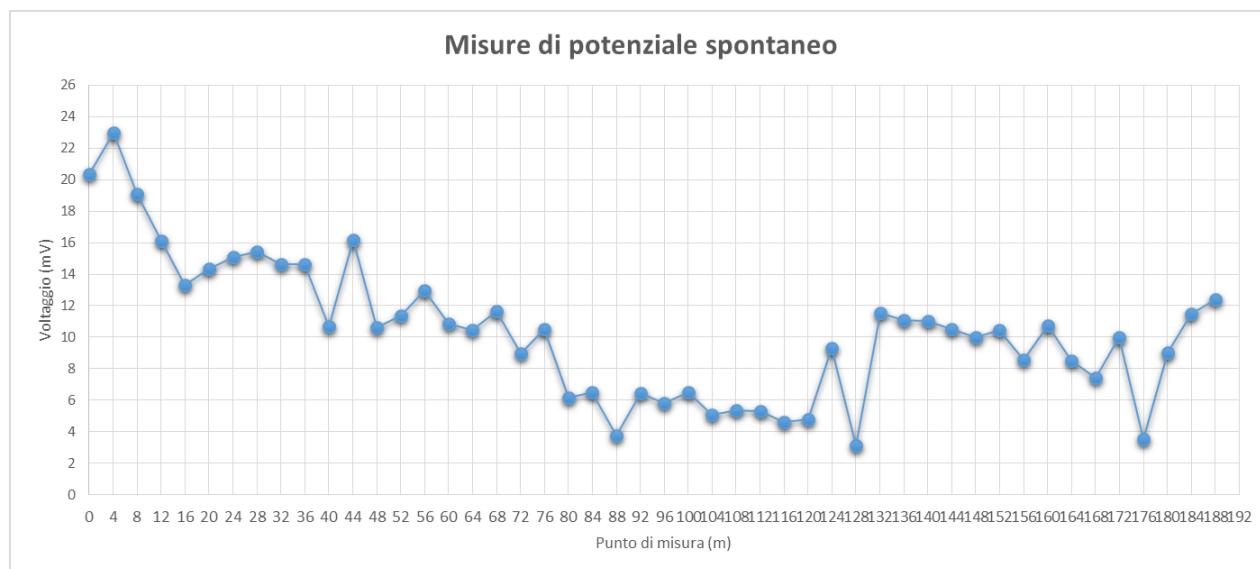
Il potenziale elettrocinetico è stato misurato mediante l'utilizzo di elettrodi impolarizzabili in porcellana microporosa, con passo di campionamento di 4 m coincidente con quello dei picchetti in acciaio utilizzati per la tomografia geoelettrica, per 46 punti di misurazione complessivi, mediante il metodo del profilo, ovvero si mantiene fissa una sonda e si colloca l'altra, lungo un profilo, su punti successivi, misurando dopo ogni spostamento la differenza di potenziale rispetto alla sonda fissa.

I valori misurati sono stati rappresentati mediante diagrammi in grado di fornire una immediata ed efficace rappresentazione della variazione della d.d.p. misurata in ogni punto.

Inoltre per avere un andamento della variazione dei valori misurati più regolare è stato creato un secondo grafico ottenuto mediante la media aritmetica dei valori adiacenti ai punti di misura, in questo modo si è messo in evidenza l'andamento generale della curva individuando i settori di anomalia principali.

Valori misurati di potenziale spontaneo

Misura n°	Stazione [m]	Voltaggio [mV]	St-dev [%]	Misura n°	Stazione [m]	Voltaggio [mV]	St-dev [%]	Misura n°	Stazione [m]	Voltaggio [mV]	St-dev [%]
1	0	20.38	1.4	17	64	10.45	0.3	33	128	3.15	0.2
2	4	22.98	0	18	68	11.67	0.1	34	132	11.55	0.2
3	8	19.08	0	19	72	8.98	0.1	35	136	11.1	0.1
4	12	16.11	0	20	76	10.49	0.1	36	140	11.03	0
5	16	13.3	0	21	80	6.16	0.1	37	144	10.49	0.3
6	20	14.32	0.1	22	84	6.51	0.1	38	148	10	0.1
7	24	15.06	0	23	88	3.75	0.3	39	152	10.45	0.6
8	28	15.45	0	24	92	6.46	0.2	40	156	8.55	0.1
9	32	14.63	0	25	96	5.8	0.5	41	160	10.75	0
10	36	14.64	0	26	100	6.51	0.5	42	164	8.51	0.2
11	40	10.69	0	27	104	5.09	0.1	43	168	7.4	0.3
12	44	16.2	0	28	108	5.36	0.2	44	172	10.01	0
13	48	10.6	0	29	112	5.3	0.1	45	176	3.5	0.4
14	52	11.37	0	30	116	4.64	0.2	46	180	9.01	1
15	56	12.98	0.1	31	120	4.81	0.8	47	184	11.47	0
16	60	10.85	0	32	124	9.31	0	48	188	12.38	0.3



Descrizione delle misure di potenziale spontaneo

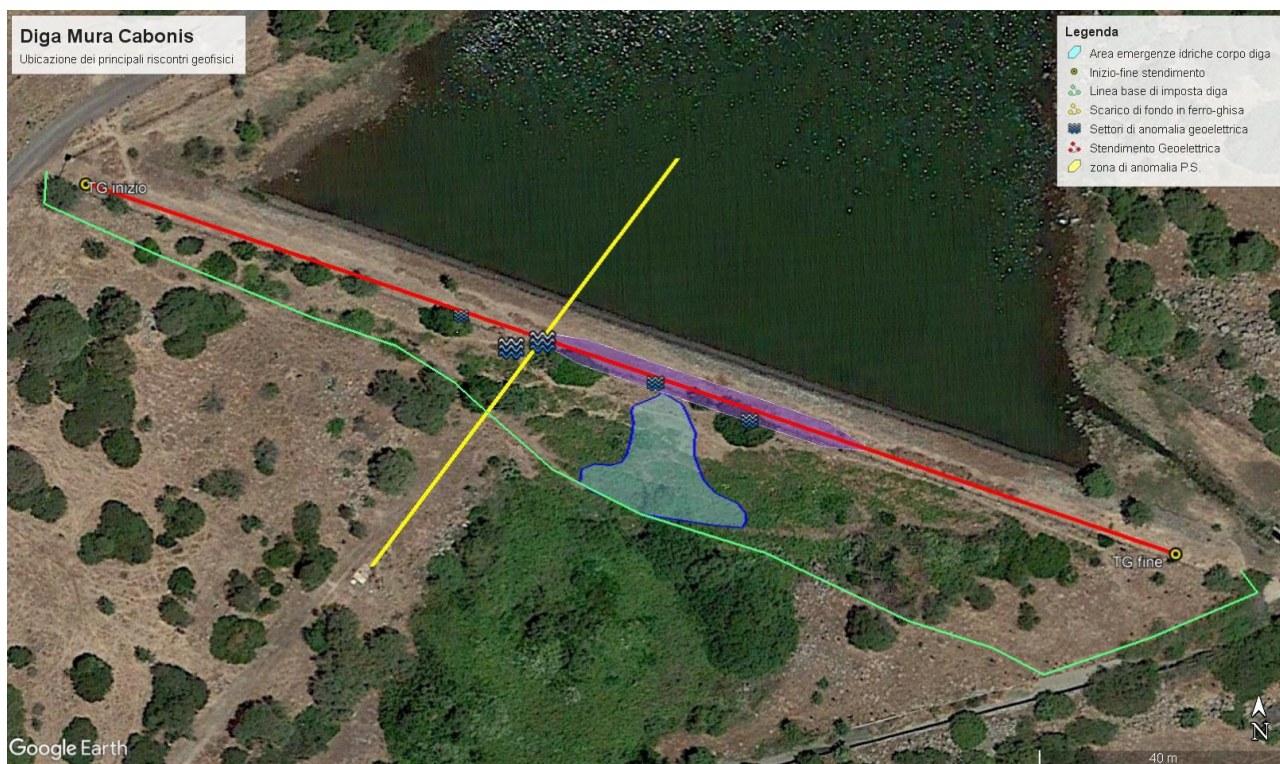
Le misure di potenziale spontaneo sono state eseguite con passo da 4 m coincidenti con i punti di infissione dei picchetti dello stendimento di tomografia geoelettrica, ottenendo un andamento che ha fornito indicazioni in concordanza con le prove ad energizzazione attiva già realizzate.

Si riscontra infatti un andamento con valori che tendono a diminuire costantemente dall'inizio del profilo, raggiungendo il loro minimo tra 84 m e 116 m dall'inizio del profilo tomografico, poi i valori tendono di nuovo a crescere, anche se si riscontra un picco di minimo a 176 m.



I settori ad anomalia minima indicano possibili movimenti di acqua dall'alto verso il basso, pertanto l'analisi conferma come il settore centrale della diga sia soggetto ad infiltrazioni d'acqua, con possibili infiltrazioni secondarie anche nel settore terminale della diga.

Nella tabella sono stati indicati in grassetto i punti di misura n° 23, 33 e 45, i quali costituiscono i valori minimi misurati e possono costituire dei punti d'interesse per una eventuale verifica mediante indagini dirette.





Repertorio fotografico



Stesa dei cavi – vista ovest



Stesa dei cavi – vista est



Stazione di misura



Elettrodi impolarizzabili



CONCLUSIONI

Su incarico conferito nel mese di gennaio 2019 allo scrivente, Dott. Geol. Giancarlo Carboni, con Studio Tecnico in Villacidro, via Nazionale n° 277, iscritto all'Ordine dei Geologi della Sardegna con il n° 497 dal Dott. Geol. Simone Manconi, sono state eseguite delle indagini geofisiche di con metodologia geoelettrica in modalità tomografica, misurando la resistività, la caricabilità e i potenziali spontanei del terreno costituente la diga Mura Carbonis, allo scopo di avere utili indicazioni sull'andamento di infiltrazioni attraverso il corpo della diga, al momento riscontrabili solo ad una ispezione visiva del paramento di valle.

La campagna di indagini geofisiche è stata L'indagine eseguita in data 14 gennaio 2019 nell'ambito dello studio per gli *"interventi di consolidamento e ripristino della funzionalità della diga "Mura-Carbonis" in agro di Milis (OR).*

Le indagini eseguite hanno mostrato una certa concordanza fra loro, evidenziando come il settore centrale della diga sia soggetto a fenomeni di filtrazione attraverso il nucleo di argilla.

Le indagini geofisiche hanno individuato diversi punti d'interesse per le indagini dirette, necessarie per poter accertare gli effettivi punti d'infiltrazione.

Villacidro, 21 gennaio 2019

DOTT. GEOL. GIANCARLO CARBONI
ORDINE DEI GEOLOGI DELLA SARDEGNA N° 497



Giancarlo Carboni