

INDAGINI GEOFISICHE PRESSO CENTURIFE (EN)

IL DIRETTORE
Dott.ssa Costanza Miliani

IL RESPONSABILE SCIENTIFICO
Dott Giovanni Leucci

SETTEMBRE 2021



1. PREMESSA

Si riportano di seguito i risultati della campagna di rilievi geofisici effettuati presso Centuripe (EN).

Le indagini sono state effettuate mediante metodologie non distruttive con apparecchiature in dotazione ai Laboratori di Geofisica Applicata ai Beni Archeologici e Monumentali del CNR-ISPC. In particolare è stato effettuato i) un rilievo georadar bidimensionale mediante GPR (Ground Penetrating Radar) Impulsato Hi Mod (IDS), dotato di antenna dual-band da 200 e 600MHz; ii) un rilievo geoelettrico con strumentazione Syscal Kid della iris instruments con 24 canali attivi. Lo scopo è stato quello di verificare la presenza di una statua probabilmente sepolta nel sito oggetto di indagine.

Le indagini in sito sono state effettuate in data 27/09/2021 lungo la linea della SP41 e su una stradina sterrata adiacente alla SP41 dal Dr. Giovanni Leucci (geofisico, Dirigente di Ricerca), dalla Dott.ssa Lara De Giorgi (geofisico), dal Dott. Francesco Giuri (archeologo), dal Dott. Giacomo Biondi (archeologo) e dal Dott. Ivan Ferrari (archeologo). Le attività di campagna sono state coordinate dal Dott. Giacomo Biondi e dal Dott. Giovanni Leucci ha coordinato le attività di campagna ed ha elaborato i dati geofisici con la collaborazione della Dott.ssa Lara De Giorgi.

2. MODALITA' OPERATIVE

Le misure elettromagnetiche impulsive (georadar) sono state eseguite all'interno della canalizzazione parallela alla SP41 (lato Nord) e su una stradina sterrata sempre parallela alla SP41 (lato nord) (Figure 1 e 2). Tutti i profili sono stati acquisiti con 512 campioni/traccia; gli altri parametri di acquisizione sono stati ottimizzati in loco e tenuti costanti per tutti i profili di ciascun rilievo.

La qualità dei dati di campagna è risultata discreta grazie ad una serie di accorgimenti adottati nella fase di acquisizione. Tuttavia per tentare di eliminare una componente di rumore, comunque presente nei dati, e consentire la semplice interpretazione dei dati stessi, è stata realizzata un'elaborazione i cui passi sono elencati in appendice nel paragrafo 2.1.

Le misure geoelettriche sono state eseguite sulla stradina sterrata parallela alla SP 41 (lato nord) (Figura 3). I dati sono stati acquisiti lungo una linea con distanza interelettrodica di 0.5m e dispositivo dipolo-dipolo.



3. RISULTATI

3.1 GPR

3.1.1 dati acquisiti lungo la canalizzazione

L'analisi dei dati acquisiti lungo la canalizzazione (Fig. 4a e b), ha evidenziato una buona penetrazione del segnale che arriva fino a circa 2m se la velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica è 0.07m/ns; nel dettaglio si rileva quanto segue:

- alcuni eventi riflessi, indicati con la lettera “T” e relativi alla presenza di tubazioni alla profondità compresa tra 0.5m e 0.6m;
- un evento riflesso relativo alla presenza di materiale di riempimento (indicato con R all'interno del rettangolo rosso tratteggiato) ad una profondità compresa tra 0.0 m e 0.6m;
- un evento riflesso all'interno del cerchio giallo tratteggiato (indicato con D) tra le ascisse 30m e 32m alla profondità compresa tra 0.9m e 1.0m circa. Tale evento sembra avere dimensioni di 0.8m circa; tale evento, dalla caratteristica forma di iperbole potrebbe essere dovuto alla presenza di un oggetto (pietra, muro, testa in pietra, tomba, etc...) di interesse;
- un evento riflesso all'interno del cerchio giallo tratteggiato (indicato con B) tra le ascisse 72m e 78m alla profondità compresa tra 1.0 e 1.3m circa. Tale evento sembra essere suddiviso in due parti di dimensioni pari a 4m e 2m per parte; dimensioni e forma fanno pensare alla “probabile” presenza di materiale di interesse archeologico (la statua?);
- un evento riflesso indicato con A all'interno del rettangolo giallo tratteggiato tra le ascisse 2.0m e 8.0m alla profondità compresa tra 1.6m ed 1.9m. Tale evento potrebbe essere dovuto alla “probabile” presenza di uno spazio vuoto;
- eventi riflessi indicati con M relativi alla presenza di oggetti metallici in superficie.

3.1.2 dati acquisiti lungo la stradina sterrata

L'analisi dei dati acquisiti lungo la stradina sterrata (Fig. 5a e b), ha evidenziato una buona penetrazione del segnale che arriva fino a circa 2m se la velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica è 0.07m/ns; nel dettaglio si rileva quanto segue:

- un evento riflesso relativo alla presenza di materiale di riempimento (indicato con R all'interno del rettangolo rosso tratteggiato) ad una profondità compresa tra 0.0 m e e_3



0.5m;

- un evento riflesso, nel profilo GPR 3, all'interno del rettangolo giallo tratteggiato (indicato con E) tra le ascisse 20m e 28m alla profondità compresa tra 1.2m e 2.0m circa. Tale evento sembra avere dimensioni di 8.0m circa; tale evento, dalla caratteristica forma di iperbole potrebbe essere dovuto alla presenza di uno spazio che contiene materiali di probabile risulta (pietre, etc.);
- eventi riflessi indicati con M relativi alla presenza di oggetti metallici in superficie;
- una serie di eventi riflessi indicati con F tra le ascisse 4.0m e 14.0m, nel profilo GPR 2, alla profondità compresa tra 0.3m e 0.5m circa; tali eventi potrebbero essere dovuti alla presenza di materiali tipo pietre e/o oggetti usati per il riempimento.

3.2 ERT

L'analisi dei dati geoelettrici rappresentati dalla distribuzione 2D del parametro fisico resistività ha evidenziato (Figura 6) un sottosuolo eterogeneo con valori di resistività compresi tra 2 ohm m e 600 ohm m. In Figura 6 è possibile distinguere:

- il primo strato di riempimento (indicato con R) all'interno del quale ritroviamo le anomalie alto resistive (circa 500-600 ohm m) indicate con F e già evidenziate nel profilo GPR 2.
- Un anomalia di resistività (circa 600ohm m) indicata con D in corrispondenza della stessa anomalia indicata con D in Fig. 4 e relativa al profilo GPR 1.

4. CONCLUSIONI

Le indagini geofisiche hanno permesso di individuare una serie di anomalie associabili alla probabile presenza di strutture di interesse archeologico. E' da sottolineare che, essendo comunque metodologie di indagine di tipo indiretto è d'obbligo l'utilizzo della parola "probabile" in quanto le riflessioni dell'onda elettromagnetica, da noi indicate come anomalie, sono dovute a variazioni delle proprietà elettromagnetiche del sottosuolo e quindi attribuibili a più cause. In pratica la soluzione del problema non è univoca.



FIGURE



Fig. 1: Ubicazione del profilo GPR 1

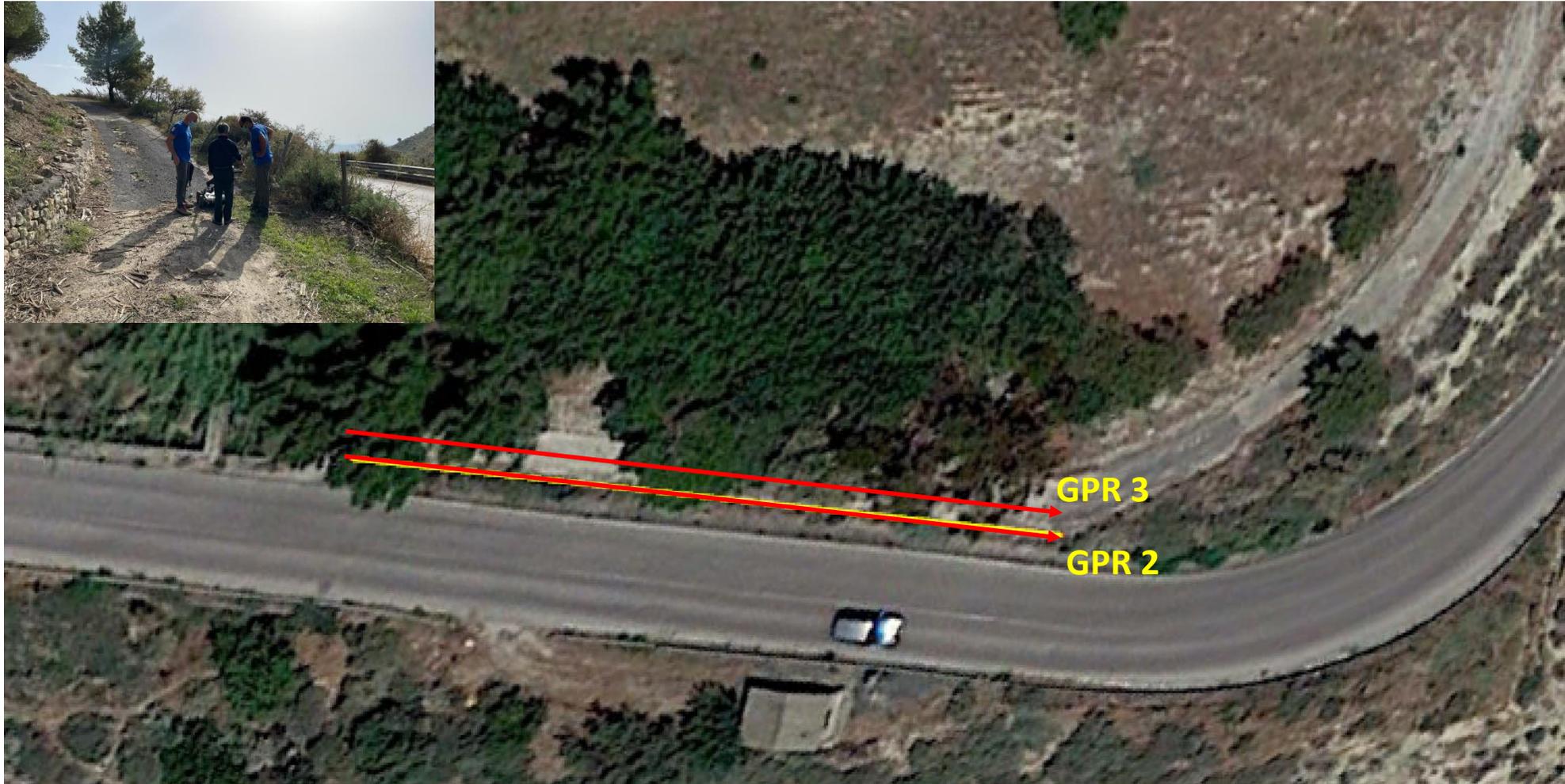
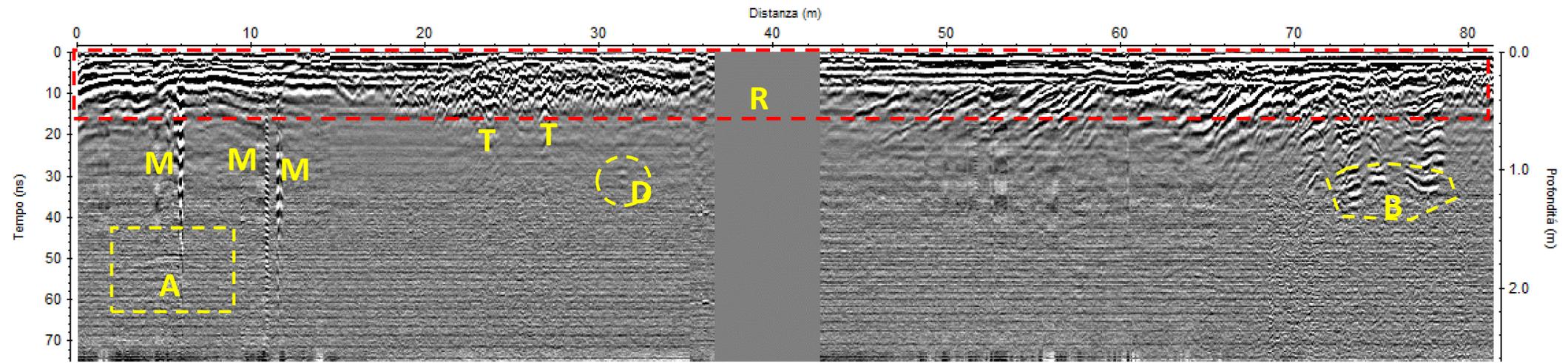


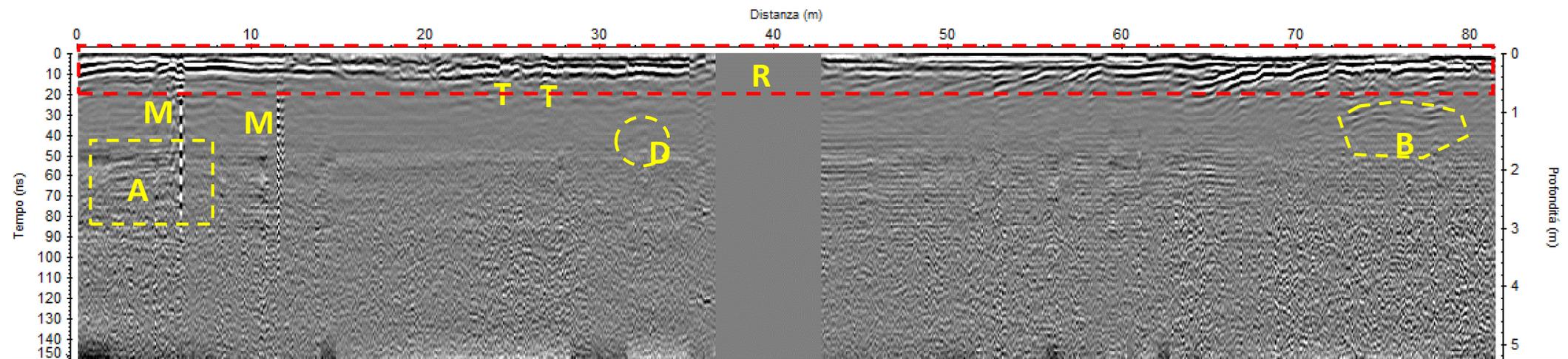
Fig. 2: Ubicazione dei profili GPR 2 e GPR 3 sulla strada sterrata



Fig. 3: Ubicazione del profilo di elettrica ERT 1 sulla strada sterrata



a



b

Fig. 4: sezioni radar elaborate relative al profilo GPR 1: a) 600MHz; b) 200MHz

Punto di partenza dei profili GPR

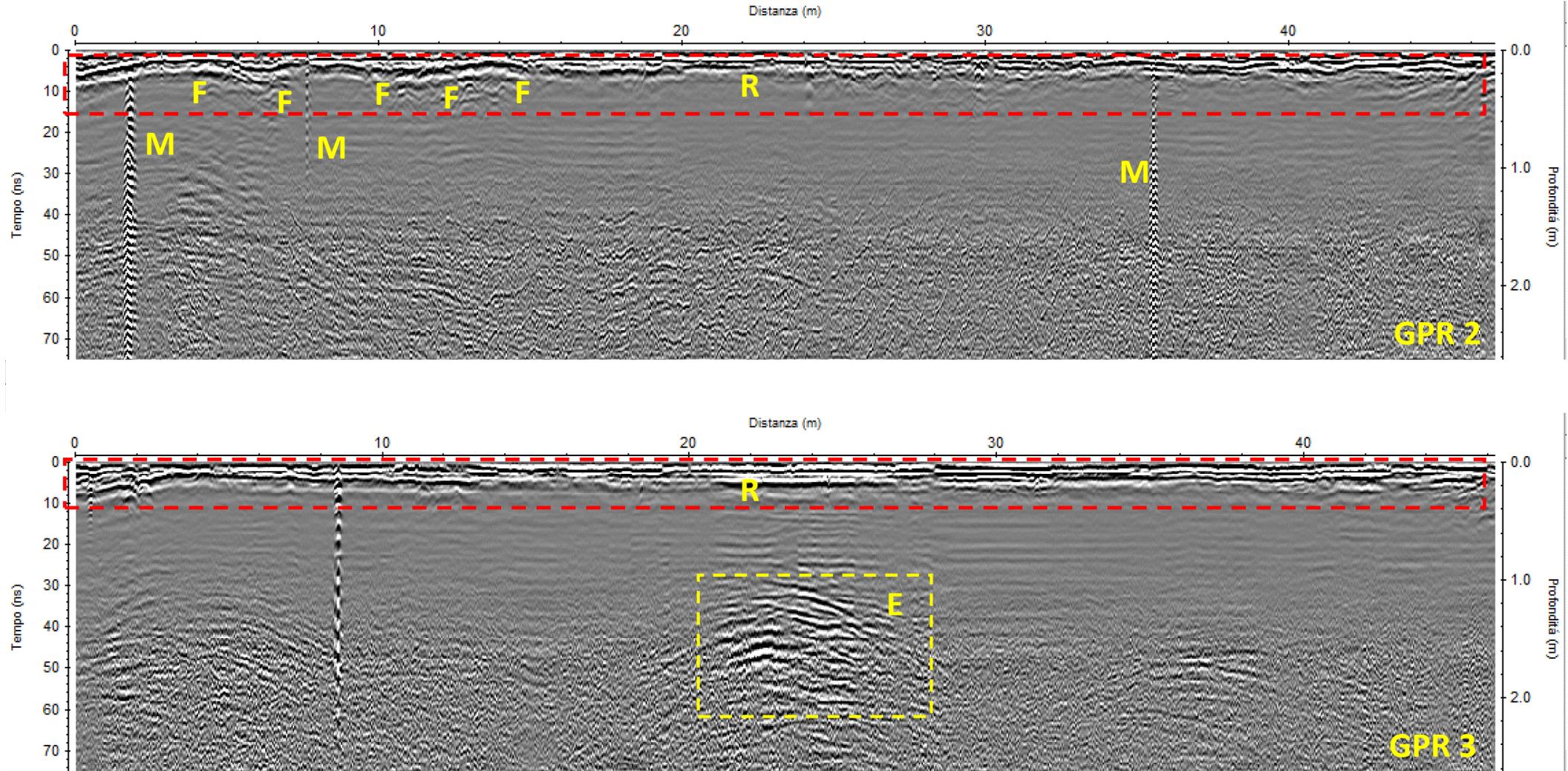


Fig. 5: sezioni radar elaborate relative ai profili GPR 2 e GPR 3 relativi all'antenna da 600MHz



Punto di partenza dei profili GPR



Concatenation of several data files in RES2DINV format to one file in RES2DINV format

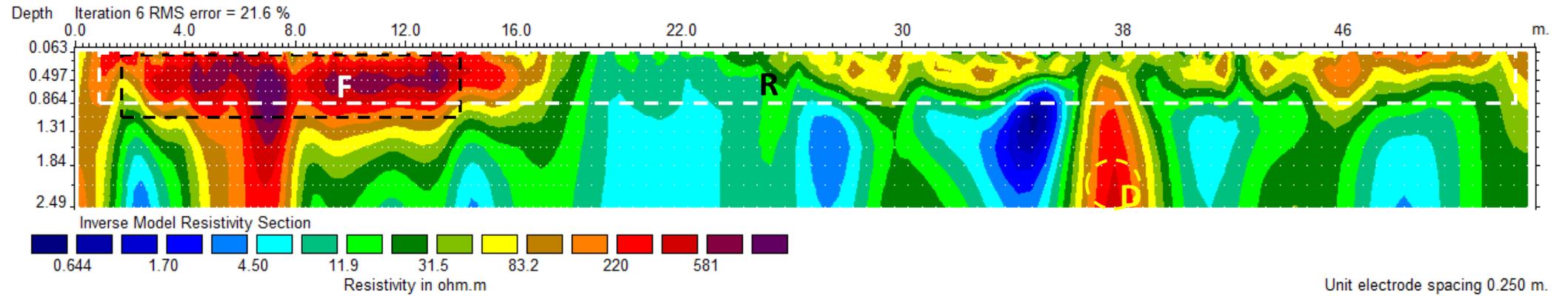


Fig. 6: profilo elettrico: distribuzione della resistività nel sottosuolo fino a 2.5m di profondità

APPENDICE

I metodi geofisici impiegati nelle campagne di misura

Il metodo georadar

Il metodo georadar (conosciuto anche con il nome anglosassone Ground Penetrating Radar – GPR) è una tecnica ad elevata risoluzione che consente di raccogliere una grande quantità di informazioni su vaste aree nei primi metri del sottosuolo, riferibili alla presenza di corpi sepolti, cavità, strutture di interesse archeologico, stratificazioni del sottosuolo, ecc. Un apparato radar strumentale opera mediante la generazione di onde impulsive ad elevata frequenza (tipicamente tra 10 MHz a qualche GHz), che vengono trasmesse nel sottosuolo mediante un'opportuna “ antenna trasmittente ” disposta sulla superficie del terreno. Il segnale elettromagnetico si propaga nel mezzo e subisce delle riflessioni se incontra un mezzo con discontinuità dei parametri elettromagnetici. L'onda riflessa che torna in superficie viene registrata da una “ antenna ricevente ”. Il segnale captato viene poi trasmesso all'unità di controllo che provvede ad amplificarlo e registrarlo in formato digitale.

Misurando l'intervallo di tempo impiegato dall'impulso a radiofrequenza per

- i) arrivare alla discontinuità sepolta,
- ii) riflettersi,
- iii) ritornare al ricevitore,

si può risalire alla posizione della struttura riflettente se è nota la velocità di propagazione.

Le modalità d'impiego del georadar sono due:

- 1) *Monostatico*, se si utilizza una sola antenna che funziona sia da trasmittente che da ricevente (Fig. 1a), ovvero essa trasmette l'impulso radar e subito dopo si pone in ricezione per captare l'energia riflessa da un eventuale bersaglio.
- 2) *Bistatico*, se vengono adoperate due antenne distinte (una per trasmettere Tx e una per ricevere Rx) che vengono tenute ad una distanza fissa l'una dall'altra mentre si esegue il rilievo (Fig. 1b).

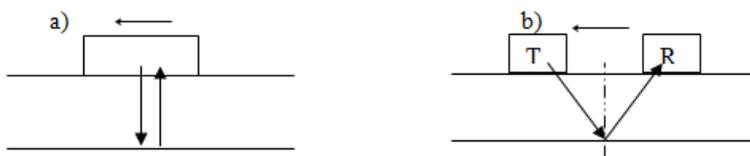


Figura 1- Illustrazione del sistema di acquisizione a) monostatico e b) bistatico

La tecnica di acquisizione può inoltre essere “ *in continuo* ”, ovvero con il sistema di antenne è mosso in modo continuo sulla superficie del terreno lungo un profilo ben definito, oppure “ *per punti* ”. Nella modalità in continuo, le antenne sono trascinate manualmente o mediante dei veicoli con velocità

costante e anche l'energia radar è trasmessa nel sottosuolo costantemente e ad un ritmo fissato. Nella modalità per punti, una o entrambe le antenne vengono spostate ad intervalli spaziali discreti consentendo l'acquisizione dei dati solo in determinati punti. L'acquisizione per punti (molto più onerosa in termini di tempo) viene utilizzata solo in particolari situazioni; ad esempio quando la presenza di asperità sul terreno rende difficoltoso il trascinamento delle antenne.

Le operazioni sul campo

Le indagini elettromagnetiche impulsive sono state eseguite con strumentazione georadar modello Hi Mod prodotto dalla IDS e con l'utilizzo delle antenne da 200 e 600 MHz.

La scelta della frequenza dell'antenna è strettamente legata allo scopo specifico dell'indagine. Le ricerche indirette, basate sull'individuazione di elementi legati a strutture di interesse archeologico e cavità, cunicoli e/o sottoservizi, hanno come obiettivo anomalie di medie dimensioni (0.2-2.0m) poste a profondità che possono variare da qualche decina di centimetri a qualche metro. In questo caso la configurazione strumentale tipica, è stata costituita da: i) antenna dual band 200-600 MHz; ii) tempo di fondo scala pari a 80 ns (nanosecondi) per l'antenna da 600MHz e 160 ns per l'antenna da 200 MHz. Ovviamente la configurazione proposta rappresenta uno standard e deve essere, in ogni caso, ottimizzata tramite prove di taratura preliminari all'indagine in situ. La configurazione base è stata mantenuta costante al fine di ottenere risultati comparabili su tutte le aree indagate. In Fig. 2(a) viene riportato il sistema GPR utilizzato nella campagna di misure costituito da: i) un antenna dual-band 200-600 MHz munita di odometro per avere istante per istante la posizione dell'antenna lungo il profilo di acquisizione; ii) unità di controllo, che consente la visualizzazione, in tempo reale, del risultato grezzo e la memorizzazione dello stesso.

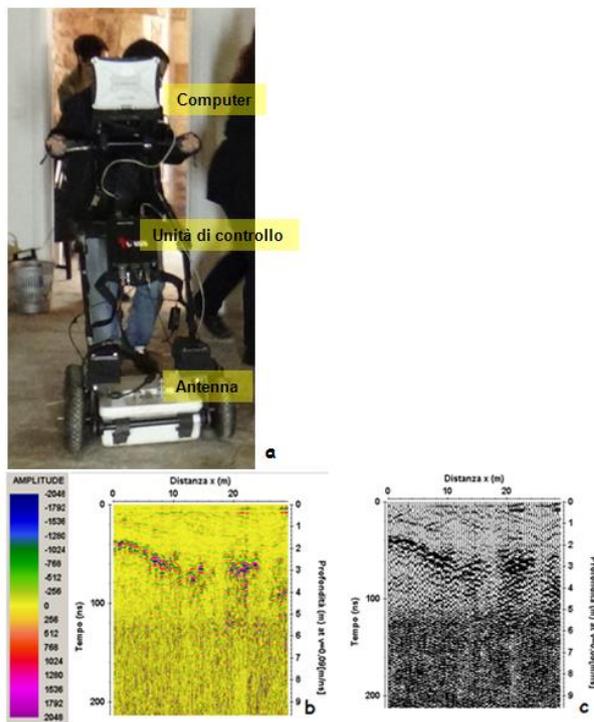


Fig. 2: (a) esempio di acquisizione dati col metodo del profilo continuo; sezioni radar in rappresentazione linescan a colori (b) e wiggle trace (c).

Il risultato è una “sezione radar” (Fig. 2b, c) in cui sull’asse delle ascisse è riportata la distanza (in metri) percorsa dall’antenna lungo il profilo e sull’asse delle ordinate è riportato il tempo doppio di viaggio dell’onda elettromagnetica nel sottosuolo, cioè il tempo che l’onda elettromagnetica impiega per andare dall’antenna trasmittente alla superficie di contatto tra due mezzi con caratteristiche elettromagnetiche distinte, essere riflessa e tornare indietro all’antenna ricevente.

Caratteristiche e limiti

La metodologia elettromagnetica impulsiva, comunemente conosciuta con il nome anglosassone Ground Penetrating Radar (GPR), utilizza impulsi elettromagnetici di breve durata per l’esplorazione del sottosuolo. Attraverso un’analisi degli impulsi riflessi da superfici di discontinuità dei parametri elettromagnetici è possibile risalire alle strutture presenti nel sottosuolo. Tale metodo ha il vantaggio di fornire in tempo reale una descrizione dettagliata del sottosuolo indagato. Il GPR trova ottimi impieghi in terreni resistivi (spazi vuoti, ghiaie, sabbie sciolte, etc..), consentendo di individuare strutture con “caratteristiche elettromagnetiche” differenti rispetto all’ambiente circostante, mentre risulta praticamente “cieco” in terreni con alta conduttività, in cui l’assorbimento dell’energia da parte del materiale stesso ne limita la profondità di indagine (ad esempio in caso di strati di argilla, falde freatiche, umidità nel sottosuolo).

I parametri fisici che influenzano la propagazione delle onde elettromagnetiche nel mezzo (in questo nel sottosuolo) sono:

- la *conducibilità elettrica* σ (s/m). Essa è una caratteristica del mezzo e rappresenta la sua capacità di veicolare una corrente elettrica. Un buon conduttore è caratterizzato da alti valori di σ .
- la *permittività dielettrica* ϵ . Essa rappresenta la capacità del materiale di polarizzarsi elettricamente in risposta all'applicazione di un campo elettrico esterno. Un dielettrico perfetto è rappresentato dallo spazio vuoto in cui $\sigma = 0$. La permittività dielettrica del vuoto è $\epsilon_0 = 8,857 \times 10^{-12}$ (Farad/m). La permittività relativa al vuoto è chiamata costante dielettrica $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$ ed è un numero puro.
- la *permeabilità magnetica* μ . Essa rappresenta la capacità del materiale di magnetizzarsi per effetto di un campo magnetico esterno. La permeabilità magnetica del vuoto è $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ (Henry/m). La permeabilità relativa al vuoto $\mu_r = \mu/\mu_0$ è un numero puro. Per materiali geologici $\mu_r \approx 1$ e quindi è di solito un parametro poco significativo nelle indagini GPR.

La propagazione di un campo elettromagnetico in un mezzo materiale è governata dalle equazioni di Maxwell.

L'ampiezza dell'onda elettromagnetica (EM) subisce un'attenuazione man mano che si propaga in profondità nel sottosuolo.

La prima causa è lo smorzamento geometrico: l'ampiezza dell'onda EM diminuisce infatti all'aumentare della distanza dal punto sorgente in modo proporzionale all'inverso della distanza.

La seconda causa è legata al tipo di materiale che l'onda EM attraversa, e in particolare alle sue perdite per conducibilità e/o (caso più raro) per isteresi.

Se il mezzo attraversato dall'onda EM ha un'elevata conducibilità elettrica, l'ampiezza dell'onda EM viene attenuata molto rapidamente. Mezzi molto conduttivi sono quelli che contengono acqua, argilla, sali disciolti o elettroliti. Elevati valori di conducibilità si rilevano anche nei suoli agricoli saturi di azoto e potassio o nei suoli umidi impregnati di carbonato di calcio. La costante dielettrica varia in base alla composizione chimica, alla struttura fisica, alla quantità di umidità e alla temperatura del campione roccioso. Tanto più la differenza di ϵ_r tra due materiali del sottosuolo è grande, tanto più aumenta l'ampiezza delle riflessioni generate e l'ampiezza stessa è tanto più pronunciata, quanto più la distanza tra la discontinuità e le antenne è piccola.

Nella tabella 1 sono riportati i valori tipici della costante dielettrica relativa ϵ_r , della conducibilità elettrica σ , della velocità v e dell'attenuazione α , osservati per diversi materiali ad una frequenza di 100 MHz:

Tabella 1 : Valori di ϵ_r , σ , v , α per alcuni materiali

Materiale	$\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$	$\sigma(\text{mS/m})$	$V(\text{m/ns})$	$\alpha(\text{dB/m})$
Aria	1	0	0.30	0
Acqua distillata	80	0.01	0.033	$2 \cdot 10^{-3}$
Acqua dolce	80	0.5	0.033	0.1
Acqua salata	80	$3 \cdot 10^4$	0.01	10^3
Sabbie asciutte	3-5	0.01	0.15	0.01
Sabbie sature	20-30	0.1-1	0.06	0.03-0.3
Calcere	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Argillite	5-15	1-100	0.09	1-100
Limo	5-30	1-100	0.07	1-100
Argilla	5-40	2-1000	0.06	1-300
Granito	4-6	0.01-1	0.13	0.01-1
Sale asciutto	5-6	0.01-1	0.13	0.01-1

Un'altra causa di attenuazione sono i fenomeni di *riflessione e rifrazione* che si verificano quando l'onda incide su una superficie di separazione tra due mezzi con differenti proprietà elettromagnetiche. Riflessioni e trasmissioni possono inoltre manifestarsi in maniera pronunciata generando riflessioni multiple o fenomeni di *scattering* che disperdono ancora di più l'energia radar.

Le antenne utilizzate nei sistemi radar hanno un "range di frequenze" che va da 10MHz a circa 3GHz. Esse hanno generalmente una larghezza di banda di due ottave, cioè le frequenze variano tra 1/2 e 2 volte la frequenza dominante o frequenza di centro banda f_0 . In realtà, anche se un'antenna radar è identificata da una segnata frequenza di centro banda, non necessariamente l'energia che si propaga nel sottosuolo è esattamente centrata su quella frequenza, poiché il suolo ha un effetto di carico sull'antenna. Inoltre nel sottosuolo le alte frequenze vengono assorbite più rapidamente delle basse e ciò provoca uno spostamento della frequenza centrale verso le basse frequenze.

L'energia radar non penetra nei metalli. Un oggetto metallico largo rispetto alla lunghezza d'onda incidente rifletterà il 100% dell'energia radar che lo colpisce e oscurerà ogni cosa al di sotto di esso. La scelta delle antenne da adoperare in un rilievo va fatta in base alle dimensioni geometriche degli oggetti di interesse e della profondità a cui essi presumibilmente dovrebbero trovarsi.

Le onde elettromagnetiche prodotte dalle antenne standard, irradiano energia radar nel terreno secondo un cono ellittico il cui apice è al centro dell'antenna trasmittente. Il lobo di radiazione nel sottosuolo permette così di "guardare" non solo direttamente sotto l'antenna ma anche di fronte, in dietro e ai lati man mano che l'antenna viaggia sul terreno. Parliamo così di risoluzione orizzontale. La stima del lobo di radiazione è importante specialmente quando si progetta la spaziatura tra le linee di una griglia, in modo da rendere evidenti tutti i bersagli di una certa importanza nel sottosuolo, cioè in modo tale che questi ultimi siano colpiti dall'energia radar trasmessa e che perciò possano generare riflessioni. In generale, l'angolo del cono è definito dalla costante dielettrica relativa del materiale attraversato dalle onde e dalla frequenza centrale di emissione dell'antenna.

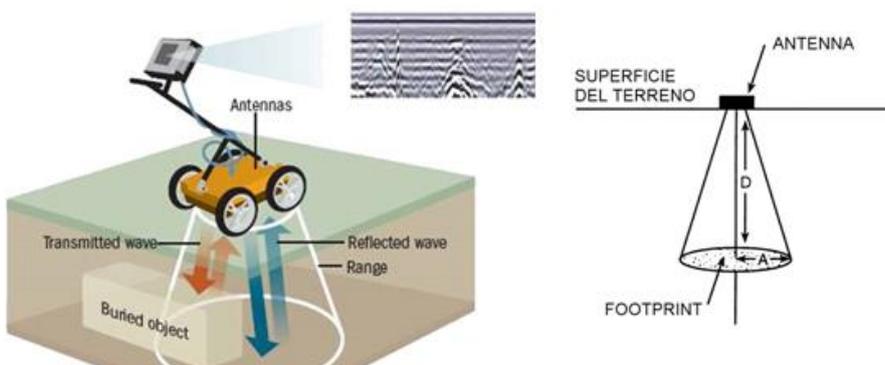


Figura 3 – Cono ellittico della penetrazione GPR nel terreno

Un'equazione che può essere usata per stimare la larghezza del fascio di trasmissione a varie profondità (il footprint) è la seguente (Leucci, 2015):

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{\epsilon_r + 1}}$$

dove A sono le dimensioni approssimate del raggio del footprint, λ è la lunghezza d'onda dell'impulso elettromagnetico in aria, D è la profondità a cui si trova l'oggetto riflettente e ϵ_r è la costante dielettrica relativa del mezzo attraversato.

Una volta scelta la frequenza da utilizzare nell'indagine geofisica bisogna conoscere la velocità di propagazione nel mezzo che ci consente di stimare la profondità (D) delle riflessioni: questa si può misurare dagli stessi dati georadar. A parità di velocità, all'aumentare della frequenza aumenta il potere risolutivo verticale e orizzontale. È anche noto però che all'aumentare della frequenza aumenta il potere di assorbimento del mezzo e diminuisce quindi la profondità di penetrazione.

All'interfaccia aria-suolo si crea una prima rifrazione che provoca un cambiamento di direzionalità del fascio radar; la maggiorparte dell'energia è incanalata al di sotto dell'antenna e si propaga in un cono.

Più alta è la costante dielettrica relativa ϵ_r del materiale di cui è costituito il terreno, più bassa è la velocità dell'onda radar trasmessa, e più focalizzato è il cono di trasmissione delle onde che si propagano nel terreno.

L'espansione del cono di energia sotto l'antenna, permette di "vedere" un bersaglio non soltanto quando l'antenna gli passa effettivamente sopra, ma anche prima e subito dopo, generando le classiche "iperboli" che spesso si notano nei tracciati radar.

Alcune antenne non sono schermate e irradiano in tutte le direzioni. Le antenne non schermate, possono registrare riflessioni generate dallo stesso operatore che trascina l'apparecchiatura radar lungo il profilo, o da alcuni oggetti vicini, come per esempio un albero o una macchina, case e linee elettriche. Queste riflessioni rendono ovviamente più difficoltosa l'analisi dei dati, e per questo è consigliabile prendere nota degli oggetti presenti in superficie in prossimità del profilo radar eseguito.

Superfici sepolte, che contengono avvallamenti o creste, possono focalizzare o diffondere l'energia radar secondo la loro orientazione rispetto all'antenna in superficie. Se per esempio una superficie ha una convessità verso l'alto, molta dell'energia radar sarà riflessa lontano dall'antenna e non sarà registrata alcuna riflessione significativa. Questo è il cosiddetto "*scattering radar*".

Se invece la superficie sepolta ha una concavità verso l'alto, allora l'energia sarà focalizzata verso l'antenna e sarà registrata una riflessione più intensa.

Inoltre, poiché nel vuoto non si hanno perdite per assorbimento, una discreta quantità di energia può restare intrappolata all'interno di una cavità e l'onda può "rimbalzare" più di una volta da una parete all'altra, generando ogni volta delle riflessioni, che sulla sezione radar sono identificate come "*riflessioni multiple*".

Molto importante è, dunque, la scelta dell'antenna da adoperare poiché è legata alla capacità di risolvere corpi sepolti e alla profondità che si vuole raggiungere. I fattori che devono essere considerati sono soprattutto le dimensioni e la profondità dell'oggetto che si vogliono rendere evidenti e inoltre occorre esaminare accuratamente l'area d'indagine, allo scopo di individuare la presenza di ostruzioni o impedimenti sulla superficie, linee elettriche, ripetitori, radio, ecc. che possono limitare o impedire l'utilizzo di alcune antenne.

Antenne ad alta frequenza (> 500 MHz) forniscono elevate risoluzioni spaziali, ma limitate profondità di penetrazione, quindi sono adatte per investigare spessori modesti (in genere minori di un metro). Al contrario, antenne a bassa frequenza consentono una penetrazione superiore, ma la risoluzione spaziale diminuisce. La banda di frequenza, normalmente utilizzata dai sistemi GPR, va da circa 10 MHz fino a superare 1 GHz (la profondità di penetrazione, in quest'ultimo caso, si riduce drasticamente). Inoltre le antenne a bassa frequenza sono più lunghe, più pesanti e meno maneggevoli rispetto alle antenne a frequenza maggiore.

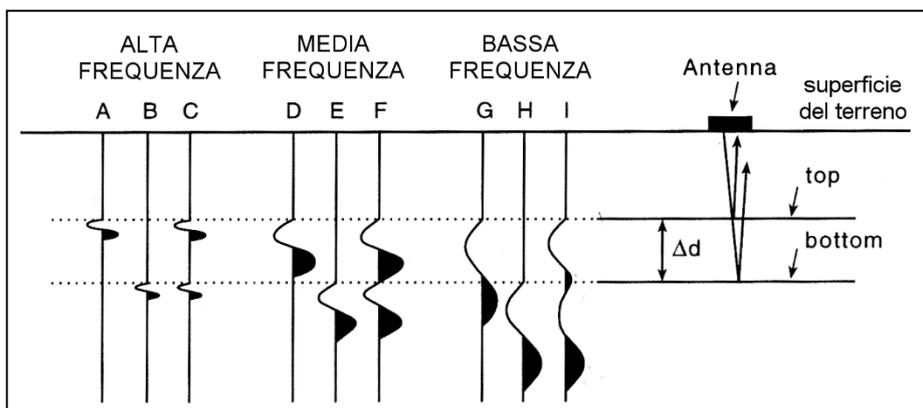


Figura – 4 Riflessione dal top, dal bottom e riflessione totale da due strati separati da una distanza Δd , corrispondenti a impulsi di diversa lunghezza d'onda (da Leucci, 2015).

Considerando due superfici di discontinuità pressoché parallele il segnale ricevuto si relaziona grossomodo alla riflessione dalla parte superiore e dalla parte inferiore di un oggetto sepolto. Affinché le due riflessioni siano distinguibili è necessario che la distanza fra le superfici stesse, sia maggiore o uguale ad una lunghezza d'onda; infatti se la distanza è minore (caso G, H e I in Fig. 4), allora le onde riflesse risultanti dalla sommità e dal fondo dell'anomalia sepolta non saranno riconoscibili in quanto sovrapposte l'una all'altra, mentre se è maggiore si individuano due riflessioni distinte e l'oggetto può essere risolto (vedere le riflessioni A, B e C in Fig. 4).

Generalmente, nel caso del metodo radar, la risoluzione verticale si considera idealmente tra $\lambda/4$ e $\lambda/2$ dove $\lambda = v/f_0$ è la lunghezza d'onda nel terreno corrispondente alla frequenza centrale dell'antenna (Leucci, 2015).

Tabella 2 - Valori della lunghezza d'onda λ al variare della frequenza e della velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica.

Freq. (MHz)	P(ns)	λ (m) a $v=c$	λ (m) $v=(1/3)c$	λ (m) $v=(1/6)c$
1	1000	300	100	50
10	100	30	10	5
30	33	10	3.3	1.65
100	10	3	1	0.5
300	3.3	10	3.3	1.65
500	2	0.6	0.2	0.1
1000	1	0.3	0.1	0.05
2000	0.5	0.15	0.05	0.025
3000	0.33	0.1	0.03	0.015

La fase più delicata dell'indagine GPR è la stima della velocità media con cui l'impulso elettromagnetico si propaga all'interno del terreno oggetto dell'indagine. Una buona conoscenza di

questo importantissimo parametro, permette all'operatore di stabilire approssimativamente la profondità a cui si trovano gli oggetti responsabili delle riflessioni osservate nelle sezioni radar.

Le velocità che si riscontrano nelle prospezioni GPR sono comprese tra 30 cm/ns dell'aria e circa 1 cm/ns per l'acqua salata.

Le tecniche di acquisizione dati, per le misure di velocità, sono essenzialmente due: WARR (riflessione e rifrazione a grande angolo) e CMP o CDP (punto medio comune o punto profondo comune). Entrambe richiedono l'utilizzo di due antenne separabili fra loro.

La tecnica di acquisizione WARR prevede che un'antenna, in genere la trasmittente, sia tenuta fissa mentre l'altra si muove lungo il profilo scelto ad una velocità molto bassa e il più possibile costante.

Il problema delle misure di velocità, è comune per i due metodi di prospezione GPR e sismico ed infatti il WARR si ispira concettualmente agli schemi di acquisizione dei dati sismici "common-source" o "common-receiver" a seconda se, a rimanere fissa, sia rispettivamente l'antenna trasmittente o la ricevente.

Nel CDP, le antenne devono essere spostate, di una uguale distanza, lungo versi opposti rispetto ad un punto medio che resta fermo. Entrambi i metodi prevedono che il riflettore venga individuato preliminarmente dall'analisi dei profili radar eseguiti precedentemente sul sito. La grande difficoltà di spostare entrambe le antenne alla stessa velocità, per la registrazione in continuo, porta ad eseguire il CDP soltanto per punti.

Il WARR necessita di un riflettore orizzontale mentre il CDP può essere utilizzato anche con riflettori debolmente inclinati.

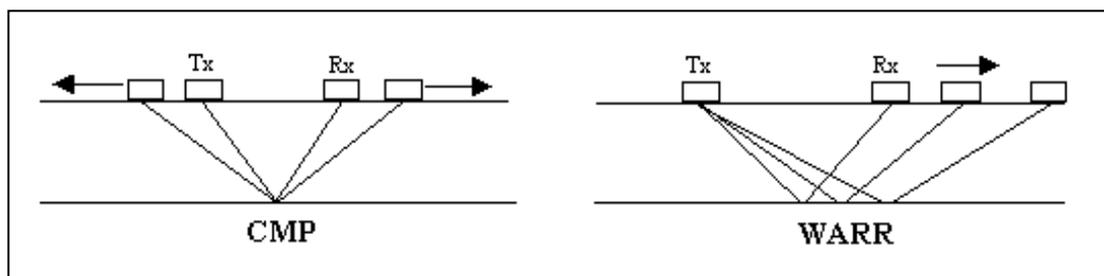


Figura 5 - Tecniche radar di acquisizione per la determinazione delle stime di velocità.

Sono disponibili diversi metodi per la stima della velocità delle onde elettromagnetiche. Ognuno di questi presenta vantaggi e svantaggi nelle applicazioni pratiche.

Metodo 1 - Localizzazione di oggetti a profondità conosciuta: Il tempo doppio di viaggio è il tempo che occorre ad un'onda EM per percorrere il tragitto, nel terreno, dall'antenna trasmittente fino all'oggetto e ritorno al ricevitore. Denotando la profondità dell'oggetto conosciuto con Z_{noto} e la

velocità dell'onda e.m. con v , il tempo doppio di viaggio per una configurazione monostatica dell'antenna è dato da:

$$t = \frac{2z_{\text{noto}}}{v}$$

Poiché la profondità dell'oggetto è conosciuta, si può piccare il tempo doppio di viaggio da una sezione radar e esprimere la velocità dell'onda EM usando l'equazione sopra. L'accuratezza di questa velocità, dipende dall'errore t_{err} con cui conosciamo il tempo doppio di viaggio piccato.

Denotando con t_{picc} il tempo doppio di viaggio piccato, questo può essere espresso come una funzione del tempo doppio di viaggio accurato e dell'errore introdotto tramite la relazione:

$$t_{\text{picc}} = t \pm t_{\text{err}}$$

Per cui il range della velocità dell'onda EM stimata può essere espresso da:

$$v = \frac{2z_{\text{noto}}}{t_{\text{picc}} \pm t_{\text{err}}}$$

oppure

$$\frac{2z_{\text{noto}}}{t_{\text{picc}} + t_{\text{err}}} \leq v \leq \frac{2z_{\text{noto}}}{t_{\text{picc}} - t_{\text{err}}}$$

Più è alto l'errore sul tempo doppio di viaggio e più è alta l'imprecisione sulla velocità. Assumendo la velocità dell'onda EM come costante nell'area vicino l'oggetto noto, la profondità di un oggetto sconosciuto nelle vicinanze dell'oggetto noto può essere facilmente calcolata usando la velocità ottenuta.

Metodo 2 – Riflessione da un punto sorgente: Questo è un metodo veloce per la stima della velocità e si basa sul fenomeno che un piccolo oggetto, per esempio la sezione d'urto di un tubo, riflette le onde radar in quasi tutte le direzioni (Fig. 6)

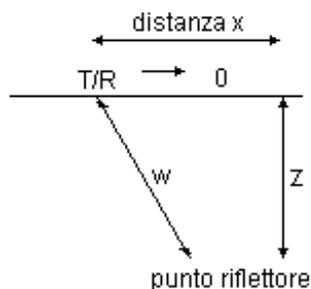


Figura 6 - Geometria del punto riflettore

Denotando la profondità dell'oggetto ancora con z e la distanza laterale dell'antenna monostatica dall'oggetto con x , la lunghezza w del cammino dell'onda può essere semplicemente espressa da

$$w^2 = 4(x^2 + z^2)$$

e dunque la funzione del tempo doppio di viaggio con

$$t(x) = \frac{w}{v} = \frac{2\sqrt{x^2 + z^2}}{v}$$

Denotando con t_0 il tempo doppio di viaggio, sulla verticale all'oggetto, si ha

$$t_0 = \frac{2z}{v}$$

l'equazione che definisce $t(x)$ può essere riscritta come:

$$t(x) = \sqrt{\frac{4x^2}{v^2} + t_0^2}$$

che è la formula per la cosiddetta “*diffrazione iperbolica*”.

Poiché conosciamo, dalla sezione radar, per ogni posizione x , il corrispondente tempo doppio di viaggio $t(x)$, la velocità può essere calcolata invertendo l'equazione sopra.

La forma dell'iperbole è governata dalla velocità dell'onda nel terreno e dalla geometria dell'oggetto sepolto. L'inclinazione dei suoi asintoti è una funzione solo della velocità media. Il tempo di viaggio al suo vertice è funzione sia della profondità dell'oggetto che della velocità dell'onda nel terreno.

Se l'oggetto riflettore è più allargato e di diametro circolare, come per esempio un cilindro, il vertice dell'iperbole rappresenta il top del cilindro, mentre la forma è identica a quella di un punto diffrattore sepolto al centro del cilindro.

Metodo 3 – Registrazione di un semplice CDP: Il percorso di un'onda EM dal trasmettitore al riflettore e da questo al ricevitore, può essere espresso come una funzione della distanza x tra il trasmettitore e il ricevitore (Fig. 7) nella forma:

$$w^2 = x^2/4 + z^2$$

e la funzione del tempo doppio di viaggio come

$$t(x) = \frac{2w}{v} = \frac{2\sqrt{\frac{x^2}{4} + z^2}}{v}$$

Denotando la distanza zero del tempo doppio (distanza nulla tra le antenne) di viaggio con t_0 , allora

$$t_0 = t(x = 0) = \frac{2z}{v}$$

L'equazione di $t(x)$ può essere riscritta come

$$t(x) = \sqrt{\frac{x^2}{v^2} + t_0^2}$$

Può essere stimata la velocità di propagazione dell'onda e.m. nel mezzo.

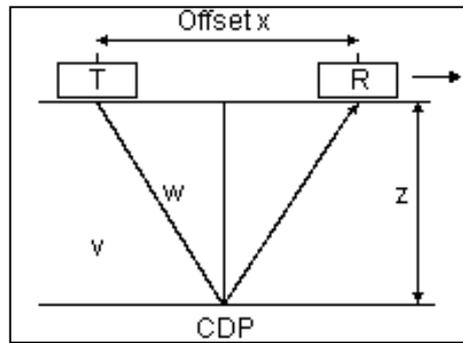


Figura 7 - Configurazione Trasmettitore / Ricevitore per una semplice registrazione CDP.

Il trattamento dei dati GPR

La fase di elaborazione ed interpretazione dati è principalmente basata sull'individuazione di riflettori, sul calcolo della loro posizione in profondità e delle loro dimensioni.

La presenza di colui che interpreterà i dati durante la fase di acquisizione è sicuramente consigliata per una corretta integrazione dei risultati con i vari fattori ambientali.

Una valutazione preliminare dei risultati può essere effettuata già in fase di acquisizione favorendo le eventuali correzioni della configurazione strumentale al fine di ottimizzare la qualità dei dati in funzione dello scopo dell'indagine.

La fase di elaborazione è generalmente preceduta da una di filtraggio durante la quale una serie di filtri applicata ai dati consente il miglioramento del rapporto segnale/rumore. Successivamente, tenendo in considerazione gli scopi dell'indagine, ogni profilo viene trattato in modo da mettere in maggior risalto le informazioni richieste.

In caso quindi di indagini finalizzate all'individuazione di target di piccole dimensioni, i dati verranno filtrati in modo da rimuovere le riflessioni a profondità costante evidenziando principalmente le variazioni laterali del segnale. Una volta ottenuta la sezione radar-stratigrafica relativa ad ogni profilo, viene effettuata la sua conversione dalla scala verticale in tempo alla scala in profondità. Quest'ultima fase richiede la stima della velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche che può essere effettuata utilizzando uno dei metodi sopra elencati. Nel caso in studio è stato utilizzato il metodo denominato "riflessione da un punto sorgente".

L'elaborazione dei dati GPR è stata molto complessa ed i passi del "processing" sono di seguito elencati:

1) rimozione della traccia media: questo tipo di filtro permette la rimozione della banda orizzontale visibile nelle sezioni radar, che può rappresentare riflessioni da oggetti che si mantengono a distanza costante dall'antenna. L'algoritmo, basandosi su un semplice processo aritmetico, che somma tutte le ampiezze delle riflessioni generate allo stesso tempo lungo il profilo e divide per il numero delle tracce

sommate, permette di rimuovere la traccia media e di esaltare, così, gli eventi non orizzontali presenti nelle sezioni radar;

2) normalizzazione dell'ampiezza (*declipping*): per eliminare locali saturazioni nell'ampiezza delle tracce. Si sceglie un fattore di scala (0.6 nel nostro caso) per il quale saranno moltiplicati tutti i valori dell'ampiezza: una procedura di interpolazione che utilizza un polinomio di terzo ordine permetterà la ricostruzione delle forme d'onda saturate.

3) migrazione: una tecnica che permette di eliminare distorsioni introdotte nei dati registrati. una sezione GPR non contiene informazioni unidirezionali a causa del lobo conico di radiazione dell'energia per cui alcune riflessioni presenti possono essere generate anche da oggetti posti lateralmente rispetto alla posizione dell'antenna. Questo carattere multidirezionale della registrazione delle riflessioni GPR si manifesta nella generazione di iperboli che possono causare seri problemi nell'interpretazione. La migrazione risolve questo problema di immagine riportando l'energia al suo vero punto di riflessione.

4) filtro passa basso: consente di eliminare la componente di rumore ad alta frequenza (effetto nebbia) presente nelle sezioni radar.

La planimetria dei profili ha consentito di correlare spazialmente, in modo 3D, le anomalie presenti su ciascuna sezione utilizzando l'analisi dell'ampiezza degli eventi riflessi entro assegnati intervalli di tempo e costruendo le isosuperfici di ampiezza.

La planimetria dei profili ha consentito di correlare spazialmente, in modo 3d, le anomalie presenti su ciascuna sezione utilizzando l'analisi dell'ampiezza degli eventi riflessi entro assegnati intervalli di tempo (*time slices*) (Fig. 13).

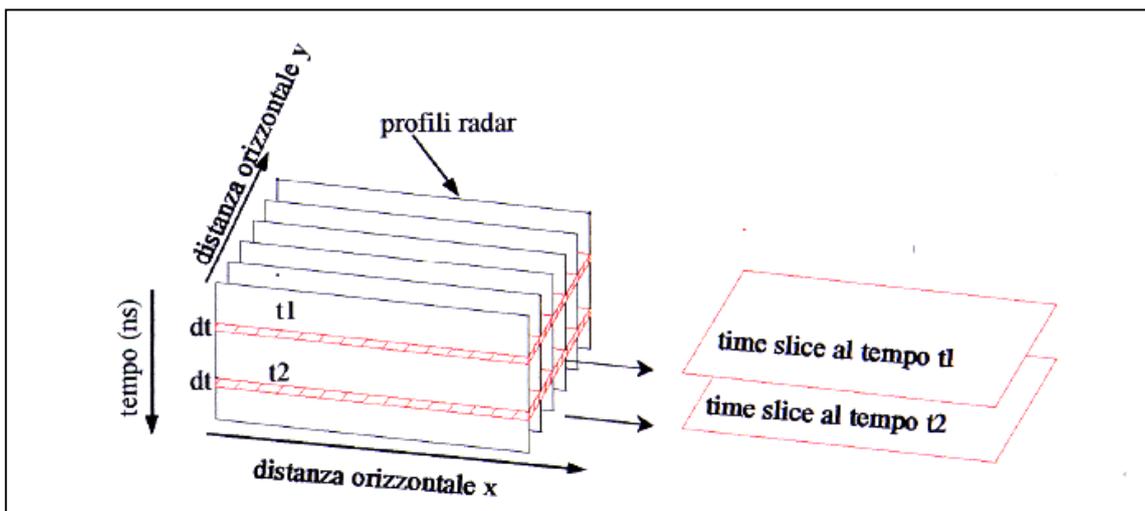


Figura 13: schema di costruzione delle time slices; l'ampiezza visualizzata nelle time slices rappresenta la media dei quadrati delle ampiezze degli eventi riflessi nella finestra temporale dt

Come è noto, l'ampiezza degli eventi riflessi è direttamente correlabile con il contrasto tra le caratteristiche elettriche dei mezzi presenti nel sottosuolo, pertanto la visualizzazione tridimensionale, per intervalli di ampiezza, della distribuzione degli eventi riflessi consente la localizzazione spaziale delle strutture che determinano le riflessioni stesse. Ogni *time slice* corrisponde ad uno strato di terreno la cui profondità ed il cui spessore dipendono, oltre che dai valori assunti per il tempo, dalla velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nel sottosuolo.

Il tipo di analisi precedentemente descritto applicato alle aree in studio ha dato risultati soddisfacenti. Sono state costruite slices di ampiezza a intervalli temporali di 5ns; ogni slice corrisponde ad uno spessore di terreno di circa 0.17m.

Il colore blu indica debole ampiezza del segnale riflesso (sottosuolo costituito da materiale sostanzialmente omogeneo); i colori dal celeste al rosso più intenso indicano ampiezze via via crescenti del segnale riflesso e quindi presenza di discontinuità elettromagnetiche significative. Le variazioni di ampiezza (quindi di colore) in una stessa slice sono indice di variazioni orizzontali nelle caratteristiche elettromagnetiche del terreno.

1.1 Il Metodo geoelettrico

I metodi geoelettrici consentono di caratterizzare il sottosuolo dal punto di vista del parametro fisico resistività elettrica (ρ). Il metodo geoelettrico della resistività si basa sulla circolazione di corrente elettrica stazionaria (continua o a bassissima frequenza, affinché siano trascurabili i fenomeni di induzione) nel sottosuolo.

I mezzi materiali, infatti, rispondono ad un flusso di corrente in maniera diversa, in base al valore che assume il parametro fisico della resistività. Tipicamente, la resistività che i litotipi offrono alla circolazione di corrente elettrica dipende dal contenuto d'acqua interstiziale, dalla temperatura, dal contenuto di gas disciolti nell'acqua, dalla presenza di ioni liberi. Nella tabella 3 vengono riportati i range di variazione di resistività nei materiali costituenti le matrici del sottosuolo più comuni.

Tabella 3. Valori di resistività dei terreni più comuni (Leucci, 2019)

Roccia/Materiale	Resistività ($\Omega \cdot m$)
Argille, marne grasse	3 - 30
Argille, marne magre	10 - 40
Argille sabbiose, silt	25 - 105
Sabbie con argille	50 - 300
Sabbia, ghiaia in falda	200 - 400
Sabbia, ghiaia asciutta	800 - 5000
Calccare, gesso	500 - 3500
Arenaria	300 - 3000
Granito	2000 - 10 000
Gneiss	400 - 6000

La stima dei valori di resistività si realizza mediante un quadripolo elettrico costituito da due elettrodi A e B , detti di corrente, e due elettrodi M ed N detti di potenziale. Attraverso gli elettrodi A e B viene inviata nel sottosuolo una corrente di intensità I nota e tramite gli elettrodi M e N si misura la differenza di potenziale ΔV . I quattro elettrodi costituiscono, nel loro insieme, il dispositivo elettrodico di misura, che può presentare diverse geometrie di disposizione sul terreno, ognuna caratterizzata da un parametro K che prende il nome di “*fattore geometrico*”.

La relazione che lega i parametri fisici corrente elettrica (I), differenza di potenziale (ΔV), resistività elettrica (ρ) è la ben nota legge di Ohm:

$$\rho = K \Delta V / I.$$

Definendo ΔV in volts, I in Amperes e K in metri, la resistività ρ viene espressa in *Ohm m*. In realtà quella che viene calcolata è una resistività apparente (ρ_a) ossia è un valore di resistività dovuto ai diversi contributi di tutto il sottosuolo che si sentiranno, in maniera più o meno forte, a seconda della distanza dal dispositivo di misura.

Le tecniche di misura consistono in mappe, in profili di resistività, in sondaggi elettrici verticali (SEV) e in pseudosezioni e tomografie 2D e 3D. Le mappe vengono realizzate traslando il dispositivo ortogonalmente alla sua lunghezza, ottenendo in tal modo informazioni sulle variazioni areali dei valori di resistività. Per la costruzione dei profili, invece, si trasla il dispositivo parallelamente alla sua lunghezza a partire da un punto fisso scelto come origine; questa tecnica consente di individuare variazioni laterali di resistività. Nei SEV, infine, l'array elettrodico viene progressivamente allargato

rispetto ad un punto medio fisso, per ricavare informazioni circa l'andamento verticale dei valori di resistività.

1.2.1 Dispositivi elettrodi

I vari metodi di prospezione elettrica, differiscono tra loro essenzialmente per la disposizione dei quattro elettrodi sul terreno e il diverso modo di spostarli da una misura alla successiva. La scelta del particolare metodo da impiegare in ciascun caso, sarà legata alla possibilità di mettere in massimo risalto le variazioni di resistività dovute ai corpi che si vogliono evidenziare.

I dispositivi più usati sono il Wenner, lo Schlumberger e il Dipolo-dipolo (Fig. 8). I primi due dispositivi sono detti lineari, perché i quattro elettrodi si trovano tutti sulla stessa linea, mentre il terzo è, in generale, non lineare.

Il dispositivo Wenner utilizza quattro elettrodi tutti equispaziati tra loro come mostrato in figura. Indicando con "a" la distanza tra ciascuna coppia di elettrodi contigui, il fattore geometrico sarà

$$k = 2\pi a.$$

Nel dispositivo Schlumberger, che è simmetrico rispetto al suo punto centrale, i due elettrodi di corrente esterni C1 e C2, si trovano ad una distanza molto più grande dei due elettrodi di potenziale interni P1 e P2 (nella pratica si usa P1P2 compreso tra 1/5 e 1/25 di C1C2). Il fattore geometrico vale in questo caso

$$k = \pi \left[\frac{(C1C2/2)^2}{P1P2} - \frac{P1P2}{4} \right].$$

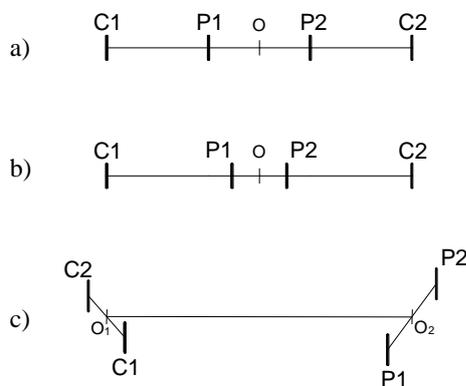


Fig. 8: Dispositivi quadripolari di misura. a) Dispositivo Wenner; b) Dispositivo Schlumberger; c) Dispositivo dipolo-dipolo.

Il dispositivo dipolo-dipolo, come dice il suo nome, utilizza un dipolo di corrente e un dipolo di potenziale. In questo caso, il fattore geometrico dipende dalle loro posizioni reciproche e dalle distanze tra i dipoli. Nel caso di disposizione lineare e simmetrica, indicando con a le distanze dipolari e con na la distanza tra i due elettrodi interni C1 e P1, k vale

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

Negli ultimi decenni è stata sviluppata una nuova tecnica di indagine, in cui le misure di resistività sono fatte usando un sistema costituito da un gran numero di elettrodi. Questa tecnica, indicata con il nome di tomografia geoelettrica, risulta particolarmente adatta per investigazioni in aree di interesse geologico, minerario, idrogeologico, ingegneristico ed archeologico. La tomografia elettrica, può essere bidimensionale o tridimensionale, a seconda che la zona di interesse sia una sezione piana verticale del sottosuolo o un intero volume di terreno. Nel primo caso, gli elettrodi saranno disposti sul terreno tutti allineati ed equispaziati, mentre nel secondo caso, saranno disposti sempre sulla superficie del terreno, ma sui nodi di una griglia quadrata. In Fig. 9 sono rappresentati i due modi in cui si possono disporre gli elettrodi.

Nel caso della multielettrodica, si lavora con una serie di elettrodi equispaziati collegati, per mezzo di un cavo multicanale, ad uno strumento in grado di gestire l'immissione di corrente e la misura della differenza di potenziale dai quattro elettrodi volta per volta interessati dalla misura; da qui se ne deduce la grande innovazione nell'indagine geoelettrica apportata dalla multielettrodica: essa infatti non solo permette di raccogliere un gran numero di dati in poco tempo e a costi contenuti, ma anche di risolvere alcuni problemi, ad esempio quello della rappresentazione dei dati.

I vari dispositivi elettrodici, sono caratterizzati da una serie di parametri, dai quali dipenderà l'indagine. Sarà l'operatore a decidere, in base agli scopi dell'indagine, alle caratteristiche della regione interessata dalla misura, al tempo a disposizione e alla quantità di memoria disponibile sul computer, qual'è quello più adatto alle misure, caso per caso.

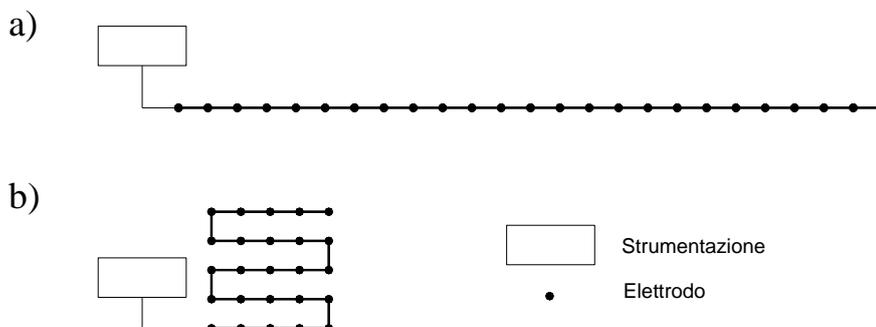


Fig. 9: Disposizione degli elettrodi sul terreno per indagini geoelettriche multielettrodiche 2D (a) e 3D (b).

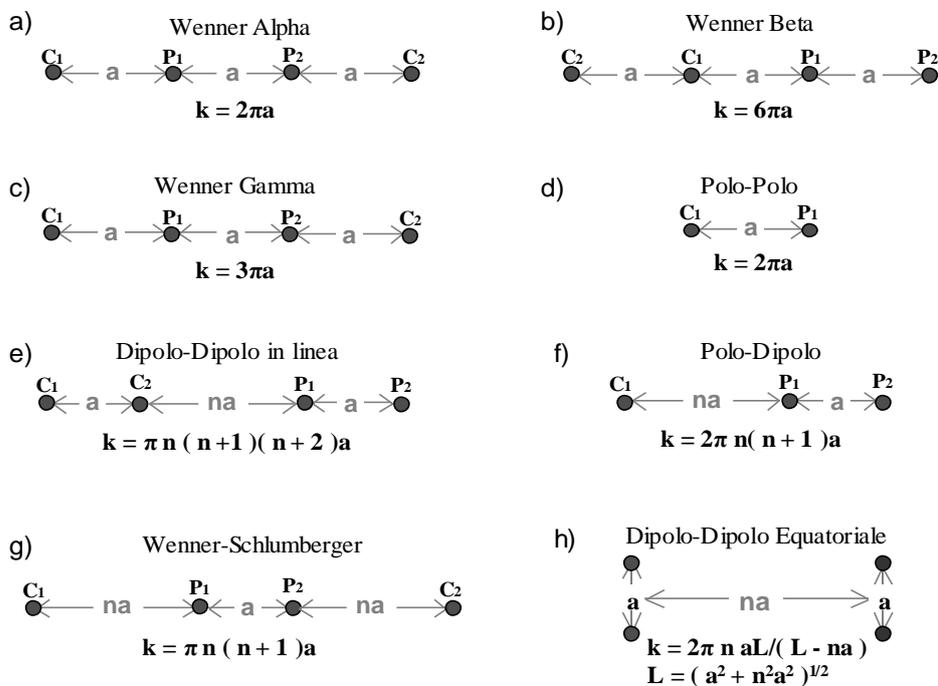


Fig. 10: Dispositivi elettrodi e corrispondenti fattori geometrici (Loke, 2001).

In Fig. 10 sono rappresentati i vari tipi di dispositivi elettrodi. Indicheremo sempre con C1 e C2 i due elettrodi di corrente e con P1 e P2 i due elettrodi di potenziale.

La strumentazione utilizzata per le misure (Syscal Kid- swich opportunamente modificato) contiene assemblati sia il sistema di energizzante che quello ricevente (Fig. 12). Il sistema di ricezione è costituito da un millivoltmetro digitale, atto a misurare la tensione correlata al segnale di corrente inviato; mentre il trasmettitore, alimentato da batteria esterna, invia nel terreno un segnale di corrente regolare. L'apparecchiatura procede ad una rimozione immediata del fattore di disturbo stazionario (generato da fenomeni di polarizzazione spontanea) tramite l'inversione della polarità del flusso di corrente continua nel sottosuolo, cioè grazie all'uso dell'onda quadra di corrente.



Fig. 12: strumentazione geoelettrica.

La scelta del dispositivo è influenzata dalla volontà di ottenere informazioni 3D. E' stato quindi utilizzato il dispositivo dipolare assiale (dipolo-dipolo) che, tramite una particolare procedura di campagna, consente di ottenere una griglia regolare di valori di resistività apparente nella sezione verticale sotto un profilo di indagine. Eseguendo profili con geometria non standard, adattata all'andamento degli edifici, avremo una griglia pseudo 3D di valori di ρ_a . Da questo set di dati si possono quindi estrarre sia Tomografie Geoelettriche Verticali XZ (TGV) che Orizzontali XY (TGO) a varie profondità che rendono un quadro chiaro della distribuzione di resistività nel sottosuolo.

Con la stessa strumentazione e geometria sono stati rilevati anche i potenziali spontanei

La pseudo-sezione di resistività fornisce un'immagine approssimativa ed immediata della distribuzione di resistività lungo la sezione verticale di sottosuolo sottesa al profilo di misura; può essere quindi considerata come un'immagine sfocata della configurazione elettrica del sottosuolo. La tomografia geoelettrica vera e propria si ottiene mettendo a fuoco l'immagine di resistività apparente in modo da definire meglio le geometrie dei corpi sepolti. E' possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudo-sezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di Loke & Barker (1996).

La tecnica è essenzialmente un'ottimizzazione del metodo dei minimi quadrati in cui un modello di partenza viene iterativamente modificato finché la differenza tra questo e la pseudo-sezione sperimentale risulta ridotta al minimo. L'assunto di base della tecnica per la costruzione del modello è che nel sottosuolo ci sono tanti strati quanti sono i valori di resistività sulla curva sperimentale di ρ_a . La profondità media di ogni strato è uguale alla spaziatura elettrodica utilizzata per la misura di resistività moltiplicata per una costante il cui valore deve essere tale da ridurre al minimo la differenza tra la curva teorica (ricavata dal modello) e la curva sperimentale. Questa costante viene determinata utilizzando l'algoritmo del *trial and error*, ovvero calcolando la percentuale di scarto *root mean squared* (*r.m.s.*, *radice quadrata media*) tra i valori di ρ_a osservati ed i valori ρ_a calcolati nei punti considerati. Dopo ogni iterazione la curva modello di resistività apparente viene ricalcolata e confrontata con la curva di resistività apparente osservata. Questa procedura è ripetuta fino a quando la differenza *r.m.s.* tra le due curve è ridotta al minimo. Questa tecnica è stata estesa al caso bidimensionale da Barker (1992) e successivamente ampliata da Loke & Barker (1996); in questo caso il modello utilizzato è ottenuto suddividendo il sottosuolo in volumetti rettangolari ad ognuno dei quali corrisponde un valore di resistività apparente misurato in campagna. La profondità media di ciascuno di questi elementi sarà funzione delle differenti spaziature elettrodiche utilizzate (Tabella 4).

DISPOSITIVI ELETTRODICI		zmed/a	zmed/L
Wenner Alfa		0,519	0,173
Wenner Beta		0,416	0,139
Wenner Gamma		0,594	0,198
Dipolo-dipolo	n = 1	0,416	0,139
	n = 2	0,697	0,174
	n = 3	0,962	0,192
	n = 4	1,22	0,203
	n = 5	1,476	0,211
	n = 6	1,73	0,216
Wenner-Schlumberger	n = 1	0,52	0,173
	n = 2	0,93	0,186
	n = 3	1,32	0,189
	n = 4	1,71	0,19
	n = 5	2,09	0,19
	n = 6	2,48	0,19
Polo-dipolo	n = 1	0,52	
	n = 2	0,93	
	n = 3	1,32	
	n = 4	1,71	
	n = 5	2,09	
	n = 6	2,48	
Polo-polo		0,867	

Tabella 4: Profondità di investigazione dei vari dispositivi elettrodici (Loke, 2001) (L: lunghezza dello stendimento elettrodico; a: distanza interelettrodica; z: profondità di indagine; n: numero di livelli nel sottosuolo).

Da questo modello iniziale di sottosuolo si calcola una pseudo-sezione teorica di resistività apparente. Le differenze tra i valori di resistività apparente della pseudo-sezione teorica e della pseudo-sezione sperimentale vengono utilizzate per ricavare delle resistività quanto più vicine alla realtà per ognuno degli elementi del modello. L'intero processo è ripetuto iterativamente fino a quando la differenza *r.m.s.* raggiunge un valore minimo fissato dall'operatore. Non sempre, però, al più basso valore *r.m.s.* possibile, corrisponde il modello geologico di sottosuolo più vicino alla realtà. A volte, infatti, si possono ottenere variazioni poco realistiche nei valori di resistività del modello. Pertanto, l'approccio più corretto è quello di scegliere il modello di sottosuolo corrispondente all'iterazione dopo la quale l'errore *r.m.s.* non cambia significativamente.

Tensore probabilità di resistività

Il metodo della tomografia di probabilità (tensore probabilità di resistività) consiste nell'analisi di una funzione di probabilità di occorrenza, definita come un prodotto di correlazione incrociata normalizzato del dataset mediante una funzione di scanner opportunamente digitalizzata, derivata dalla teoria del potenziale elettrico mediante una tecnica perturbativa sotto Approssimazione di Born.

In pratica, poiché non è noto lo schema della sorgente che genera le anomalie osservate, una sorgente elementare di forza unitaria è idealmente utilizzata per scansionare il volume al di sotto dell'area rilevata, chiamato tomo-spazio, e cercare dove si trovano in modo più probabile le sorgenti. Dal punto di vista analitico, questo processo ideale corrisponde al calcolo della funzione di probabilità di occorrenza in una griglia di punti nel tomo-spazio. Un valore positivo di questa funzione darà la probabilità di accadimento di un aumento della resistività rispetto ad un valore di resistività di riferimento. Scansionando il tomo-spazio, si può ottenere una ricostruzione completa dell'immagine 3D della distribuzione delle sorgenti di anomalia in senso probabilistico. Una resistività di riferimento adeguata può essere la resistività di fondo reale, se nota, o semplicemente la resistività apparente media. Al termine della procedura di scansione, si possono disegnare sezioni o, più efficacemente, immagini 3D del pattern di distribuzione di probabilità nel tomo-spazio. Oltre a questo scopo primario della metodica, è degna di menzione una seconda, non meno importante peculiarità, che fa della tomografia probabilistica 3D un approccio di imaging versatile e oggettivo. Poiché l'algoritmo può trattare anche più dataset, indipendentemente dalla tecnica di acquisizione, funziona anche come filtro intrinseco. Il risultato è un livellamento simultaneo del rumore non correlato e la soppressione di qualsiasi effetto fantasma correlato. In linea di principio, questa peculiarità deriva dalla circostanza che tali tipi di disturbi hanno probabilità nulla di essere generati da vere sorgenti di anomalia nell'ambito della teoria geoelettrica.

Bibliografia

- Leucci G., 2015, *Geofisica Applicata all'Archeologia e ai Beni Monumentali*, Dario Flaccovio Editore Palermo, pp 368.
- Leucci G., 2019, *Nondestructive Testing for Archaeology and Cultural Heritage: A practical guide and new perspective*. Springer editore pp 217, ISBN 978-3-030-01898-6
- Loke, M. H.: *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys: RES2DINV Manual*, IRIS Instruments, www.iris-instruments.com, 2001.
- Loke, M. H. and Barker R. D.: *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method*, *Geophys. Prosp.*, 44, 131–152, 1996.