



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica

CARATTERIZZAZIONE GEOFISICA

DI UN SISTEMA ARGINALE E

APPLICAZIONI GEOTECNICHE

Relatore: Prof. Giorgio Cassiani

Correlatori: Dott.ssa Maria Teresa Perri

Dott. Jacopo Boaga

Laureando: Emanuele Peloso

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

ABSTRACT

The following thesis focuses on the geophysical characterization of a levee system near San Michele al Tagliamento in the province of Venice.

The area of study is localized in proximity of the locality San Mauretto where there is an artificial embankment of the Tagliamento river. The research aims at learning experimental methodology of the most common geophysical surveys, using different techniques of data analysis and processing.

The present work was carried out on the basis of modern geophysical techniques such as the Electrical Resistivity Tomography (ERT) and the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW method). These investigations are relatively inexpensive and permit to obtain a lot of information in a short time; for this reason, they were performed to identify both the materials which compose the embankment and the soil structure at the same site. The ERT surveys were carried out both on the embankment and on the flood plain between the river and the levee. More precisely, the ERT acquisitions on the embankment consist of eight high resolution lines: four lines were arranged along the top of the levee while the remaining were placed perpendicular to the main axis; the ERT on the flood plain is characterized instead by a wide electrodes spacing (five meters) so it has a lower resolution but it can explore the subsurface to a depth of about thirty meters. The MASW technique was employed only along the main axis of the embankment; in particular, data were acquired both with the ordinary technique and with the *Seismic Streamer*, a specific tool that allows to drag all the geophones on the ground surface at the same time.

The results were used in conjunction with the information resulting from a geognostic survey in order to create a realistic model of the soil, which was subsequently exploited to predict qualitatively the reaction of the embankment to a flood event; for this reason the seepage flow was simulated by creating a finite element numerical model in order to observe the penetration of the flood wave in the embankment. Therefore, different research techniques can work together in achieving a common objective.

Indice

Introduzione	1
I. Inquadramento geografico e geologico	3
II. Metodi geofisici utilizzati	6
2.1 Metodi elettrici in corrente continua (DC)	6
2.1.1 Principi fisici	7
2.1.2 Soluzioni elementari del problema geoelettrico	12
2.1.3 Strumentazione	14
2.1.4 Operazioni di campo	15
2.1.5 Configurazioni elettrodeiche	16
2.1.6 Procedure di misurazione della resistività	19
2.1.7 Elaborazione dati	21
2.2 Metodo MASW	22
2.2.1 Strumentazione	24
2.2.2 Elaborazione dati	26
2.2.3 Inversione	29
III. Risultati	32
3.1 Indagine ERT sul piano golena	32
3.1.1 Elaborazione dati Dipolo-Dipolo	34
3.1.2 Elaborazione dati Wenner-Schlumberger	35
3.1.3 Elaborazione combinata dati Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger	35
3.2 Indagini ERT sul rilevato arginale	37
3.3 Indagine MASW lungo il rilevato arginale	41
3.4 Indagine MASW e Streamer sismico	47

3.5 Modello geotecnico di filtrazione	49
IV. Discussione e conclusioni	58
Bibliografia	63
Ringraziamenti	65

Introduzione

Gli eventi alluvionali che si sono verificati negli ultimi anni hanno notevolmente sensibilizzato la popolazione e gli enti preposti riguardo le problematiche legate alla vulnerabilità del territorio in caso di eventi di piena eccezionale ed alle relative misure di prevenzione e sicurezza. In un panorama ambientale come quello della Regione Veneto, contraddistinto dall'imponente presenza di sistemi fluviali fortemente antropizzati, è evidente come questa problematica sia sentita in maniera particolare; l'aumento della frequenza di manifestazione di questi fenomeni nell'ultimo periodo ha incentivato lo studio e la ricerca di nuove strategie per la diminuzione del rischio derivante da questo tipo di eventi.

É proprio in quest'ottica che è stato realizzato il seguente lavoro di tesi, il quale mira alla caratterizzazione della struttura di un rilevato arginale e dei terreni ad esso adiacenti tramite l'utilizzo di metodi d'indagine geofisici. Queste tecniche hanno preso sempre più piede negli ultimi anni in quanto permettono di osservare il sottosuolo in maniera non invasiva e di procurare, in poco tempo, un'elevata mole di informazioni a costi relativamente contenuti. Per tali motivi le tecniche geofisiche si prestano molto bene ad analizzare lunghi tratti di sistema arginale, come verrà illustrato nei successivi capitoli. L'area nella quale sono state eseguite le indagini è localizzata in prossimità della località San Mauretto, nel comune di San Michele al Tagliamento (provincia di Venezia); in tale contesto sono state effettuate una serie di prospezioni geoelettriche e sismiche. In particolare, sono state realizzate alcune tomografie elettriche da superficie (ERT) su un esteso tratto di argine e sul piano golena ad esso adiacente; sulla sommità dello stesso rilevato sono state inoltre eseguite indagini di tipo sismico basate sulla dispersione delle onde superficiali (metodo MASW). Ai fini di una preliminare analisi geotecnica, le informazioni ricavate dall'applicazione di tali tecniche sono state quindi integrate con quelle derivanti da un sondaggio geognostico effettuato sul medesimo tratto di argine; sulla base dei risultati ottenuti, è stato infatti ricostruito un modello geotecnico di filtrazione dell'intero sistema arginale, atto a prevedere la risposta del rilevato ad un potenziale evento di piena.

In merito alla struttura del presente lavoro di tesi, essa si suddivide in quattro capitoli principali: 1) l'inquadramento geografico e geologico, 2) la descrizione dei metodi geofisici utilizzati, 3) l'illustrazione dei risultati ottenuti e 4) la discussione dei risultati. In particolare:

- dopo un rapido riferimento alla storia evolutiva della pianura veneto-friulana, nel primo capitolo del presente lavoro verranno illustrate le caratteristiche principali dell'area oggetto di studio e dei depositi alluvionali ivi presenti;
- nel secondo capitolo si discuterà dettagliatamente in merito ai metodi geofisici impiegati, a partire dalle nozioni teoriche di base fino alle operazioni relative all'elaborazione dei dati sperimentali;
- nel terzo capitolo verranno illustrati i passaggi svolti nella fase di elaborazione dei dati ed i risultati ottenuti dalle singole acquisizioni messe a punto durante il lavoro di campagna; l'ultimo sottocapitolo di tale sezione sarà, invece, dedicato all'esposizione del modello geotecnico di filtrazione del sistema arginale in risposta ad un ipotetico evento di piena;
- nell'ultimo capitolo, infine, saranno confrontati e interpretati i risultati ottenuti con le diverse metodologie di indagine, ponendo particolare attenzione all'utilità che tali informazioni possono avere in studi applicativi di tipo geotecnico.

I. Inquadramento geografico e geologico

Le indagini di campagna sono state effettuate nei pressi della località San Mauretto (Fig. 1), che si trova nel territorio comunale di San Michele al Tagliamento in provincia di Venezia in prossimità del confine con la regione Friuli-Venezia Giulia.



Fig. 1 La località San Mauretto nei pressi dell'argine del Tagliamento in prossimità del quale sono state effettuate le indagini del presente lavoro di tesi (foto tratta da Google Earth).

San Michele al Tagliamento è posizionato nella cosiddetta pianura veneto-friulana che si è formata, a partire da 160.000 anni fa, in seguito a tre fasi distinte: la fase Pre-LGM (> 30.000 anni fa), la fase LGM (30.000 - 17.000 anni fa) ed infine la fase Post-LGM (ultimi 17.000 anni), ove per LGM si intende il periodo relativo all'Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum*). Questo periodo segna infatti, una delle fasi più importanti dell'evoluzione geologica della pianura veneto-friulana, durante il quale enormi ghiacciai occuparono le principali valli alpine e con le loro fronti giunsero in pianura o in prossimità di essa. Le condizioni ambientali glaciali e periglaciali favorirono una notevole produzione di detriti, nell'area alpina e prealpina, i quali andarono ad alimentare i sistemi fluvioglaciali che hanno determinato l'aspetto della pianura stessa; i principali sistemi fluviali del nord-est italiano hanno infatti ripetutamente cambiato percorso a valle del loro

sbocco montano interessando aree molto ampie fino a coprire migliaia di km². Si sono così formati sistemi sedimentari, allungati fino al mare, che in pianta presentano una morfologia a ventaglio, mentre nelle tre dimensioni mostrano una forma simile ad un cono appiattito; tali sistemi sono definiti come megafan alluvionali.

Il presente lavoro di tesi è svolto sui depositi alluvionali più superficiali del megafan del Tagliamento che sono stati suddivisi in diverse unità deposizionali delimitate da superfici erosive (sintemi); a partire dall'LGM si distinguono il Sintema di Spilimbergo (SPB) e il Sintema del Po (POI).

Il Sintema di Spilimbergo (Pleistocene superiore) è costituito da depositi alluvionali connessi alla fase di avanzamento e massima espansione dei ghiacciai del Tagliamento durante l'LGM e si suddivide a sua volta nel Sub-Sintema di Canodusso (SPB₃) e in quello di Remanzacco (SPB₄): il primo è formato da sabbie da fini a medie e sabbie limose con presenza di lenti di limi e limi argillosi mentre il secondo è composto da sabbie ghiaiose, ghiaie fini e sabbie con presenza di strati lentiformi di limi e argille.

Il Sintema del Po (Pleistocene superiore - Olocene) è composto invece da depositi di ambiente alluvionale, litorale lagunare, litorale di spiaggia e di piattaforma marina e comprende l'Unità di Malamocco (POI₉) e l'Unità di Torcello (POI₁₀). La prima corrisponde a depositi di canale e di argine naturale ed è formata quindi nella porzione di letto da strati ghiaiosi e sabbiosi mentre nella parte di tetto dell'unità sono presenti depositi di sabbie caratterizzate da una granulometria medio-fine alternate a strati limosi; l'Unità di Torcello è la più recente ed è anch'essa relativa a depositi di canale fluviale e argine naturale ma mostra sedimenti a granulometria minore rispetto a quelli dell'Unità di Malamocco: essa è costituita infatti da sabbie fini, talvolta limose, ed alternanze di sabbie e limi, limi sabbiosi e subordinatamente limi argillosi.

La raccolta dei dati è stata effettuata, come accennato precedentemente, in prossimità di un rilevato arginale del Tagliamento nei pressi della località San Mauretto; in quest'area affiorano prevalentemente i depositi alluvionali appartenenti al Sintema del Po (Fig. 2) e sono presenti anche sedimenti che corrispondono ai cosiddetti paleoalvei ovvero relativi agli alvei abbandonati dal Tagliamento nel passato. Generalmente i depositi dei paleoalvei presentano una granulometria più grossolana rispetto alle zone adiacenti. A conferma di questo, i sedimenti dei vecchi percorsi del fiume in questa area risultano essere delle ghiaie

sabbiose e sabbie con intercalazioni di limi sabbiosi e limi; talora nella porzione di tetto possono essere presenti limi e argille.

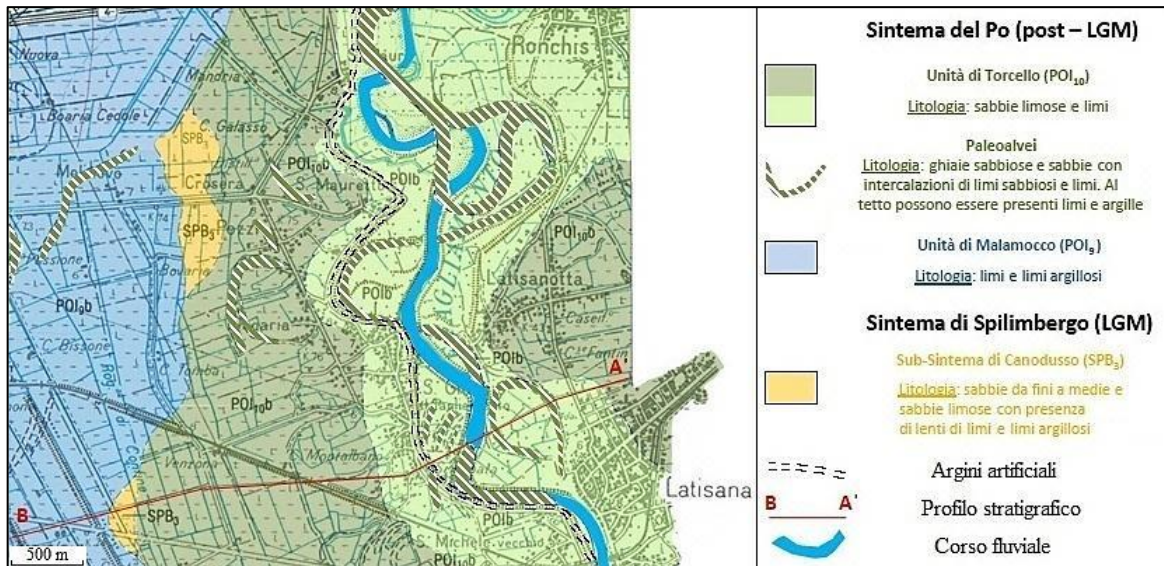


Fig. 2 Scansione tratta dal foglio n° 107 “Portogruaro” del progetto CARG e tipologie di depositi presenti nell’area di studio.

II. Metodi geofisici utilizzati

Le tecniche di indagine geofisiche hanno l'obiettivo di ottenere informazioni sulla natura e sulla struttura del sottosuolo attraverso una serie di misure effettuate dalla superficie o da piccoli fori ricavati nel terreno stesso. Queste misure coinvolgono alcuni parametri fisici caratteristici delle rocce e dei materiali presenti nel sottosuolo, che condizionano una determinata quantità geofisica misurata da apposite strumentazioni, a seconda della tecnica che si utilizza.

I principali metodi di prospezione geofisica sono in genere suddivisi in due gruppi: i metodi "attivi" e "passivi", distinguendo con tale terminologia due diversi modi di applicazione. Nei primi, energizzando in modo opportuno il terreno, si misurano le variazioni di alcune grandezze fisiche; nei secondi invece si misurano le variazioni di grandezze fisiche intrinseche del sottosuolo, senza la necessità di energizzazioni artificiali. Nel seguente lavoro di tesi sono state applicate due tecniche di indagine geofisiche attive nella caratterizzazione della struttura di un argine fluviale e dei terreni adiacenti.

2.1 Metodi elettrici in corrente continua (DC)

I metodi elettrici in corrente continua (DC) utilizzano sorgenti artificiali di corrente per produrre un campo di potenziale elettrico all'interno del terreno. Generalmente, una corrente elettrica viene immessa nel terreno per mezzo di elettrodi puntuali (C_1 , C_2), detti elettrodi di corrente, e si misura il potenziale elettrico attraverso altri due elettrodi (P_1 e P_2) chiamati elettrodi di potenziale (Fig. 3). L'obiettivo della generazione e della successiva misurazione del campo di potenziale elettrico, è determinare la distribuzione spaziale della resistività elettrica (ρ) o del suo reciproco ovvero la conduttività (σ), nel terreno. Una volta noti il potenziale fra P_1 e P_2 , l'intensità di corrente immessa (I) attraverso C_1 e C_2 e la configurazione degli elettrodi, la resistività del terreno può essere determinata; tale resistività è denominata "resistività apparente" (ρ_a).

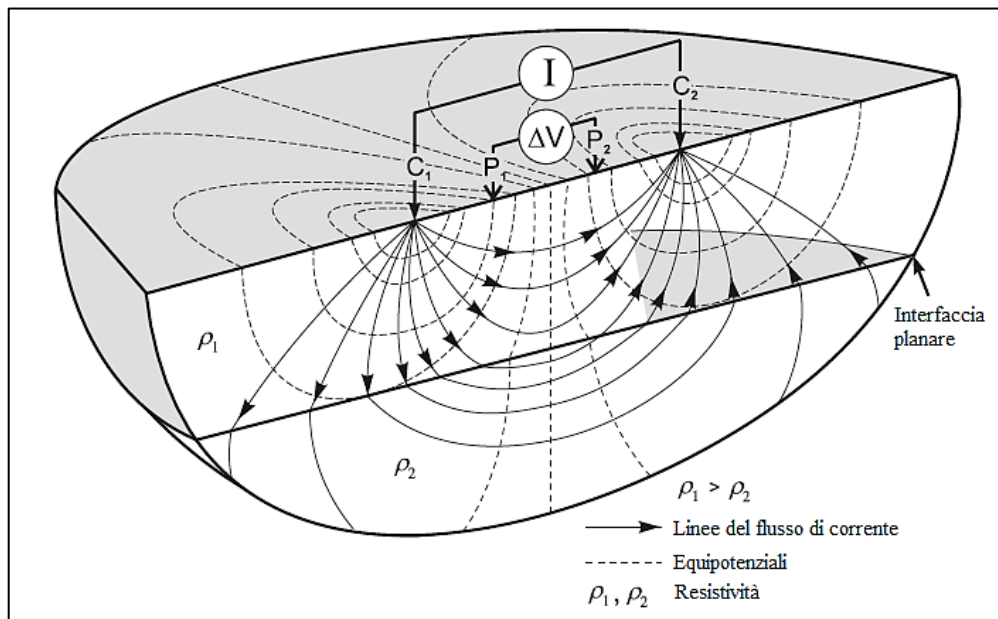


Fig. 3 Principio di misura della resistività elettrica tramite uno stendimento composto da quattro elettrodi (dal libro *Environmental Geology* (2007), p. 205).

I metodi elettrici sono vantaggiosi rispetto ad altri perché utilizzano sorgenti controllate ma sono limitati essenzialmente da due fattori:

- 1- La penetrazione dipende dalla distanza tra gli elettrodi di corrente (indicativamente tra un quarto e un quinto della distanza tra C_1 e C_2), quindi è fortemente condizionata dalla lunghezza dei cavi a disposizione, dalla potenza del generatore (o batteria) e dalla conformazione del terreno indagato;
- 2- La risoluzione è molto buona in prossimità degli elettrodi e decresce velocemente con la distanza da questi; questo fatto è dovuto alla natura delle equazioni che descrivono la trasmissione della corrente che sono di tipo diffusivo.

2.1.1 Principi fisici

I metodi elettrici si basano sulla legge di Ohm:

$$\Delta V = RI \quad (1)$$

ove ΔV = differenza di potenziale elettrostatico [V]

R = resistenza elettrica [Ω]

I = intensità di corrente elettrica [A]

e sulla relazione tra resistenza (R) e proprietà del materiale di cui è costituito l'oggetto con resistenza R (seconda legge di Ohm)

$$R = \frac{\rho L}{S} \quad (2)$$

ove ρ = resistività elettrica del materiale [Ωm]

L = lunghezza del conduttore cilindrico di resistenza R [m]

S = sezione trasversale del conduttore cilindrico di resistenza R [m^2]

Ai capi del conduttore è applicata la differenza di potenziale ΔV per far passare l'intensità di corrente I . La conduttività elettrica, come detto precedentemente, è l'inverso della resistività e si misura in Siemens al metro [S/m].

In termini infinitesimi, la legge di Ohm si scrive:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3)$$

ove \vec{J} = vettore densità di corrente elettrica [A/m^2]

σ = conduttività elettrica [S/m]

\vec{E} = vettore intensità di campo elettrico [V/m]

ed essendo il campo elettrico un campo a potenziale (V) si ha:

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (4)$$

ove il simbolo ∇ è chiamato nabra ed è un operatore differenziale vettoriale composto dalle tre derivate spaziali

$$\nabla = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right\}$$

Oltre alla legge di Ohm, il secondo principio che sta alla base dei metodi in corrente continua è quello della conservazione della carica elettrica il quale viene utilizzato per definire il flusso di corrente continua in un mezzo conduttore. Per descrivere tale flusso è necessario considerare un volume infinitesimo di mezzo poroso detto "volume di controllo", che sia sufficientemente grande da rappresentare le caratteristiche del mezzo poroso: questo volume è definito REV (Representative Elementary Volume); in generale, si assume che una proprietà sia stabile all'interno di un range di dimensione dx del volume di controllo.

Generalmente si considera un REV di forma cubica e si assume che il sistema sia omogeneo ed isotropo. Il flusso di carica elettrica per unità di area attraverso il REV è j e le sue componenti nelle tre direzioni sono j_x, j_y, j_z ; tali grandezze sono espresse in termini di carica per unità di area trasversale per unità di tempo. Il flusso di carica elettrica in base al quale si definisce la legge di Ohm è di solito I , che risulta essere il prodotto di j per l'area della sezione di flusso A .

Il flusso di carica elettrica che entra nel REV lungo l'asse x è:

$$IN_x = j_x dydz$$

mentre il flusso che esce dal REV sempre lungo l'asse x è:

$$OUT_x = j_x dydz + \frac{\partial}{\partial x}(j_x) dx dy dz$$

Il flusso di carica elettrica netto lungo la direzione x è dunque:

$$IN_x - OUT_x = -\frac{\partial}{\partial x}(j_x) dx dy dz$$

Siccome simili componenti sono calcolabili per le altre direzioni, si ha in totale:

$$IN - OUT = -\left[\frac{\partial}{\partial x}(j_x) + \frac{\partial}{\partial y}(j_y) + \frac{\partial}{\partial z}(j_z)\right] dx dy dz$$

che corrisponde alla variazione nell'unità di tempo della carica elettrica contenuta nel REV.

Dal momento che il moto di cariche elettriche avviene in modo stazionario (corrente continua), ovvero non c'è in alcun punto del dominio accumulo di cariche, il principio di conservazione della carica si traduce nel fatto che il flusso di corrente elettrica che entra ed esce dal REV deve essere zero:

$$IN - OUT = -\left[\frac{\partial}{\partial x}(j_x) + \frac{\partial}{\partial y}(j_y) + \frac{\partial}{\partial z}(j_z)\right] dx dy dz = 0$$

tale espressione può essere scritta in forma compatta come:

$$\text{div} \vec{j} = \nabla \cdot \vec{j} = 0 \quad (5)$$

Il prodotto scalare indicato nell'equazione (5) si chiama divergenza ed implica che:

$$\nabla \cdot \vec{j} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right\} \cdot \{j_x, j_y, j_z\} = \frac{\partial j_x}{\partial x} + \frac{\partial j_y}{\partial y} + \frac{\partial j_z}{\partial z} = 0$$

ovvero la conservazione della carica implica per j che la sua divergenza sia zero.

A questo punto si utilizza la legge di Ohm (3) (nel caso più generale, anisotropia, con assi paralleli agli assi principali di anisotropia) per esprimere il flusso di corrente elettrica:

$$\begin{aligned} j_x &= -\sigma_x \frac{\partial V}{\partial x} \\ j_y &= -\sigma_y \frac{\partial V}{\partial y} \\ j_z &= -\sigma_z \frac{\partial V}{\partial z} \end{aligned}$$

Combinando la legge di Ohm (3) con il principio di conservazione della carica (5), si ottiene quindi l'equazione differenziale alle derivate parziali che descrive il flusso in corrente continua, in un mezzo tridimensionale non omogeneo e anisotropo:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma_x \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma_y \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) = 0 \quad (6)$$

L'espressione appena ricavata può essere scritta in forma compatta come:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0$$

ove $\sigma = \sigma(x, y, z)$ e si intende nel caso generale come un tensore (funzione dello spazio, ovvero in generale il campo di conduttività non è omogeneo); se gli assi del sistema di riferimento sono allineati con le direzioni principali di anisotropia, i termini non diagonali del tensore sono nulli. In questo caso, l'equazione (6) si può esprimere come:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma_x(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma_y(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_z(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial z} \right) = I \delta(x - x_0, y - y_0, z - z_0) \quad (7)$$

ove I è la corrente immessa nella posizione x_0, y_0, z_0 (nota l'uso della delta di Dirac nello spazio per indicare l'iniezione nel punto con densità di corrente infinita, in modo che I risulti finita). L'equazione (7) ha come assunzione di base il fatto che gli assi principali di anisotropia di σ coincidono con x, y, z ; una condizione al contorno è contenuta nel termine destro dell'equazione, le altre sono in genere che il flusso entrante ed uscente sia nullo ovunque se non nei punti di iniezione e che il potenziale elettrico vada a zero all'infinito.

Se si considera invece che il sistema sia isotropo e non omogeneo per quanto riguarda la conduttività elettrica ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = \sigma$), l'equazione (7) diventa:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma(x, y, z) \frac{\partial V}{\partial z} \right) = I \delta(x - x_0, y - y_0, z - z_0) \quad (8)$$

tale equazione regola il problema diretto nei metodi geoelettrici e solitamente viene risolta mediante i cosiddetti metodi numerici tra i quali, i più utilizzati, sono quelli alle differenze finite e agli elementi finiti.

Generalmente si assume che la distribuzione della resistività sia bidimensionale, tipicamente appartenente al piano verticale definito dallo stendimento degli elettrodi e perpendicolare al piano campagna; la distribuzione tridimensionale della corrente in questo sistema bidimensionale si può calcolare più facilmente applicando ad esempio una trasformata di Fourier nella direzione trasversale y . Questa operazione permette di eliminare la dimensione spaziale y semplificando il problema e operando in un dominio bidimensionale; la distribuzione tridimensionale della corrente in un campo bidimensionale di resistività è definito approccio 2.5D ed è comunemente utilizzato nella costruzione del modello diretto per la tomografia elettrica 2D.

Nel caso in cui il sistema sia omogeneo, ovvero la conduttività (o resistività) non sia funzione dello spazio, l'equazione (8) diviene:

$$\sigma \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = I \delta(x - x_0, y - y_0, z - z_0) \quad (9)$$

Considerando l'intero dominio ad eccezione dei punti in cui viene immessa la corrente, e siccome la soluzione $\sigma = 0$ è di non interesse, la soluzione dell'equazione (9) è equivalente alla soluzione dell'equazione di Laplace:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \nabla^2 V = 0 \quad (10)$$

ove ∇^2 è detto Laplaciano ed è la somma delle derivate seconde rispetto allo spazio; l'equazione di Laplace (10) è alla base di tutte le soluzioni dei metodi elettrici che riguardano sistemi omogenei o a strati omogenei.

2.1.2 Soluzioni elementari del problema geoelettrico

Per risolvere l'equazione di flusso (10), sono necessarie per ogni dimensione del problema (x, y, z) , tante condizioni al contorno quant'è l'ordine più elevato di differenziazione in quella direzione; in questo caso servono quindi due condizioni al contorno in direzione x , due in direzione y e due in direzione z inoltre, in ogni direzione almeno una condizione deve essere di Dirichlet ovvero di valore fissato sul contorno: $V(x = x_0) = V_0$.

Considerando un singolo elettrodo posto alla superficie di un semispazio omogeneo con resistività ρ , la corrente iniettata I si distribuisce solamente su metà volume quindi il campo di potenziale V è dato da superfici equipotenziali semi-sferiche in modo tale che a distanza r , in qualsiasi direzione a partire dal punto di iniezione, si ha:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (11)$$

con questa soluzione è possibile quindi ricostruire la distribuzione di potenziale generato da qualsiasi numero e configurazione di elettrodi di corrente per un sistema omogeneo; tale operazione è valida perché l'equazione di Laplace è lineare essendo lineare anche la legge di Ohm, per cui si possono sovrapporre gli effetti di più elettrodi. Ad esempio nel caso della configurazione a quattro elettrodi di Fig. 3, la differenza di potenziale ΔV fra gli elettrodi di potenziale P_1 e P_2 si ottiene come segue:

$$\begin{aligned} V_{P_1} &= \frac{I\rho}{2\pi r_1} - \frac{I\rho}{2\pi r_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \\ V_{P_2} &= \frac{I\rho}{2\pi r_3} - \frac{I\rho}{2\pi r_4} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \\ \Delta V &= V_{P_1} - V_{P_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \end{aligned} \quad (12)$$

ove $r_1 = C_1P_1$, $r_2 = C_1P_2$, $r_3 = C_2P_1$, $r_4 = C_2P_2$.

Sostituendo il fattore all'interno delle parentesi quadre con $1/K$, si ottiene la resistività ρ del semispazio omogeneo in funzione dei dati di campo misurati, ovvero I e ΔV :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} = KR \quad (13)$$

ove il parametro K è chiamato fattore geometrico e può essere facilmente calcolato per tutte le configurazioni comunemente utilizzate, mentre ρ_a è la resistività apparente ed è la resistività equivalente di un sistema omogeneo che produrrebbe i medesimi valori di I e ΔV ; data una configurazione elettrodica in un mezzo non omogeneo infatti, è sempre possibile rappresentare la risposta del sistema nei termini della resistività equivalente di un mezzo omogeneo.

Solitamente nella realtà si ritrovano in profondità strati con resistività differenti e il sistema risulta essere quindi eterogeneo. Il passaggio di corrente da un mezzo ad un altro avviene con un cambiamento della direzione del flusso di corrente; ciò si verifica per il fatto che all'interfaccia tra due mezzi devono essere soddisfatte due condizioni al contorno:

- 1- La componente tangenziale del vettore E deve essere uguale da entrambi i lati dell'interfaccia perché il potenziale V è una funzione continua dello spazio;
- 2- La componente normale del vettore di corrente J deve essere uguale da entrambi i lati dell'interfaccia perché la carica portata dalla corrente J non può accumularsi sull'interfaccia.

Queste due condizioni, combinate con la legge di Ohm (3) comportano che:

$$\frac{\tan \vartheta_2}{\tan \vartheta_1} = \frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_1} \quad (14)$$

ove ϑ_1 e ϑ_2 sono rispettivamente l'angolo di incidenza e di rifrazione della linea di corrente dal mezzo 1 al mezzo 2. Dalla relazione (14) è evidente che la corrente tende ad evitare le zone ad alta resistività ed a preferire quelle a bassa resistività, scegliendo il percorso a resistenza minima; negli strati conduttivi essa procede quindi più parallela possibile alle interfacce con i mezzi circostanti mentre attraversa gli strati resistivi quasi ortogonalmente.

2.1.3 Strumentazione

Gli strumenti utilizzati per condurre una prospezione geoelettrica sono:

- una serie di elettrodi (12, 24, 48 etc.);
- una batteria o un generatore di corrente continua, per l'immissione della corrente;
- un amperometro per misurare la corrente iniettata;
- un voltmetro caratterizzato da un'elevata impedenza interna (almeno 1 MOhm).

Nella pratica comune si utilizzano generalmente quattro elettrodi per eseguire la misurazione dell'intensità di corrente e della differenza di potenziale anche se la medesima operazione potrebbe essere effettuata con due soli elettrodi, come eseguito nell'esperimento su cui si basa la legge di Ohm (1); questo avviene per evitare che la misura di ΔV sia influenzata dalla resistenza di contatto degli elettrodi con il suolo, una resistenza talora molto elevata. La formazione di questa resistenza è legata alla natura del suolo che è un conduttore ionico (gli ioni si muovono nell'acqua che occupa anche parzialmente i pori) mentre gli elettrodi sono solitamente di metallo e sono quindi conduttori elettronici. La resistenza di contatto si genera dunque al contatto tra elettrodi e suolo e in alcuni casi è talmente elevata (centinaia di kOhm) che la corrente ha difficoltà ad entrare nel terreno; le soluzioni per diminuire tale resistenza sono piantare più a fondo l'elettrodo e/o bagnare il suolo in prossimità dell'elettrodo stesso. Se si usassero due soli elettrodi, le resistenze di contatto sarebbero "collegate" in serie con la resistenza del terreno, quindi risulterebbe impossibile ricavare la resistenza del suolo perché si misurerebbe la somma delle tre resistenze. Utilizzando invece una schema a quattro elettrodi (Fig. 4), agli elettrodi di corrente C_1 e C_2 esiste una resistenza di contatto ma si misura solamente la I immessa e non la ΔV mentre agli elettrodi di potenziale P_1 e P_2 esiste anche qui una resistenza di contatto ma essa non influisce sulla misura della differenza di potenziale, in quanto attraverso tali elettrodi non passa alcuna corrente: pertanto non esiste caduta di tensione attraverso le resistenze di contatto in P_1 e P_2 che risultano essere "inattive". La configurazione a quattro elettrodi permette dunque di misurare l'effettiva resistenza del suolo.

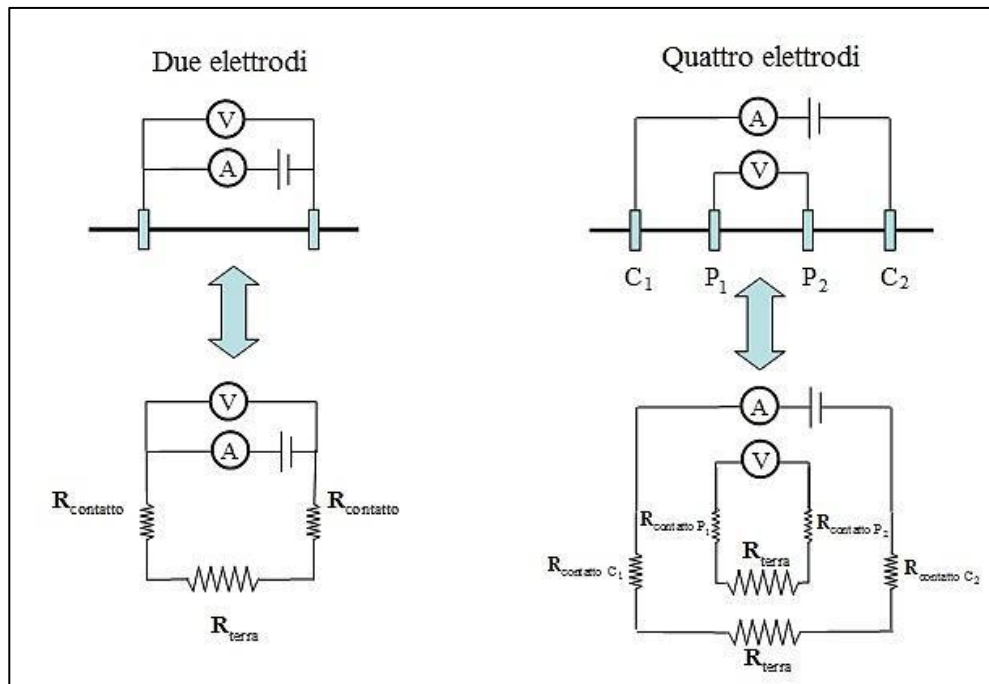


Fig. 4 Schema rappresentante la soluzione al problema della resistenza di contatto; utilizzando quattro elettrodi (a destra), si inietta corrente in C_1 e C_2 e si misura la differenza di potenziale attraverso P_1 e P_2 .

Con l'avanzare della tecnologia, sono stati ideati resistivimetri sempre più all'avanguardia, dotati di un cosiddetto multiplexer che è in grado di indirizzare volta per volta C_1 e C_2 e P_1 e P_2 tra i numerosi elettrodi collegati al resistivimetro tramite cavi multiconduttore; esistono anche strumenti con parecchi canali fisici in parallelo, a loro volta multi-plexati, che hanno una maggiore velocità di acquisizione e vengono utilizzati soprattutto per operazioni di monitoraggio. Gli elettrodi metallici sono usati solitamente per le misure in corrente continua anche se possono dar luogo al fenomeno della polarizzazione; esistono anche elettrodi non polarizzabili che servono in casi particolari come l'esecuzione di misure di polarizzazione indotta e di potenziale spontaneo.

2.1.4 Operazioni di campo

Nelle prospezioni geoelettriche, le operazioni di base da eseguire sono le acquisizioni di ΔV e I su ogni singolo quadripolo. È necessario assumere inoltre che tutta quanta la ΔV misurata sia stata prodotta dalla corrente iniettata dall'operatore; questo per il fatto che, in natura, esistono anche altre sorgenti di differenza di potenziale quali ad esempio i potenziali spontanei (dovuti a sorgenti all'interno della terra come corpi mineralizzati o

flusso dell'acqua nel mezzo poroso), le correnti telluriche (ovvero correnti nel terreno causate per induzione elettromagnetica dai flussi di ioni nella ionosfera) e il fenomeno della polarizzazione agli elettrodi stessi citato precedentemente. Le componenti di ΔV non legate alla corrente iniettata devono essere quindi eliminate dalla misura; la procedura comunemente utilizzata è immettere una corrente I alla quale viene invertito il verso con un certo periodo di commutazione, lasciando degli intervalli in cui non viene iniettata alcuna corrente (Fig. 5): in questo modo viene individuato e rimosso il potenziale non prodotto dall'immissione di $+I$ e $-I$ agli elettrodi di corrente. Tale procedura di misura non è propriamente relativa ad un lavoro in corrente continua ma è comunque adeguata perché gli intervalli di tempo nei quali la corrente è mantenuta costante, sono lunghi rispetto ai tempi di rilassamento del sistema (effetti di polarizzazione indotta effettivi), per cui la misurazione non viene influenzata.

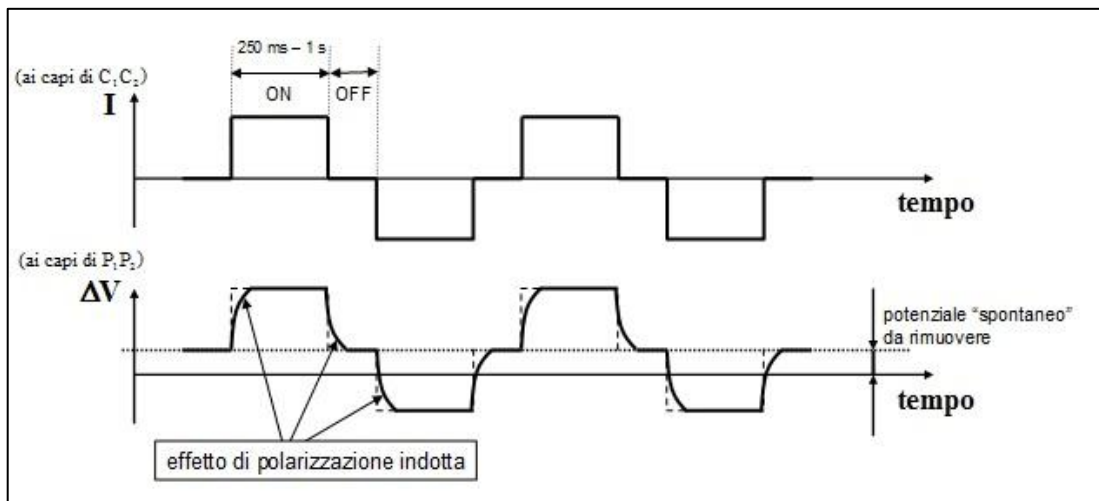


Fig. 5 Curve di corrente e di potenziale nel tempo durante l'acquisizione dei dati.

2.1.5 Configurazioni elettrodeiche

In relazione alla posizione reciproca degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziale, è possibile realizzare diverse tipologie di configurazioni elettrodeiche (array), tra cui le più utilizzate sono i dispositivi Wenner α , Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger. Naturalmente le risposte geoelettriche dei vari dispositivi sono differenti e possono essere confrontate fra loro sulla base di una semplice analisi di sensitività (p.es. la derivata di Frechét); gli studi condotti sulle configurazioni appena menzionate, mostrano le proprietà

di ciascun dispositivo e sulla base di queste, l'operatore effettua la scelta dell'array più idoneo da utilizzare in campagna.

a) Wenner α

Nel dispositivo Wenner α , gli elettrodi di potenziale sono posti internamente agli elettrodi di corrente e la distanza tra i quattro elettrodi è sempre la stessa (a). Le caratteristiche più importanti di questo stendimento sono che i dati acquisiti hanno un alto rapporto segnale/rumore e che il dispositivo è particolarmente sensibile alle variazioni verticali di resistività; tale configurazione elettrodica risulta essere quindi adeguata per evidenziare cambiamenti verticali di resistività piuttosto che laterali, perciò essa ha una buona risoluzione verticale ma scarsa risoluzione orizzontale. La profondità di investigazione è un altro fattore da valutare nel momento in cui si decide il dispositivo utilizzare; per il Wenner α essa è pari a circa la metà della spaziatura tra gli elettrodi (Fig. 6).

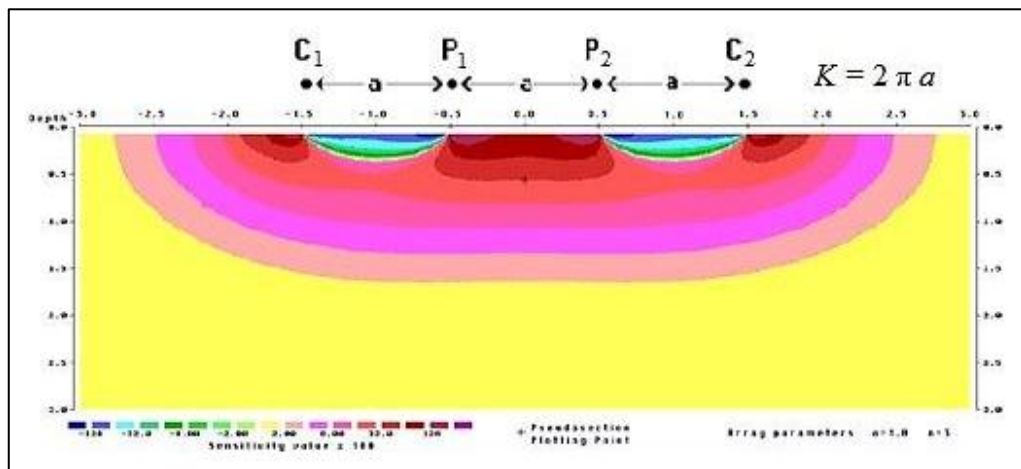


Fig. 6 Modello di sensibilità del dispositivo Wenner α relativo ad un semispazio omogeneo (da Loke, 2000).

b) Dipolo-Dipolo

Lo stendimento Dipolo-Dipolo presenta le due coppie di elettrodi di corrente e di potenziale separate dalla stessa distanza (a), a loro volta distanziate di una lunghezza na che aumenta progressivamente seguendo multipli interi di n . Comprensibilmente, aumentando la distanza tra i dipoli, l'intensità del segnale diminuisce poiché gli elettrodi di

potenziale non sono più compresi tra quelli di corrente per cui la differenza di potenziale a P_1P_2 è piccola. In generale questo dispositivo è caratterizzato da alti valori di sensitività al di sotto dei due dipoli: in particolare per bassi valori di n l'andamento della sensitività è orizzontale e man mano che n aumenta, i massimi valori di sensitività sono assunti al di sotto dei dipoli (Fig. 7). Per questo motivo l'array Dipolo-Dipolo presenta una buona risoluzione orizzontale e una bassa risoluzione verticale ed è particolarmente adatto per la ricostruzione di strutture verticali all'interno del terreno; infine la profondità media di investigazione è modesta ed è confrontabile con quella del Wenner α .

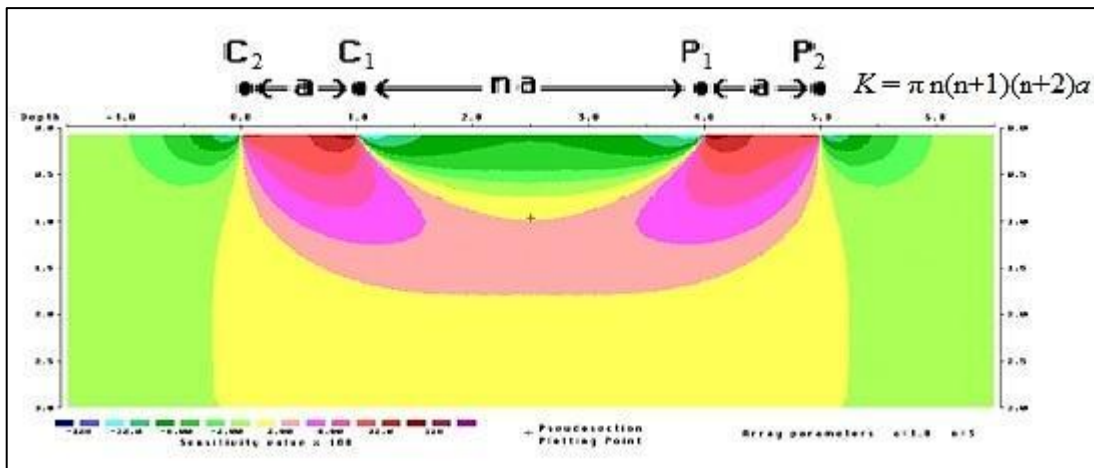


Fig. 7 Modello di sensitività del dispositivo Dipolo-Dipolo relativo ad un semispazio omogeneo (da Loke, 2000).

c) Wenner-Schlumberger

Il dispositivo Wenner-Schlumberger mostra caratteristiche intermedie tra il Wenner α e il Dipolo-Dipolo; gli elettrodi di potenziale sono posti internamente a quelli di corrente con una spaziatura pari ad a , come nel Wenner α , mentre le distanze C_1P_1 e P_2C_2 aumentano secondo multipli interi di a (na). I risultati degli studi relativi all'analisi di sensitività di questa configurazione elettrodica dimostrano che la distribuzione delle misure che si può ottenere, è paragonabile con quella del Wenner α ma la copertura orizzontale che è possibile raggiungere è maggiore. La sensitività del dispositivo Wenner-Schlumberger è differente da quella del Wenner α e presenta valori bassi tra gli elettrodi C_1 e P_1 e tra gli elettrodi P_2 e C_2 mentre i valori massimi si concentrano tra gli elettrodi di potenziale (Fig.

8); in generale per bassi valori di n l'andamento della sensitività è piuttosto piatto mentre ad alti valori di n si evidenziano dei lobi di picco che si estendono maggiormente lungo la direzione verticale. Scegliendo quindi opportune distanze tra gli elettrodi, la configurazione Wenner-Schlumberger può rappresentare un buon compromesso tra il Wenner α e il Dipolo-Dipolo per studiare zone in cui vi sono sia variazioni verticali di resistività che orizzontali; infine anche per il rapporto segnale/rumore, tale dispositivo ha caratteristiche intermedie tra il Wenner α e il Dipolo-Dipolo.

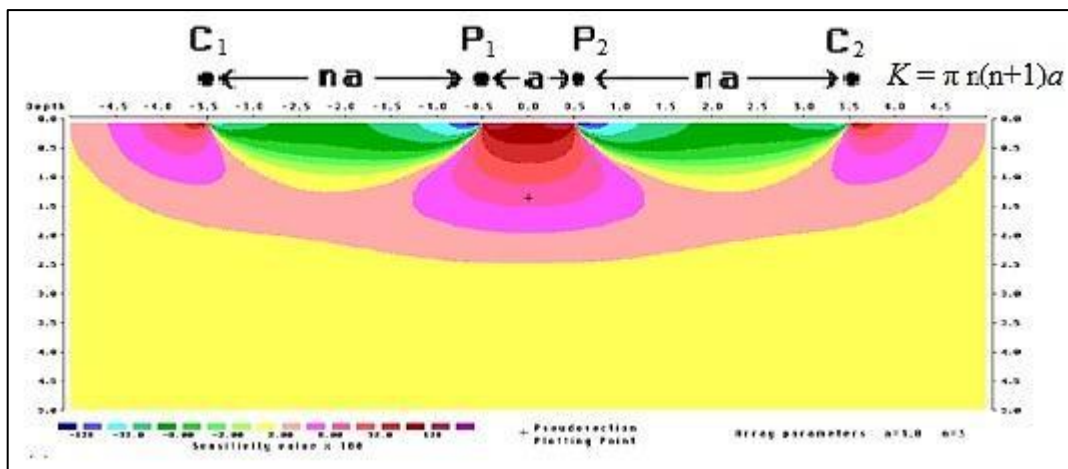


Fig. 8 Modello di sensitività del dispositivo Wenner-Schlumberger relativo ad un semispazio omogeneo (da Loke, 2000).

2.1.6 Procedure di misurazione della resistività

Esistono diversi modi per la misurazione della resistività, che differiscono tra loro per la disposizione dei punti di immissione della corrente e di misura del potenziale e che forniscono informazioni sull'andamento della resistività in funzione della profondità; le misurazioni della resistività possono essere eseguite infatti, dalla superficie del terreno, tra fori o tra un singolo foro e la superficie. Le possibili modalità di conduzione di una prospezione geoelettrica sono le seguenti:

- Profili di resistività
- Sondaggi elettrici verticali (SEV)
- Tomografia di resistività elettrica (ERT = Electrical Resistivity Tomography)

La realizzazione di un profilo di resistività prevede che la medesima configurazione elettrodica (array) venga spostata lateralmente in modo tale da ottenere un profilo che mostra solamente variazioni orizzontali di resistività; tuttavia questa modalità di acquisizione al giorno d'oggi non è più in uso.

I sondaggi elettrici verticali consistono nell'esecuzione di successive misure di resistività mediante un configurazione a quattro elettrodi, aumentando progressivamente la spaziatura tra gli elettrodi di corrente e mantenendo fisso il centro dell'array: allargando progressivamente gli elettrodi di corrente infatti si interessano porzioni sempre più profonde del sottosuolo; tale metodologia permette quindi di stabilire l'andamento della resistività apparente del terreno in funzione della profondità.

Nelle tomografie di resistività elettrica, si utilizza invece un alto numero di elettrodi che vengono usati di volta in volta come C_1C_2 e P_1P_2 , creando un ampio dataset di misure di quadripoli, in un grande numero delle configurazioni possibili, variando la profondità d'investigazione senza muovere gli elettrodi ma solamente indirizzandoli con il resistivimetro (con multiplexer). Questo tipo di prospezione geoelettrica conduce alla costruzione di un'immagine del sottosuolo in termini di resistività elettrica che si ottiene per mezzo di un'operazione chiamata inversione tomografica, solitamente ai minimi quadrati regolarizzata, meglio se alla Occam. L'acquisizione e la conseguente inversione possono essere bidimensionali o anche tridimensionali; le tomografie possono essere eseguite con tutti gli elettrodi in superficie (ERT da superficie) o anche da foro a foro (cross-borehole ERT): i vantaggi di una tomografia elettrica da superficie sono l'economicità, una buona copertura areale e penetrazione inoltre si può eseguire la correlazione di variazioni di resistività elettrica a variazioni del contenuto idrico e della salinità. Gli svantaggi invece sono la perdita di risoluzione in profondità e la sensibilità alle eterogeneità superficiali. Le tomografie cross-borehole consistono invece nella misurazione della differenza di potenziale tra elettrodi inseriti in fori all'interno del terreno: in questa maniera si evita l'effetto di strati conduttivi nel suolo superficiale e si mantiene una risoluzione adeguata anche in profondità; nella progettazione di una tomografia cross-borehole esistono alcuni importanti elementi da tenere in considerazione che sono la dimensione della sezione compresa fra i fori, il numero e la spaziatura degli elettrodi e lo schema di acquisizione.

Le misurazioni effettuate in campagna, qualsiasi sia la procedura adottata, devono comprendere anche la stima degli errori della misura stessa. La stima dell'errore infatti, indica in maniera qualitativa quanto è affidabile il dataset di misure acquisite ed è

indispensabile quando si realizza, in tomografia elettrica, un'inversione alla Occam; tale processo necessita di una stima quantitativa dell'errore dei dati, che consente di ottenere una previsione del modello diretto che onora i dati solo entro il loro livello d'errore.

Nei metodi elettrici una buona stima dell'errore di misura si ottiene per mezzo della misura del reciproco di ciascun quadripolo, ovvero si ripete la misurazione scambiando gli elettrodi di potenziale con quelli di corrente; teoricamente il dato della misura reciproca dovrebbe essere uguale a quello della misura diretta (principio di reciprocità), se ciò non avviene, significa che esiste un problema nella procedura di misurazione. L'errore che si verifica frequentemente nelle misure elettriche è dovuto allo scarso contatto tra gli elettrodi ed il suolo, ovvero alla presenza di un'elevata resistenza di contatto; nello specifico questa resistenza altera la misura quando è presente su un elettrodo utilizzato come elettrodo di corrente. La misurazione ideale è quella in cui si acquisiscono le misure dirette e reciproche dell'intero dataset, in modo tale da poter calcolare la media e lo scarto fra le due misure, eliminando così tutte quelle in cui lo scarto supera una certa soglia percentuale rispetto alla media; le misure rimanenti verranno utilizzate quindi nel processo d'inversione finale (es. inversione alla Occam).

2.1.7 Elaborazione dati

Una volta acquisite le misure di ΔV e I , viene calcolata la resistività apparente per mezzo della relazione (13) con il fattore geometrico del dispositivo utilizzato. La resistività apparente viene rappresentata quindi in modo grafico, in modo tale da poter dare una rapida valutazione, anche in campagna, della qualità dei dati.

Generalmente nella realizzazione di un sondaggio elettrico verticale, la ρ_a viene plottata in funzione di $(C_1C_2)/2$ (indicato solitamente con $AB/2$) per la configurazione Wenner-Schlumberger oppure in funzione della distanza P_1P_2 (a) per un array Wenner α ; $AB/2$ e a sono correlati alla profondità quindi la curva di resistività apparente è una prima indicazione di come varia la resistività con la profondità.

Nell'esecuzione di una ERT da superficie invece, si calcola il valore di ρ_a e lo si plotta ad una profondità pari alla metà della distanza C_1C_2 in corrispondenza del punto di mezzo tra C_1 e C_2 ; questa operazione viene eseguita per ciascun quadripolo utilizzato per le misurazioni e il risultato finale è una pseudosezione di resistività apparente. La rappresentazione della pseudosezione di ρ_a è molto utile in quanto consente di eseguire

una prima analisi qualitativa, della distribuzione dei dati di resistività apparente nel terreno. Osservando la pseudosezione è possibile inoltre identificare delle anomalie locali determinate da valori o troppo alti o troppo bassi di resistività rispetto ai valori limitrofi; questi valori, chiamati *outliers*, devono essere eliminati prima di procedere con il processo di inversione dei dati stessi.

2.2 Metodo MASW

Il metodo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) è una tecnica geofisica di indagine non invasiva del sottosuolo basata sulla dispersione geometrica delle onde superficiali, in particolare delle onde Rayleigh. La dispersione delle onde Rayleigh è un fenomeno per cui differenti lunghezze d'onda si propagano con diverse velocità (velocità di fase), campionando diversi strati in profondità; in un terreno eterogeneo verticalmente quindi, la velocità di propagazione delle onde Rayleigh risulta essere strettamente dipendente dalla frequenza. Le onde con frequenze elevate (basse lunghezze d'onda) si propagano nelle porzioni meno profonde, vicino al piano campagna, e danno informazioni relative alle proprietà meccaniche di quelle zone, mentre le componenti di bassa frequenza coinvolgono gli strati più profondi.

L'acquisizione dei dati inerenti alla dispersione delle onde superficiali viene effettuata per mezzo di diversi ricevitori (accelerometri o geofoni) posizionati in maniera adeguata sul piano campagna; una volta registrati i dati relativi alla propagazione delle onde nel sottosuolo, questi vengono analizzati ed elaborati attraverso complesse tecniche computazionali che permettono di ottenere l'informazione desiderata; le applicazioni principali del metodo MASW sono la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio, la classificazione dei terreni di fondazione e la determinazione della profondità del substrato.

La procedura standard per la realizzazione di un'indagine basata sulla dispersione delle onde superficiali consiste in tre fasi (Fig. 9); la prima è l'acquisizione dei dati di campagna, la seconda è l'elaborazione del segnale registrato per ricavare la curva di dispersione sperimentale ed infine la terza fase riguarda il processo d'inversione mirato a stimare le proprietà del sito investigato.

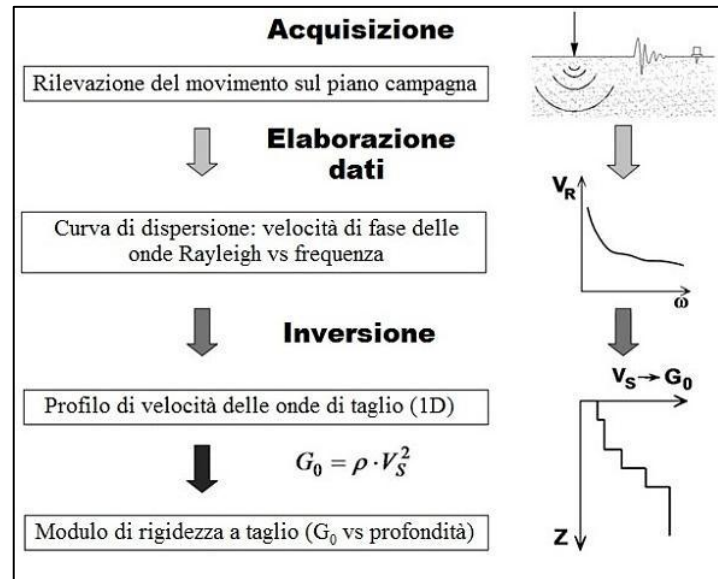


Fig. 9 Diagramma di flusso relativo alle indagini basate sulla dispersione delle onde superficiali (da Foti, 2005).

La scelta dell'attrezzatura e della configurazione dei ricevitori, è strettamente connessa all'obiettivo dell'indagine che si vuole eseguire e alla tecnica che si utilizzerà per eseguire l'interpretazione dei dati elaborati; esistono infatti alcune indicazioni pratiche che risultano essere utili nella scelta dei parametri di acquisizione sia nel tempo che nello spazio: tra le principali si consiglia che la lunghezza dello stendimento debba essere almeno il doppio della profondità di investigazione desiderata, l'utilizzo di geofoni a bassa frequenza (4,5 Hz per indagini geotecniche) spazati di una distanza compresa tra 1 e 5 metri e che la durata della registrazione sia sufficiente per acquisire l'intero treno d'onde.

È importante ricordare che le onde Rayleigh viaggiano in una zona spessa circa una lunghezza d'onda dal piano campagna e sono informative delle caratteristiche di questa porzione di terreno; inoltre la relazione tra frequenza, lunghezza d'onda e velocità di fase comporta che l'intervallo di frequenza di interesse sia strettamente connesso ai materiali che devono essere investigati (es. in terreni soffici, una penetrazione profonda richiede componenti di bassa frequenza).

Generalmente i segnali vengono acquisiti nel dominio spazio-tempo in modo tale da poter essere reinterpretati con differenti tecniche d'elaborazione; l'informazione relativa alla propagazione delle onde superficiali è contenuta nei segnali e, come detto precedentemente, può essere estratta attraverso differenti tecniche computazionali.

2.2.1 Strumentazione

Nell'esecuzione di un'indagine sismica basata sulla dispersione delle onde superficiali, sono indispensabili i seguenti strumenti:

- ricevitori singoli o multipli;
- un dispositivo di acquisizione dei segnali sismici (sismografo);
- una sorgente di onde sismiche (nel caso di metodi attivi).

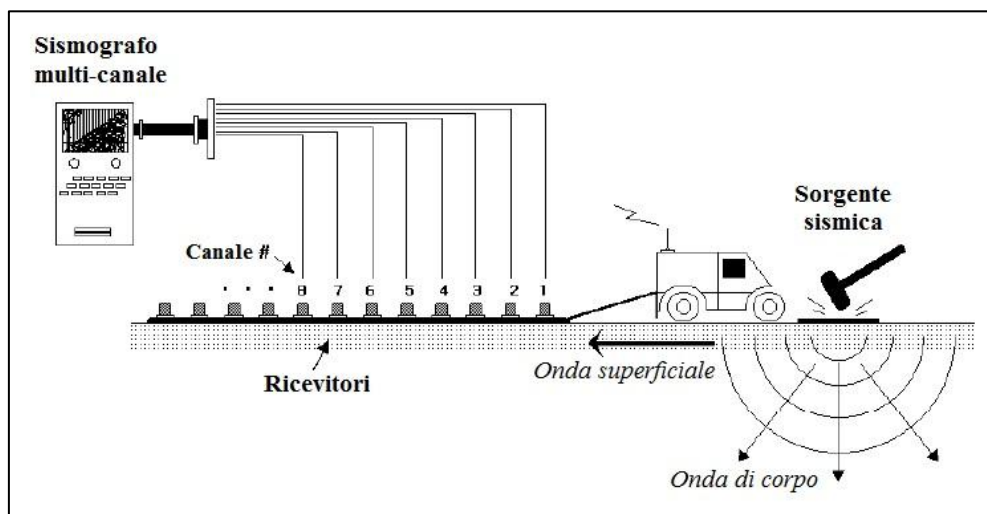


Fig. 10 Configurazione schematica della strumentazione utilizzata per eseguire un'indagine MASW (da Park et al., 2001).

Il metodo MASW utilizza un numero multiplo di ricevitori disposti generalmente in maniera lineare e spazati di una stessa distanza; ciascun ricevitore è collegato inoltre ad un unico dispositivo di registrazione (Fig. 10). Il tipo di ricevitori e la loro interdistanza sono scelti solitamente in relazione con la profondità d'investigazione che si vuole raggiungere; ad esempio se si vogliono avere informazioni su strati profondi, è necessario utilizzare geofoni a bassa frequenza. Nella pratica comune si usano geofoni a 4,5 Hz che possono essere maneggiati con più facilità e che sono meno costosi rispetto ai geofoni a minor frequenza.

Il dispositivo di acquisizione può essere di diversi tipi; la sua funzione principale è digitalizzare e registrare i segnali elettrici analogici generati dai ricevitori. I sismografi di ultima generazione sono composti da blocchi di acquisizione connessi ad un computer di

campo che permettono di eseguire un'elaborazione preliminare dei dati sul sito; un'altra possibilità è rappresentata dalle schede di acquisizione collegate anch'esse ad un computer.

Nei metodi attivi l'onda viene generata da una sorgente di onde sismiche; diversi tipi di sorgenti sismiche possono essere utilizzate a seconda del range di frequenza di interesse per l'applicazione: ad esempio facendo uso di semplici mazze si ottengono segnali ad alta frequenza (10-200 Hz) mentre aumentando la massa che genera le onde si possono avere segnali a bassa frequenza (2-40 Hz). Le sorgenti pesanti sono quindi necessarie per investigare gli strati più profondi mentre quelle più leggere sono utili per caratterizzare le porzioni più superficiali del sottosuolo; esistono anche delle sorgenti sismiche controllate che generano un'onda armonica assicurando un'ottima qualità dei segnali corrispondente ad un elevato rapporto segnale/rumore.

Nei metodi passivi invece si analizzano i cosiddetti microtremori (rumore ambientale); in questo caso quindi non è necessaria una sorgente sismica perché si registra il rumore di fondo che è formato sia da componenti antropiche (traffico stradale, pompe, attività industriali etc.) che da componenti naturali (onde oceaniche, venti etc.). Il vantaggio dei metodi passivi è che il rumore di fondo è caratterizzato generalmente da basse frequenze che permettono di ottenere informazioni sulle porzioni più profonde del terreno.

A seconda dell'obiettivo dell'indagine sismica, l'operatore può scegliere se eseguire una misurazione attiva o passiva; entrambe le procedure hanno il medesimo scopo ovvero ricostruire la curva di dispersione sperimentale.

Lo stendimento dei ricevitori utilizzato nel metodo MASW è composto da geofoni multipli collocati lungo una linea rettilinea e la sorgente è posta ad uno dei due capi dell'array. Un'operazione molto importante da eseguire è la scelta dei parametri di campionamento sia nel tempo che nello spazio; i parametri di campionamento nel tempo vengono impostati direttamente sul dispositivo di acquisizione, mentre quelli nello spazio sono determinati dalla geometria dello stendimento e sono soggetti ad alcune restrizioni dovute ad esempio al numero di ricevitori disponibili e all'estensione del sito. Nella pratica comune si utilizza un'interdistanza costante tra i geofoni, questo perché i processi successivi di elaborazione dei dati risultano essere più semplici. È importante ricordare che una spaziatura elevata tra i ricevitori permette di rilevare ampie lunghezze d'onda e di caratterizzare quindi gli strati più profondi; allo stesso tempo però, l'attenuazione delle componenti ad alta frequenza, provoca la perdita delle informazioni contenute in queste frequenze e la conseguente diminuzione della risoluzione nella parti superficiali del

terreno. Per quanto riguarda invece la scelta dei parametri di acquisizione nel tempo, essa è in relazione con il range di frequenza di interesse dell'operatore (es. 5-100 Hz per applicazioni ingegneristiche); un passo di campionamento di 2 ms (corrispondente ad una frequenza di Nyquist di 250 Hz) è solitamente sufficiente per le analisi basate sulla dispersione delle onde superficiali poiché la risoluzione nel dominio del tempo non è molto rilevante. La lunghezza totale del segnale nel tempo è in relazione all'intervallo di frequenza del segnale trasformato nel dominio della frequenza, quindi è importante avere una finestra di acquisizione di almeno 1 s (frequenza di risoluzione di 1 Hz); in ogni caso è necessario che l'intero evento venga registrato.

Nel metodo MASW una misurazione è formata da registrazioni multiple di campi d'onda sismici effettuate a diverse distanze dalla sorgente. Tale tecnica offre alcuni importanti vantaggi rispetto al suo precursore ovvero il metodo SASW, il quale consisteva nel registrare la propagazione delle onde superficiali mediante due soli ricevitori. Il metodo MASW permette infatti di riconoscere i diversi tipi di onde che si generano nel momento in cui si energizza il terreno per mezzo di una qualsiasi sorgente di onde sismiche; siccome per l'elaborazione dei dati serviranno solamente i dati relativi alle onde superficiali, tutti gli altri tipi di onde costituiscono rumore e il loro riconoscimento, mediante le registrazioni multi-canale, risulta essere estremamente vantaggioso per eseguire delle regolazioni atte a ridurre il rumore durante l'acquisizione. Un altro elemento a favore del MASW è il fatto che è possibile determinare l'accuratezza della curva di dispersione calcolata; in questo modo si può aumentare il rapporto segnale/rumore relativo alle onde Rayleigh, il quale assicura una maggiore affidabilità dei dati.

2.2.2 Elaborazione dati

La fase successiva all'acquisizione dei dati di campagna riguarda tutti i processi relativi alla loro elaborazione. I dati vengono dunque trattati attraverso diverse procedure che permettono di stimare la cosiddetta curva di dispersione sperimentale, ovvero la relazione tra la velocità di fase e la frequenza. Tali procedure ricorrono ad una varietà di strumenti per l'analisi del segnale basati principalmente sulla trasformata di Fourier. Facendo uso dell'analisi di Fourier infatti, è possibile separare le differenti componenti della frequenza di un segnale, le quali vengono successivamente utilizzate per stimare la velocità di fase attraverso diversi approcci in relazione alle caratteristiche dell'indagine svolta e al numero di ricevitori.

Nella maggior parte dei casi la strumentazione di cui si dispone in campagna permette una preliminare elaborazione dei dati direttamente sul sito; infatti la semplice ispezione visiva delle tracce, spesso non è sufficiente poiché le componenti delle onde superficiali sono raggruppate e senza l'analisi del segnale non è possibile giudicare la qualità dei dati. In particolare può essere estremamente utile eseguire una valutazione sul range di frequenza caratterizzato da un'elevata qualità del segnale in modo da accertare se vi sia la necessità di cambiare i parametri di acquisizione o di raccogliere ulteriori dati sperimentali.

I metodi di elaborazione dei dati basati sulla trasformata di Fourier sono i più utilizzati e consistono nella trasformazione dei dati sperimentali dal dominio spazio-tempo a domini differenti, nei quali la curva di dispersione viene agevolmente ricavata dai massimi spettrali. Ad esempio applicando una doppia trasformata di Fourier ai dati di campo, la curva di dispersione può essere identificata come i massimi nel grafico frequenza-velocità di fase ($f-c$) o in quello frequenza-numero d'onda ($f-k$) in cui il numero d'onda (k) corrisponde al reciproco della lunghezza d'onda. In teoria, i metodi basati sulla trasformata di Fourier permettono di identificare anche i diversi modi di propagazione delle onde Rayleigh ovvero i modi in cui può "oscillare" il terreno energizzato.

Considerando infatti un mezzo stratificato caratterizzato da un numero finito di strati in un determinato range di frequenza, vi sarà un numero finito di modi di propagazione; ciascun modo, a parte il primo (conosciuto anche come modo fondamentale), esiste solamente al di sopra di una specifica frequenza, alla quale corrisponde la massima velocità di fase del sistema: i modi superiori presentano velocità maggiori e possono avere radici comuni e/o delle intersezioni apparenti tra di loro.

L'equazione che sta alla base del metodo MASW è l'equazione del movimento relativa ad un mezzo lateralmente omogeneo, assumendo un campo di deformazione piano e imponendo le condizioni al contorno relative alle onde in un semispazio con una superficie libera; dopo aver imposto la condizione di continuità dello sforzo e della deformazione alle interfacce degli strati, il risultato che si ottiene è un problema lineare differenziale di autovalori. Tale problema presenta una soluzione non nulla solamente per determinati valori del numero d'onda; questa soluzione, relativa ad un sistema stratificato, si trova stabilendo una relazione particolare tra la frequenza e il numero d'onda: l'equazione che ne risulta è conosciuta come la funzione secolare di Rayleigh. Per una determinata frequenza, può esistere una soluzione solamente per specifici valori del numero d'onda: nei sistemi verticalmente eterogenei questo fatto si traduce in una funzione

polidroma della frequenza che rappresenta le curve modali. Sebbene ad una singola frequenza, gli autovalori implicano una serie di soluzioni discrete possibili, ciascuna con un massimo di energia concentrato in corrispondenza di uno specifico numero d'onda, la dispersione produce comunque dei lobi nel grafico $f-k$. Una volta stimati i numeri d'onda per ciascuna frequenza, questi valori vengono utilizzati per costruire la curva di dispersione sapendo che la velocità di fase è pari al rapporto tra la frequenza e il numero d'onda (Fig. 11).

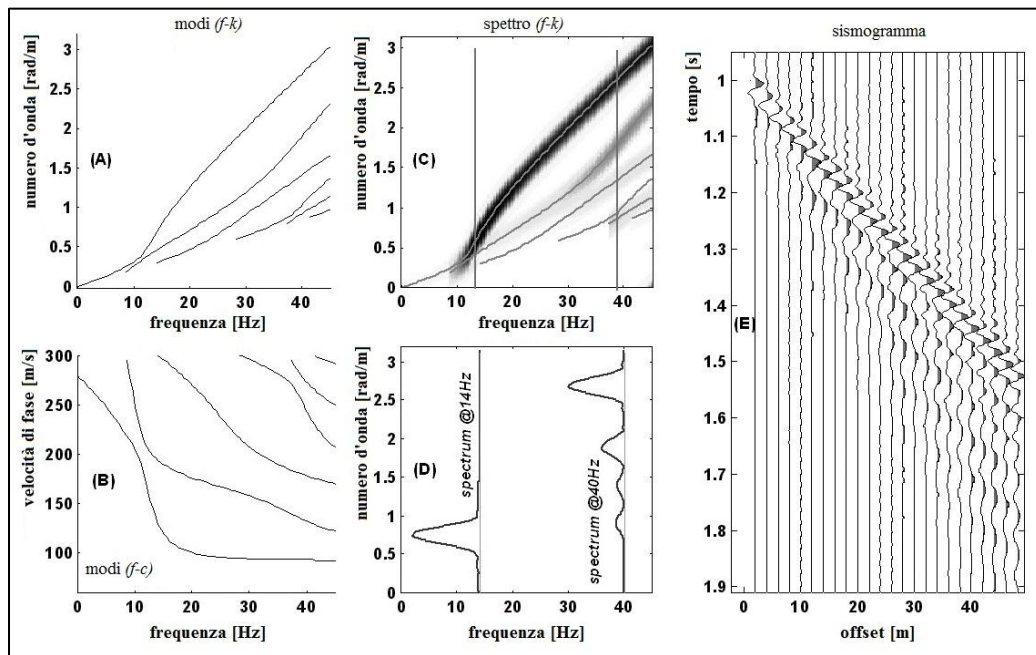


Fig. 11 Schema della procedura comunemente adottata per ricostruire una curva di dispersione. I grafici (A) e (B) rappresentano le curve modali rispettivamente in $f-k$ e in $f-c$ mentre il grafico (C) mostra lo spettro $f-k$ nel quale il primo modo di propagazione è dominante. Il riquadro (D) evidenzia i lobi prodotti dalla dispersione nel dominio $f-k$ mentre il grafico (E) è il sismogramma di partenza (da Strobbia et al., 2004).

Nella pratica comune, per procedere con l'elaborazione dei dati, si assume che il primo modo di propagazione sia quello dominante ovvero che la maggior parte dell'energia sia associata ad esso, anche se non è da escludere che in casi particolari, i modi superiori possano essere dominanti o sovrapposti uno all'altro; la posizione e lo spettro della sorgente utilizzata sono due importanti fattori che a loro volta influenzano il partizionamento dell'energia sui diversi modi.

2.2.3 Inversione

Il processo d'inversione dei dati sperimentali è l'ultimo dei passaggi da svolgere e fornisce il profilo della velocità delle onde di taglio derivante dalle caratteristiche di dispersione osservate dai dati sperimentali. L'inversione infatti consiste in un processo atto a determinare quel modello del sottosuolo che risulta avere una curva di dispersione più vicina possibile a quella ricavata dai dati di campagna. Per fare questo è necessario risolvere quindi un problema diretto: si simula la risposta di un terreno ipotetico di cui si conoscono a priori alcuni parametri per ricostruire la cosiddetta curva di dispersione teorica; successivamente si esegue un'operazione di calibrazione detta anche ottimizzazione in cui viene minimizzata in maniera iterativa una funzione di misfit fra la curva di dispersione sperimentale e quella teorica identificando i parametri del modello reale (Fig. 12).

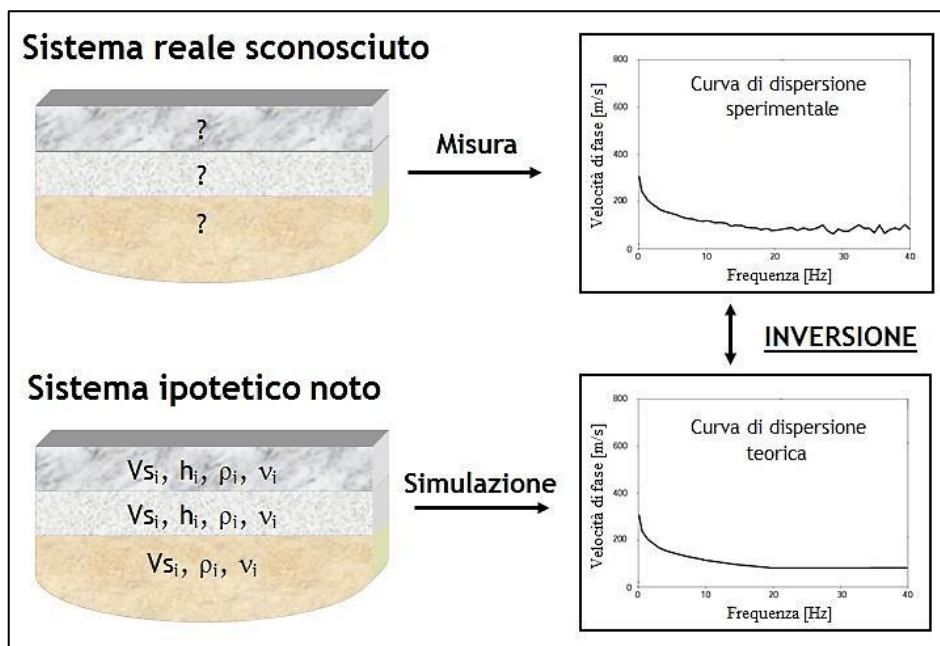


Fig. 12 Schema riassuntivo del metodo MASW eseguito nel presente lavoro di tesi.

Il primo passaggio che si effettua nel processo d'inversione è relativo alle modalità in cui viene risolto il problema diretto. La strategia più semplice è utilizzare l'assunzione per cui la curva di dispersione sperimentale sia rappresentativa del modo di propagazione fondamentale, come già accennato in precedenza. Tipicamente, il modello utilizzato per l'interpretazione delle indagini basate sulla dispersione delle onde superficiali è una serie

di strati orizzontali e omogenei caratterizzati da determinati parametri elastici al di sopra di un semispazio di spessore non definito; considerando inoltre che, a causa della natura dei dati, i processi d'inversione sono dei problemi mal posti da un punto di vista matematico, è necessario innanzitutto adottare strategie adeguate con lo scopo di ridurre il numero di incognite e possibilmente introdurre dei vincoli a tali processi, in modo da limitare i problemi legati alla non unicità della soluzione. Solitamente, in un'operazione chiamata parametrizzazione, si fissano a priori alcuni parametri degli strati del modello teorico in linea con le informazioni che si hanno in possesso sul sito da investigare, così da diminuire la sensibilità della curva di dispersione rispetto a questi parametri. Una volta fissati i parametri noti, il problema diretto consiste nel risolvere il sistema di equazioni di tutti gli strati del modello teorico; durante questa operazione gioca un ruolo fondamentale la funzione secolare di Rayleigh, nominata in precedenza nel paragrafo relativo all'elaborazione dei dati: tutte le condizioni al contorno lungo le interfacce ovvero la congruenza degli spostamenti e l'equilibrio delle forze, sono soddisfatte quando la funzione secolare è nulla. La curva di dispersione teorica viene tracciata dapprima trovando quel numero d'onda che annulla la funzione secolare e successivamente, facendo variare la frequenza, si ricavano le corrispondenti velocità di fase. Una proprietà importante, già discussa nei paragrafi precedenti, è la presenza dei diversi modi di propagazione che si ritrova anche nella soluzione del problema diretto: per ogni frequenza infatti, la funzione secolare può avere diversi zeri ovvero esistono autovalori multipli; questo fatto spiega la presenza delle diverse velocità di fase alla stessa frequenza. L'energia si distribuisce sui vari modi di propagazione a seconda dei casi, ciascuno avente diversi spostamenti del suolo e stress.

Nella realtà il sottosuolo è caratterizzato da una variazione quasi continua della velocità delle onde di taglio con la profondità; questa realtà può essere variamente parametrizzata in base alle informazioni che si conoscono a priori sul sito da investigare: un aspetto cruciale nell'inversione è la scelta del numero di strati del modello teorico. Per evitare quindi possibili amplificazioni delle incertezze dovute alle semplificazioni adottate nel modello diretto, è fondamentale eseguire un controllo sulla parametrizzazione, considerando la quantità e la qualità dei dati che si hanno a disposizione e limitare la profondità di indagine al massimo valore che effettivamente influenza la curva di dispersione nel range misurato.

L'operazione di ottimizzazione che si esegue infine nel processo di inversione può essere condotta in maniera manuale (*trial and error*) oppure utilizzando diversi tipi di algoritmi.

III. Risultati

Nel seguente capitolo vengono descritti i risultati delle indagini geofisiche eseguite durante l'attività di campagna e del successivo modello geotecnico di filtrazione del rilevato arginale, costruito sulla base dei nuovi dati acquisiti e dei risultati di un sondaggio geognostico eseguito sul medesimo tratto di argine. Le indagini geofisiche sono state effettuate con l'obiettivo di caratterizzare con buona approssimazione, la struttura del rilevato arginale e del terreno circostante; i risultati di queste indagini risultano essere molto utili perché danno delle informazioni preliminari di buona qualità riguardo l'area in esame e gettano le basi per la programmazione di eventuali esplorazioni future maggiormente approfondite che possono interessare anche altre discipline della geologia.

3.1 Indagine ERT sul piano golena

Il primo passo del lavoro di campagna è stato eseguire una tomografia elettrica da superficie sul piano golena adiacente all'argine del Fiume Tagliamento come mostrato in Fig. 13.

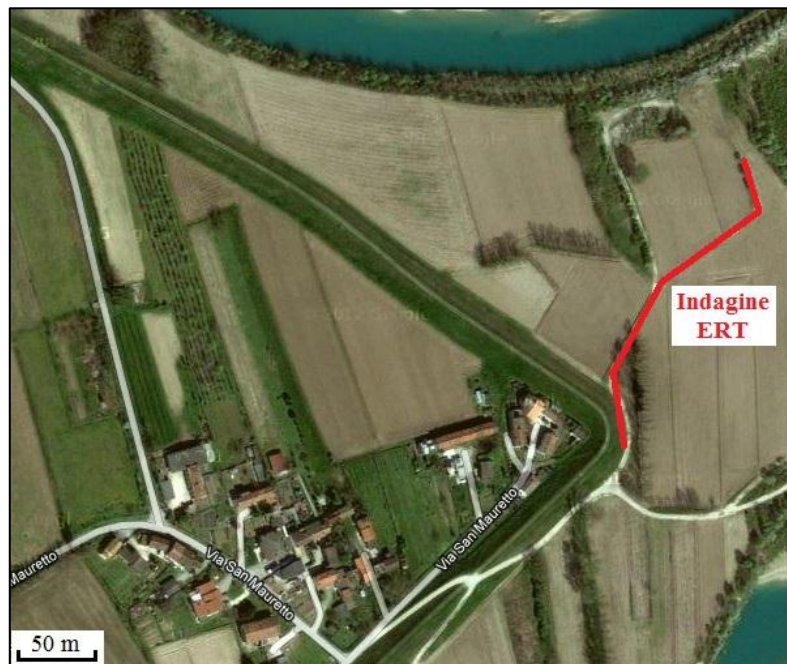


Fig. 13 Localizzazione dell'indagine ERT eseguita sul piano golena adiacente all'argine (immagine satellitare da Google Earth successivamente modificata).

Lo stendimento è composto da 48 elettrodi spazati l'uno dall'altro 5 metri per una lunghezza complessiva di 235 metri; una volta constatato che le dimensioni ridotte della gola non permettevano di comporre uno stendimento rettilineo, si è deciso di inserire due curve in modo tale da poter sfruttare tutti quanti gli elettrodi a disposizione senza perdere alcun dato. Il primo elettrodo è stato posizionato in corrispondenza dell'argine mentre l'ultimo è localizzato in prossimità della riva; le due curve si trovano rispettivamente in corrispondenza del 9° e del 38° elettrodo. Lo strumento che è stato utilizzato per l'acquisizione dei dati è il Syscal Pro prodotto dalla IRIS Instruments ed è stato collocato esattamente alla metà dello stendimento; tale strumento permette di registrare e creare ampi dataset di misure della resistività senza dover muovere gli elettrodi offrendo quindi il vantaggio di poter acquisire i dati utilizzando i diversi tipi di configurazioni elettrode.

Per il seguente lavoro di tesi infatti sono state realizzate due registrazioni delle misure di resistività impiegando sia il dispositivo Dipolo-Dipolo (prova G1) sia il Wenner-Schlumberger (prova G2); i due dataset di misure di quadripoli sono composti da 2105 misure il primo e 1409 il secondo.

I dati di campagna sono stati elaborati tramite la versione 2.5 del programma d'inversione *ProfileR*, ideato dal professor Andrew Binley e disponibile on-line al sito <http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/Profiler/Profiler.htm>; tale programma è stato progettato per fornire all'operatore i dati di resistività da interpolare, in modo tale da ricostruire la distribuzione 2D della resistività del terreno investigato. *ProfileR* ricostruisce infatti la distribuzione della resistività basandosi sul calcolo di un flusso di corrente tridimensionale utilizzando una maglia agli elementi finiti; l'operazione di inversione eseguita da *ProfileR* è ai minimi quadrati con regolarizzazione (inversione alla Occam). Le informazioni di input di cui necessita il programma sono il numero degli elettrodi impiegati, le coordinate dell'elettrodo iniziale e finale, la profondità massima raggiunta dall'indagine e la resistività di partenza per la soluzione inversa; un grande vantaggio di *ProfileR* è la possibilità di considerare eventuali variazioni topografiche, specificando la posizione e l'elevazione di ciascun elettrodo.

In un primo momento, i dati acquisiti con i due dispositivi sono stati trattati separatamente; il processo d'inversione è stato eseguito scartando le misure con un errore di reciprocità maggiore del 5%. In seguito si è deciso di unire i due dataset per osservare se le caratteristiche di ciascun dispositivo, riguardo l'acquisizione delle misure, potevano integrarsi permettendo di ricostruire un modello del sottosuolo contraddistinto da una maggior risoluzione.

3.1.1 Elaborazione dati Dipolo-Dipolo

Una volta acquisiti i dati sperimentali, la prima operazione effettuata è stata creare un dataset di input per *ProfileR* formato dalle misure con errore di reciprocità al di sotto del 5%. In seguito è stato impostato il processo d'inversione che ha fornito i dati puntuali della resistività elettrica relativi al dataset iniziale; questi dati, dopo essere stati interpolati con l'utilizzo del software *Surfer*, mostrano la distribuzione 2D della resistività elettrica del terreno indagato (Fig. 14).

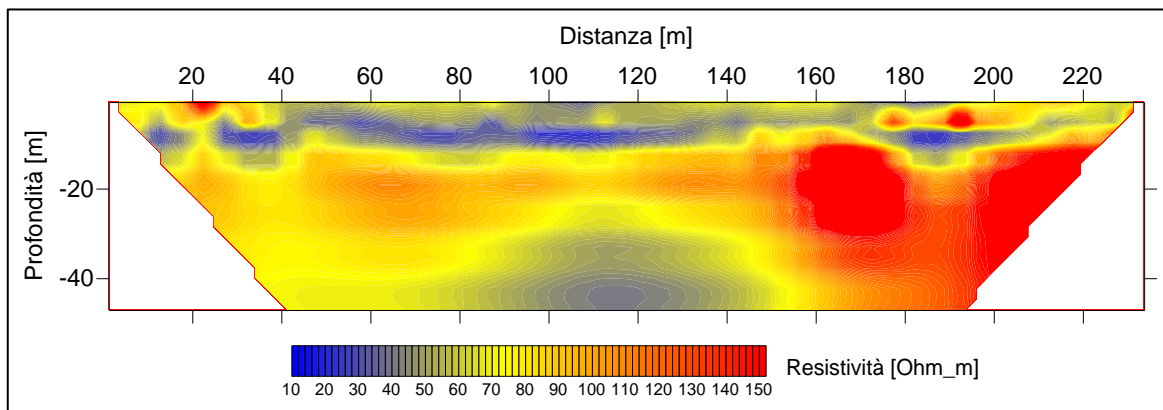


Fig. 14 Sezione di resistività del modello inverso relativa al dataset di misure del dispositivo Dipolo-Dipolo.

Dall'osservazione della sezione mostrata in Fig. 14, si può notare con chiarezza che la resistività aumenta in maniera considerevole in corrispondenza dei 9-10 metri di profondità dal piano campagna, per poi diminuire nuovamente ritornando su valori confrontabili con quelli delle porzioni più superficiali. Questi risultati fanno supporre che i valori della resistività riscontrati nei primi 10 metri di terreno, siano correlabili con i depositi appartenenti all'Unità di Torcello e alla parte di tetto dell'Unità di Malamocco; l'aumento della resistività in corrispondenza dei 9-10 metri di profondità invece, potrebbe essere attribuibile agli strati ghiaiosi e sabbiosi presenti nella porzione di letto dell'Unità di Malamocco. La successiva diminuzione della resistività osservata nella parte più profonda della sezione può essere riconducibile al Sub-Sistema di Canodusso caratterizzato nuovamente da sedimenti a granulometria più fine. Come affermato nel capitolo 2.1, la risoluzione dei metodi elettrici decresce velocemente con la distanza dagli elettrodi, infatti in questo caso non è possibile identificare la struttura del terreno dai 20 metri di profondità in poi ma ci si può limitare a sostenere che la resistività elettrica incomincia a decrescere.

3.1.2 Elaborazione dati Wenner-Schlumberger

Il procedimento adottato per l'elaborazione dei dati relativi alla configurazione Wenner-Schlumberger è il medesimo di quello seguito per il Dipolo-Dipolo descritto nel capitolo 3.1.1. In questo caso l'inversione dei dati sperimentali non ha prodotto una sezione di resistività soddisfacente come dimostrato in Fig. 15.

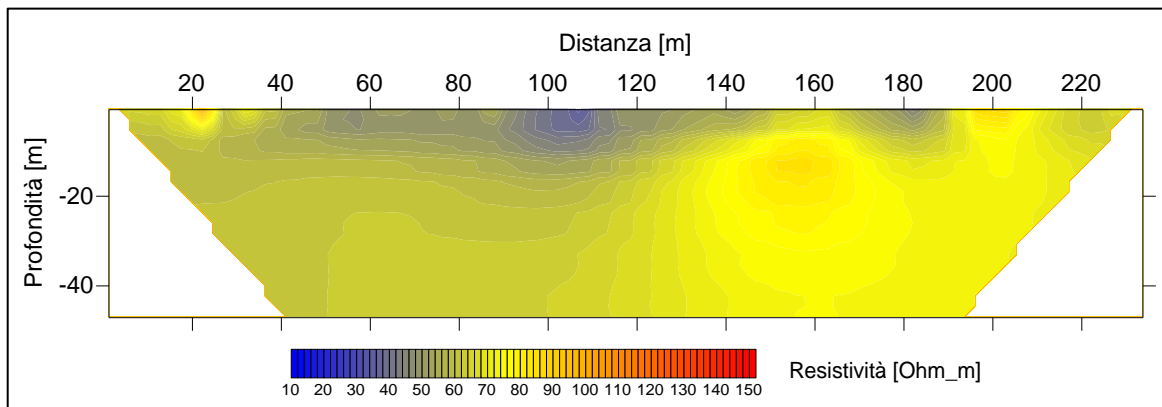


Fig. 15 Sezione di resistività del modello inverso relativa al dataset di misure del dispositivo Wenner-Schlumberger.

La sezione riprodotta in Fig. 15 non fornisce molte informazioni utili ai fini della discriminazione della struttura del sottosuolo; dall'analisi della sezione si può ipotizzare che vi sia uno strato superficiale caratterizzato da una bassa resistività elettrica che lascia spazio, con l'aumentare della profondità, ad una porzione più resistiva. Non risulta possibile perciò identificare alcun tipo di struttura del terreno indagato in quanto non sono evidenti dei cambiamenti improvvisi della resistività con la profondità.

3.1.3 Elaborazione combinata dati Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger

L'ultima fase dell'elaborazione dei dati riguarda il trattamento combinato delle misure acquisite con i due dispositivi. Il dataset di input per il programma *ProfileR* è stato creato unendo le misure delle due configurazioni elettrode relative alla soglia di reciprocità del 5%: in pratica sono stati uniti i due dataset di input creati rispettivamente nel capitolo 3.1.1 e 3.1.2. I risultati del processo d'inversione applicato a questi dati sono molto positivi e vengono illustrati in Fig. 16.

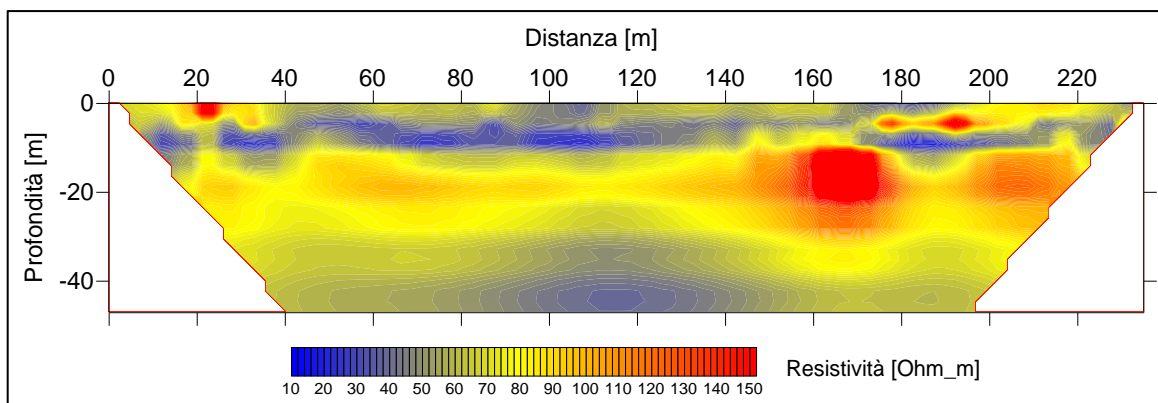


Fig. 16 Sezione di resistività del modello inverso relativa all'unione dei dataset di misure dei dispositivi Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger.

L'analisi della sezione derivante dall'unione dei due dataset di misure rappresentata in Fig. 16 mostra, con una buona risoluzione, la distribuzione della resistività elettrica all'interno del terreno indagato. La presenza di uno strato superficiale più conduttivo spesso circa 10 metri e di una porzione sottostante più resistiva è confermata, così come si delinea con maggior dettaglio, l'esistenza di uno strato profondo caratterizzato da una bassa resistività; tuttavia non si riesce ancora ad identificare con sicurezza la profondità alla quale la resistività elettrica incomincia a decrescere. I risultati del processo d'inversione relativo all'unione delle misure delle due configurazioni elettrode, sembrano concordare con quelli ottenuti dall'inversione dei dati del Dipolo-Dipolo descritti nel capitolo 3.1.1; fino a circa 15 metri di profondità infatti, la distribuzione della resistività riconduce alle unità deposizionali individuate in precedenza, inoltre si evidenzia in maniera migliore la presenza di una porzione profonda a bassa resistività elettrica attribuibile agli strati sabbioso-limosi del Sub-Sistema di Canodusso.

3.2 Indagini ERT sul rilevato arginale

In seguito si è deciso di focalizzare l'attenzione sul corpo arginale per studiarne in dettaglio la composizione e la struttura; a tal fine sono state eseguite:

- 4 linee ERT longitudinali (48 elettrodi, spaziatura: 1,5 m, lunghezza complessiva: 70,5 m e profondità massima di investigazione: 15 m);
- 4 linee ERT trasversali (48 elettrodi, spaziatura: 0,5 m, lunghezza complessiva: 23,5 m e profondità massima di investigazione: 5 m).

La disposizione delle linee ERT sopra elencate è illustrata in Fig. 17 e ha permesso di ricostruire con una buona risoluzione, la distribuzione della resistività elettrica all'interno del rilevato arginale, la cui altezza è di 5,5 metri circa dal piano campagna.

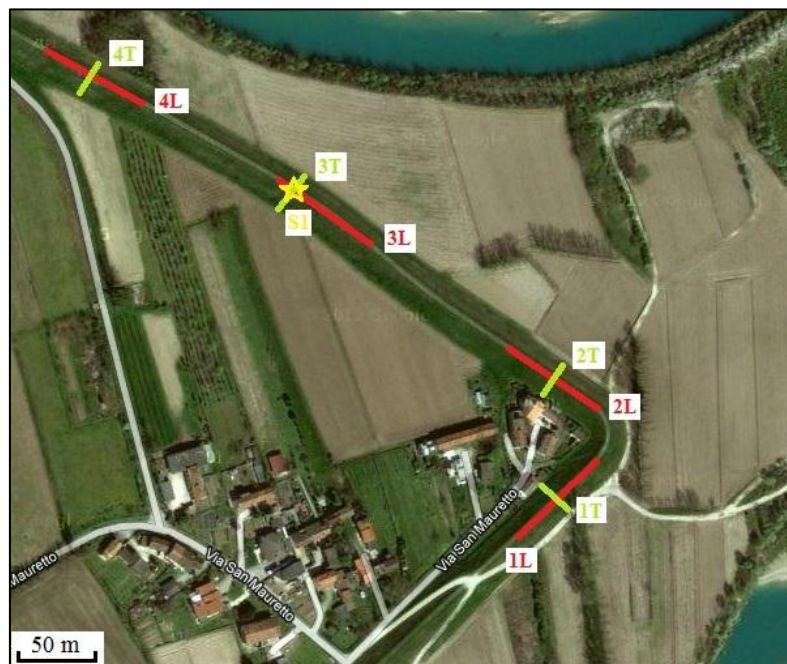


Fig. 17 Posizionamento delle linee ERT longitudinali (linee rosse) e trasversali (linee verdi) rispetto all'asse principale del rilevato arginale; la stella gialla indica il punto in cui è stato effettuato il sondaggio geognostico S1 (immagine satellitare da Google Earth successivamente modificata).

Tutte quante le sezioni ottenute dall'elaborazione dei dati di resistività elettrica, evidenziano la presenza di uno strato relativamente molto resistivo ($\rho > 150 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) sulla parte sommitale dell'argine, spesso circa 2 metri; al di sotto di questa porzione è presente invece una zona più conduttiva ($\rho < 50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) coerente con i materiali fini di cui è costituito il rilevato arginale. I risultati ottenuti da queste indagini sono stati confrontati

inoltre con i dati del sondaggio geognostico (chiamato S1) eseguito sullo stesso tratto di argine.

Il confronto fra i dati delle linee ERT e le informazioni ricavate dal sondaggio S1, ha esiti positivi in quanto lo strato superficiale, caratterizzato da un'elevata resistività, è correlabile ai primi 2-3 metri del sondaggio, contraddistinti da un'alta percentuale di sedimenti sabbiosi; il resto del rilevato presenta una composizione abbastanza omogenea ed è composto da limo sabbioso/argilloso con percentuali di sabbia variabili nella parte centrale, mentre la base è costituita da limo argilloso (1 metro circa). Anche i risultati ottenuti dalle indagini ERT sul piano golena, concordano con quelli del sondaggio infatti sono presenti materiali fini quali limi debolmente sabbiosi nei primi 3 metri dal piano campagna, che lasciano il posto a sabbie medio-fini alternate a limi fino a circa 10 metri di profondità; oltre i 10 metri si ritrovano nuovamente i materiali più grossolani osservati nei risultati delle indagini geofisiche discusse nel capitolo 3.1, ovvero una successione di strati ghiaioso-sabbiosi appartenenti presumibilmente alla parte di letto dell'Unità di Malamocco.

Nelle pagine seguenti, dalla Fig. 18 alla Fig. 22, vengono riportate le sezioni delle indagini ERT eseguite sul rilevato arginale; nel caso di Fig. 21 è illustrato il confronto fra la misura geofisica della linea 3L e il sondaggio geognostico.

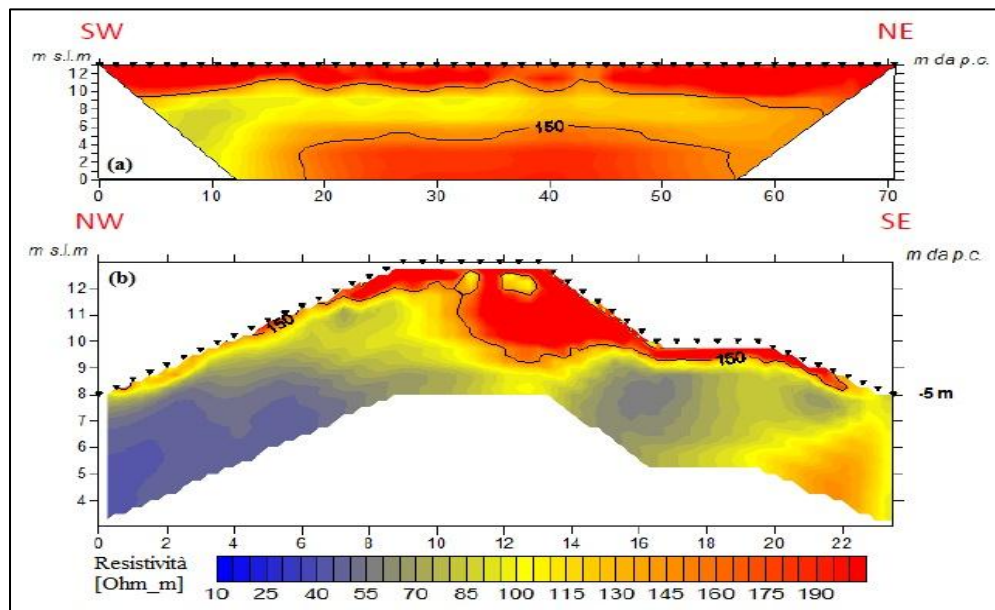


Fig. 18 Sezioni di resistività relative all'acquisizione della linea ERT 1L (a) e della linea 1T (b).

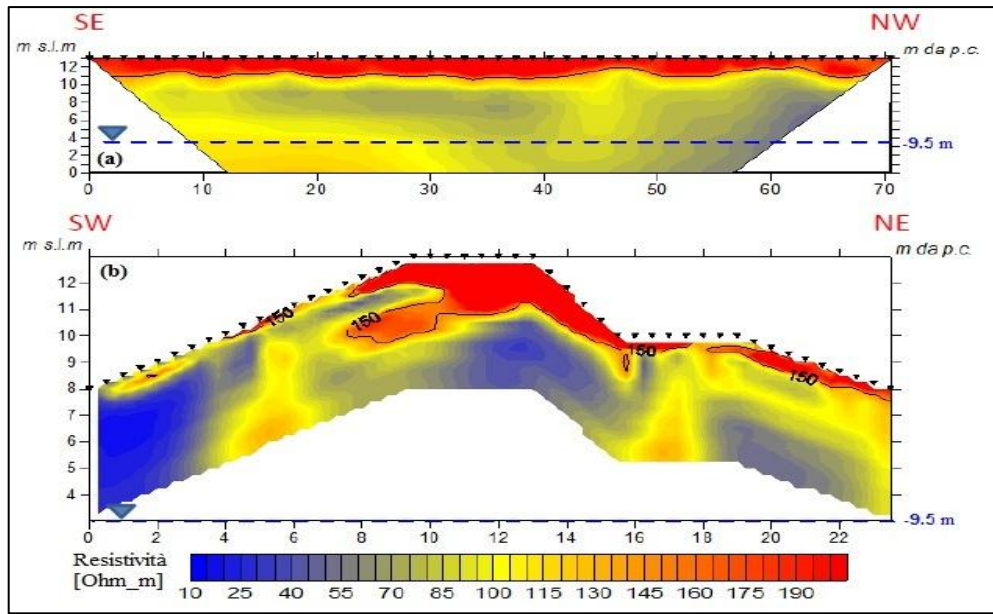


Fig. 19 Sezioni di resistività relative all'acquisizione della linea ERT 2L (a) e della linea 2T (b).

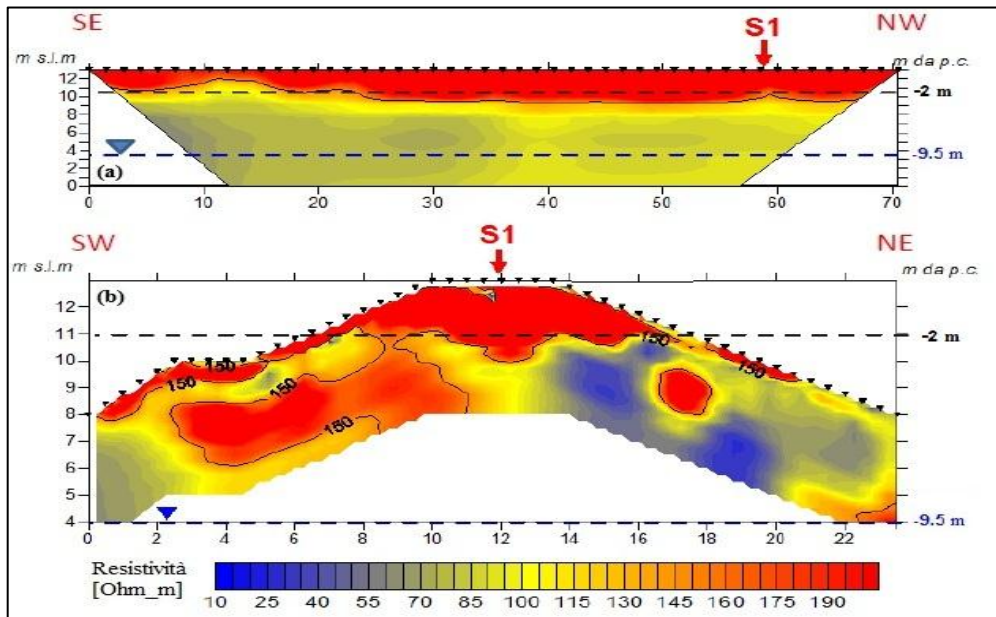


Fig. 20 Sezioni di resistività relative all'acquisizione della linea ERT 3L (a) e della linea 3T (b).

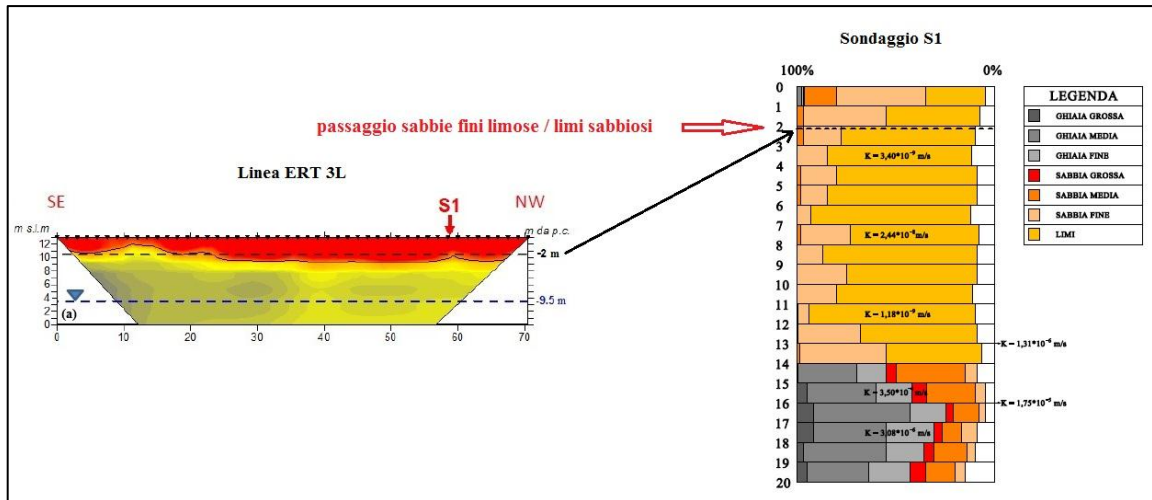


Fig. 21 Confronto fra i risultati della sezione ERT 3L e il sondaggio geognostico S1; in corrispondenza dei 2 metri circa dalla sommità dell'argine è evidente il passaggio dalle sabbie fini limose ai limi sabbiosi caratterizzati da una resistività elettrica minore.

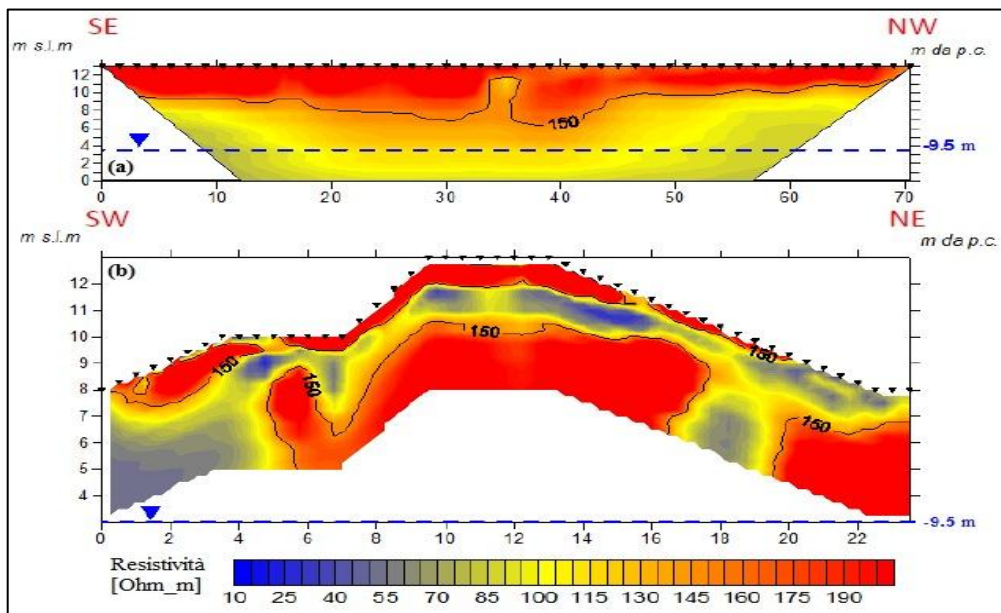


Fig. 22 Sezioni di resistività relative all'acquisizione della linea ERT 4L (a) e della linea 4T (b).

3.3 Indagine MASW lungo il rilevato arginale

Dopo aver eseguito le indagini ERT discusse in precedenza, il lavoro di campagna è proseguito con la realizzazione di un'indagine MASW mirata all'acquisizione dei dati inerenti la dispersione delle onde superficiali come spiegato nel capitolo 2.2.

Lo stendimento è stato disposto longitudinalmente all'asse principale del corpo arginale ed è formato da 48 geofoni da 4,5 Hz spazati l'un l'altro di 1,5 metri per una lunghezza totale di 70,5 metri (Fig. 23).

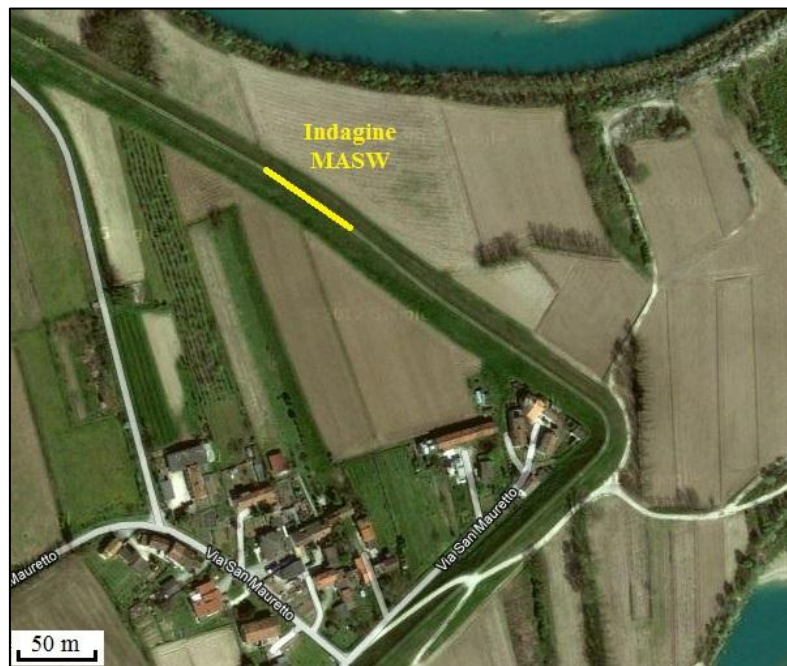


Fig. 23 Localizzazione dell'indagine MASW eseguita sulla sommità dell'argine (immagine satellitare da Google Earth successivamente modificata).

La sorgente sismica utilizzata è una mazza di 5 kg (sorgente impulsiva); in corrispondenza della metà dell'array è stato posizionato il dispositivo di acquisizione sul quale sono stati impostati i seguenti parametri di campionamento nel tempo: un intervallo di campionamento di 0,25 ms e una finestra di acquisizione di 2 s per essere certi che l'intero evento sia stato registrato. L'indagine è stata eseguita ponendo il punto di energizzazione ai due capi dello stendimento; le registrazioni di una serie di mazzate sono state acquisite infatti collocando dapprima la sorgente a 3 metri dal primo geofono e spostandola successivamente ad una distanza di 3 metri oltre l'ultimo ricevitore.

La procedura di elaborazione dei dati di campagna incomincia con l'osservazione dei sismogrammi relativi a ciascuna mazzata (Fig. 24); il software (*Surface Wave Analysis*

Wizard) utilizzato nel presente lavoro di tesi, permette di eliminare direttamente dal sismogramma, le tracce di quei geofoni che non hanno acquisito un dato di buona qualità e che influirebbe quindi negativamente sul risultato finale del trattamento dati.

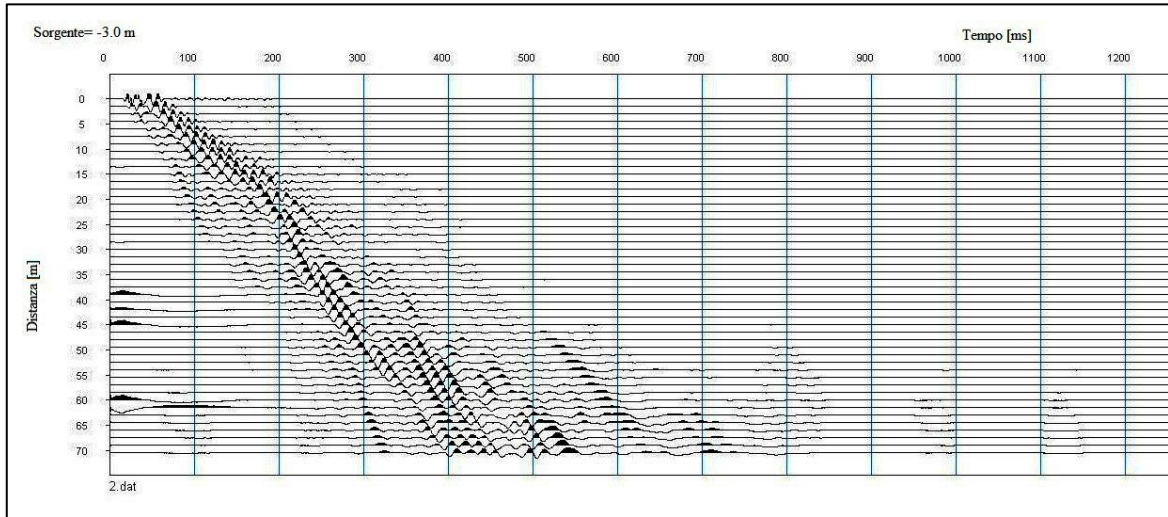


Fig. 24 Sismogramma prodotto da una mazzata localizzata a 3 metri dal primo geofono.

Il passaggio successivo è scegliere i valori massimi relativi alla frequenza e alla velocità di fase entro i quali si vuole ricostruire la curva di dispersione; tale scelta è legata al tipo di sorgente utilizzata e alla litologia dei terreni presenti nell'area in esame. Il software esegue quindi la trasformazione dei dati di campagna dal dominio spazio-tempo al dominio della frequenza per mezzo della trasformata di Fourier, realizzando la curva di dispersione sperimentale $f-c$ relativa a ciascun evento considerato (Fig. 25). Una volta costruito il grafico $f-c$, l'elaborazione dati procede assumendo che il primo modo di propagazione sia quello dominante e scegliendo quindi un range di frequenze entro il quale far individuare al software la velocità di fase maggiore; questa operazione prende il nome di *picking* e consiste appunto nell'identificazione del massimo della velocità di fase ad intervalli di frequenza regolari. In questo caso si è deciso di eseguire l'operazione di *picking* in un intervallo di frequenze comprese tra 5 e 30 Hz per il semplice motivo che una mazzata non riesce a generare frequenze al di sotto dei 5-6 Hz; eliminando quindi i dati relativi alle frequenze inferiori a 5 Hz, si diminuisce il margine di errore del modello finale aumentandone l'affidabilità. Un altro fattore importante da tenere in considerazione è la presenza dei modi superiori caratterizzati da velocità di fase maggiori rispetto al modo fondamentale; le velocità di fase appartenenti a questi modi non devono essere considerate

poiché si è assunto in precedenza che il primo modo sia quello dominante, perciò è possibile scartare manualmente i dati relativi ai modi superiori immediatamente dopo la fase di *picking*.

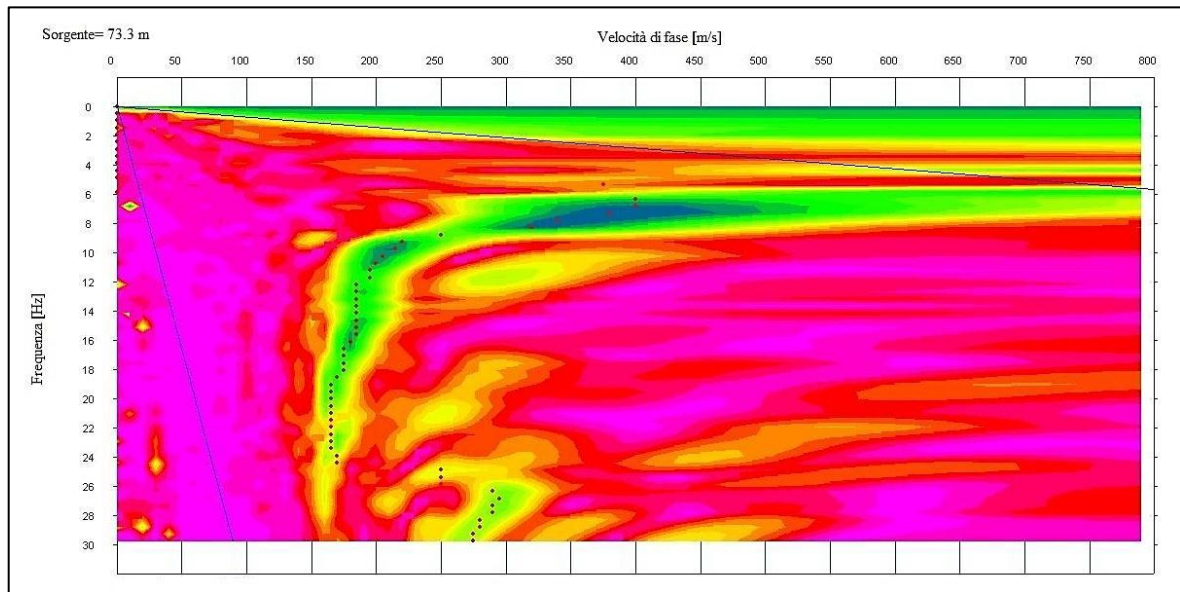


Fig. 25 Curva di dispersione $f-c$ relativa ad una mazzata effettuata ad una distanza di 3 metri oltre l'ultimo geofono; nel grafico si possono osservare anche i massimi della velocità di fase individuati nella fase di *picking*.

In questo lavoro di tesi, l'elaborazione dei dati MASW è stata condotta precisamente sulle registrazioni di sei mazzate: tre sono state effettuate alla distanza di 3 metri dal primo geofono mentre le altre sono state eseguite collocando la sorgente 3 metri oltre l'ultimo ricevitore. I valori individuati durante la fase di *picking* per ciascuna registrazione, sono delle coppie frequenza-velocità di fase che generalmente vengono plottate in un unico grafico così da poter avere un'ulteriore stima dell'affidabilità dei dati acquisiti. Solitamente infatti si assume che un terreno stratificato sia caratterizzato da un aumento della rigidità con la profondità che si traduce in un aumento della velocità delle onde di taglio; in questa situazione, le onde di Rayleigh ad alta frequenza, che viaggiano negli strati più superficiali, hanno una velocità di propagazione minore rispetto un'onda di bassa frequenza che invece "campiona" gli strati più profondi formati da materiali più rigidi. Tale concetto è facilmente riscontrabile nel grafico $f-c$ costruito con i valori individuati nella fase di *picking* relativa a ciascuna registrazione esaminata (Fig. 26).

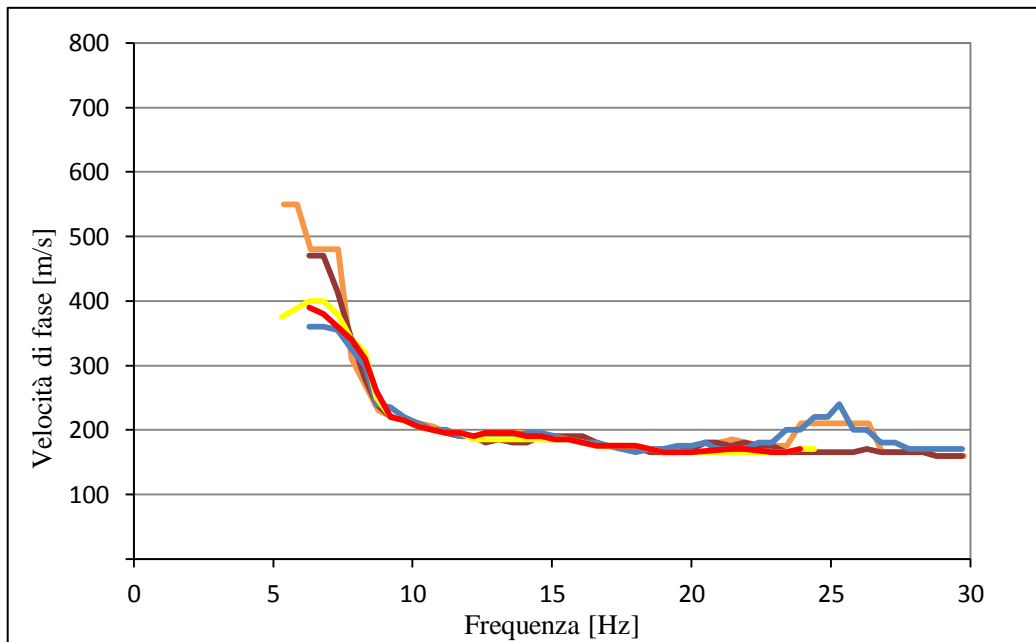


Fig. 26 Curve modali nel dominio f - c relative alla serie di mazzate elaborate nell'indagine MASW.

A questo punto si sono ricavati i dati necessari per poter concludere l'elaborazione dei dati effettuando il processo d'inversione che permette di costruire il profilo di velocità delle onde di taglio del terreno investigato.

Il processo d'inversione per il trattamento dei dati MASW condotto in questo lavoro di tesi è stato realizzato mediante l'utilizzo del programma *Swami* (Surface Wave Modal Inversion) prodotto nel 2005 dai professori Glenn J. Rix e Carlo G. Lai e disponibile on-line al sito: http://geosystems.ce.gatech.edu/soil_dynamics/research/surface_wavesanalysis/. Questo programma risolve il problema inverso non lineare, rivolto alla stima di un profilo di velocità delle onde di taglio, nel momento in cui vengono forniti i dati relativi ad una curva di dispersione sperimentale. *Swami* è basato su un algoritmo che effettua un'inversione alla Occam, infatti il programma individua il profilo di velocità più regolare possibile vincolato ad uno specifico misfit tra i dati sperimentali e teorici; in altre parole *Swami* ricerca la curva di dispersione teorica più vicina possibile a quella dei dati di campagna ed infine fornisce i valori della velocità delle onde di taglio in funzione della profondità. Per fare questo il programma necessita di un modello teorico del terreno che viene realizzato dall'operatore sulla base delle informazioni in possesso relative all'area studiata; tale modello viene risolto dal programma per realizzare la curva di dispersione teorica precedentemente citata. In questo caso si è scelto di creare un modello teorico del terreno costituito da 11 strati posizionando la falda a 6 metri di profondità; per ciascuno

strato è necessario specificare lo spessore, la densità, il rapporto di Poisson e una stima della velocità iniziale delle onde di taglio. Il file di input per *Swami* è composto quindi da una serie di dati corrispondenti al modello teorico e dalle coppie di frequenza e velocità di fase sperimentali ricavate in precedenza nella fase di *picking*.

La serie di dati che viene fornita dal programma *Swami* è un valore della velocità delle onde di taglio per ognuno degli undici strati specificati nel modello teorico del sottosuolo; questi risultati sono stati utilizzati per costruire il profilo di velocità delle onde di taglio del terreno investigato (Fig. 27).

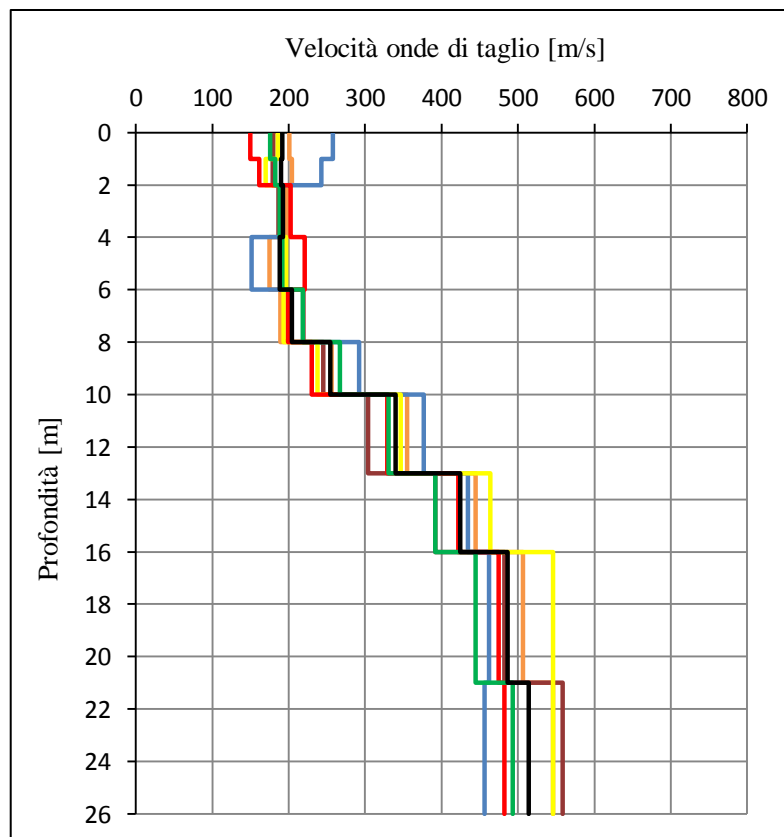


Fig. 27 Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato dall'elaborazione delle sei registrazioni; la serie in nero rappresenta la media dei valori delle velocità per ciascuno strato.

Il confronto dei risultati ottenuti dalle singole registrazioni, permette di ricostruire ed interpretare il profilo di velocità delle onde di taglio più attendibile. In Fig. 27 la quota 0 metri corrisponde naturalmente alla sommità dell'argine il quale presenta un'elevazione di circa 5,5 metri rispetto il piano campagna adiacente. Dall'analisi del profilo risulta infatti che i primi 8 metri di terreno sono caratterizzati da una velocità delle onde di taglio pari a 190 m/s circa, un valore riconducibile ai materiali fini di cui è costituito il rilevato e ai sedimenti che si ritrovano nei primi 3 metri al di sotto del piano golena. Dagli 8 metri di

profondità in poi invece, il profilo mostra un graduale aumento della velocità delle onde di taglio fino a raggiungere valori compresi tra 350 e 500 m/s in corrispondenza dei 14-15 metri di profondità, i quali sono valori tipici di materiali grossolani come ad esempio ghiaie e/o ghiaie sabbiose. Tra gli 8 e i 15 metri di profondità, il graduale aumento della velocità è riconducibile alla presenza di sedimenti la cui granulometria aumenta man mano che si procede verso il basso; si può ipotizzare che tra gli 8 e i 10 metri siano presenti strati di limi e sabbie fini mentre tra i 10 e i 14 metri le dimensioni dei materiali aumentino passando da sabbie medie a sabbie grossolane fino alla presenza di eventuali strati ghiaioso-sabbiosi.

I risultati appena descritti sono coerenti con le caratteristiche dei sedimenti che costituiscono le unità deposizionali presenti nell'area indagata; tralasciando infatti i primi 6 metri circa di profilo che rappresentano i materiali con cui è stato costruito il rilevato arginale, gli strati di limi e sabbie fini individuati tra 8 e 10 metri di profondità sono correlabili alla più recente Unità di Torcello. Le porzioni più profonde del sottosuolo, tra i 10 e i 14 metri, sono caratterizzate da materiali che presentano dei valori di velocità di transizione da sabbie medie a sabbie grossolane e sono riconducibili al passaggio tra la parte di tetto e quella di letto dell'Unità di Malamocco. Infine i valori di velocità delle onde di taglio, osservati a partire dai 14-15 metri di profondità in poi, sono chiaramente tipici di materiali grossolani che rappresentano verosimilmente la porzione di letto dell'Unità di Malamocco formata da corpi di ghiaie e ghiaie sabbiose.

La descrizione dei risultati osservati nel profilo di Fig. 27, non va oltre i 25-26 metri di profondità poiché per distinguere le caratteristiche delle porzioni più profonde, sarebbero necessarie sorgenti sismiche più pesanti in grado di immettere energia nel range delle basse frequenze.

3.4 Indagine MASW e Streamer sismico

Nella stessa posizione in cui è stata condotta l'indagine MASW, esposta nel sottocapitolo precedente, è stata eseguita in un secondo momento un'ulteriore registrazione MASW integrata questa volta da un'acquisizione effettuata per mezzo del cosiddetto *Streamer sismico*. In tale occasione questo strumento è stato testato per osservare se si possono ottenere i medesimi risultati di un'indagine MASW ordinaria: lo *Streamer sismico* utilizzato consiste infatti in uno stendimento di geofoni fissati ognuno ad una piastra di alluminio e assicurati ad un nastro in nylon con un'interdistanza arbitraria (Fig. 28); ciò consente di poter spostare tutti quanti i geofoni semplicemente trascinando il dispositivo sul piano campagna. In questo caso si è scelto di realizzare uno stendimento composto da 24 geofoni e di distanziarli l'un l'altro di 0,5 metri, coprendo una lunghezza pari a 11,5 metri.



Fig. 28 In primo piano si osserva lo *Streamer sismico* mentre sulla sinistra si notano i geofoni dello stendimento MASW ordinario.

L'esecuzione di queste due acquisizioni in parallelo è stata del tutto simile a quella discussa nel capitolo 3.3: la sorgente sismica è una mazza da 5 kg e sono state acquisite le tracce di numerose mazzate ponendo la sorgente a distanze via via maggiori a partire da ciascuno dei capi dello stendimento. Infine si è deciso di registrare alcune tracce

collocando lo *Streamer sismico* esattamente al centro della strada sterrata che percorre la sommità dell'argine, per osservare se si ottengono gli stessi risultati, essendo il dispositivo appoggiato sul manto erboso. I parametri di campionamento nel tempo sono una finestra di acquisizione di 3 secondi e un intervallo di campionamento di 0,25 ms.

L'elaborazione dei dati ha seguito un procedimento analogo a quello del capitolo precedente; in questo caso però le due acquisizioni sono state trattate separatamente eliminando di volta in volta le tracce relative all'una e all'altra registrazione, ricostruendo le curve di dispersione nel range di frequenze da 0 a 25 Hz. Dall'osservazione dei sismogrammi appare già evidente come l'acquisizione effettuata con lo *Streamer* sia del tutto equivalente a quella ricavata con il metodo ordinario (Fig. 29).

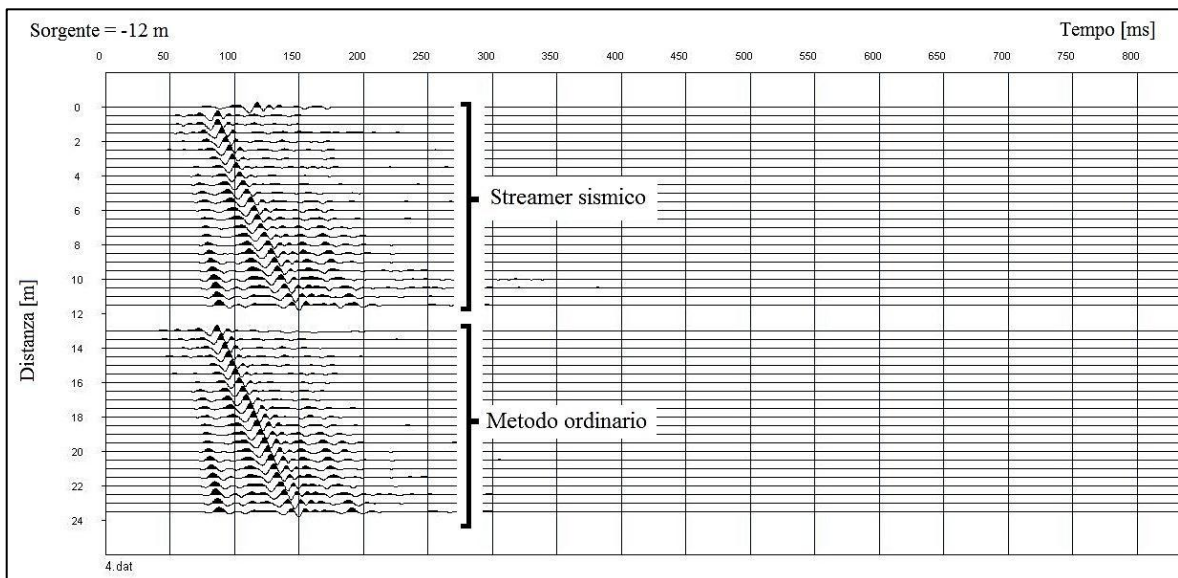


Fig. 29 Confronto dei sismogrammi acquisiti tramite lo *Streamer sismico* (in alto) e il metodo ordinario (in basso); la sorgente si trova a 12 metri dal primo geofono.

Essendo la lunghezza dello stendimento dei geofoni piuttosto ridotta, la profondità massima di investigazione in questo caso è limitata alle porzioni più superficiali del sottosuolo; ciò significa che le onde sismiche campionano strati costituiti dagli stessi sedimenti con la conseguente perdita delle caratteristiche di dispersività del terreno. Per questo motivo le curve di dispersione $f-c$, ottenute dalla trasformazione nel dominio della frequenza dei sismogrammi, presentano un andamento prevalentemente suborizzontale (Fig. 30).

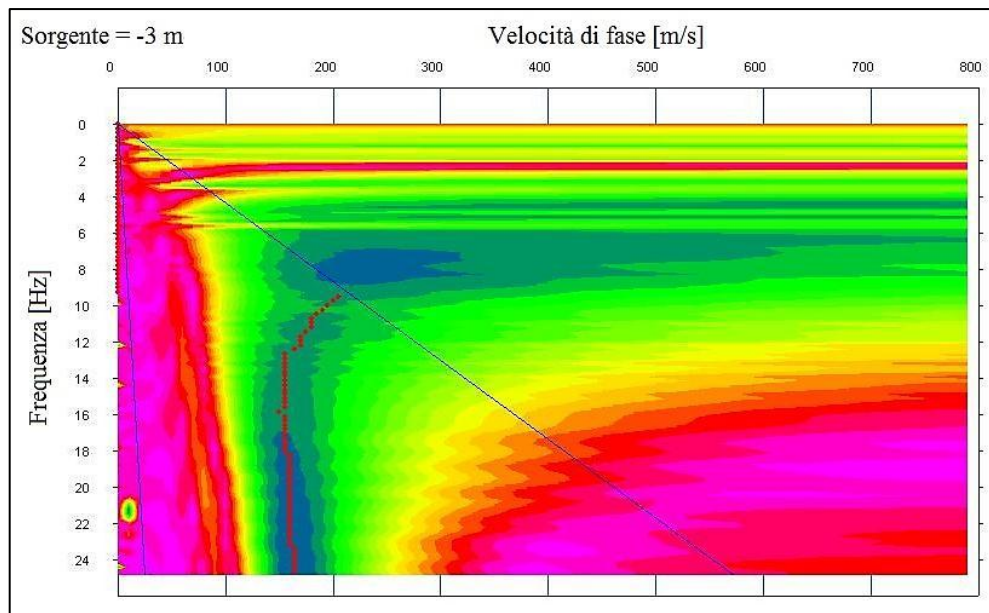


Fig. 30 Curva di dispersione f - c relativa ad una mazzata effettuata ad una distanza di 3 metri dal primo geofono; nel grafico si possono osservare anche i massimi della velocità di fase individuati nella fase di *picking*.

Il procedimento di elaborazione dei dati si conclude con la realizzazione ed il confronto delle curve di dispersione relative alle due metodologie di acquisizione adottate durante l'attività di campagna; in questo caso infatti non ha senso eseguire il processo d'inversione per ricostruire il profilo di velocità delle onde di taglio perché la massima profondità d'investigazione è circa 5 metri e in questo range di profondità non esiste alcuna variazione delle proprietà meccaniche del terreno.






In ogni caso il test dello *Streamer sismico* ha avuto esiti positivi poiché si è osservato che le curve di dispersione sperimentali ottenute sono molto simili a quelle realizzate tramite il metodo ordinario; di conseguenza i valori massimi della velocità di fase, ricavati dalle rispettive operazioni di *picking*, presentano differenze minime.

3.5 Modello geotecnico di filtrazione

Nel seguente capitolo viene descritto e illustrato il modello geotecnico di filtrazione del rilevato arginale che è stato costruito incrociando i dati ricavati dalle indagini geofisiche con quelli del sondaggio geognostico. Questo dimostra come due differenti discipline, possano lavorare congiuntamente per il raggiungimento di uno stesso obiettivo, che in tal

caso è la ricostruzione del modello del terreno più realistico e affidabile possibile. I risultati delle indagini geofisiche discusse in precedenza, si sono dimostrati molto utili per evidenziare la potenza degli strati ghiaioso-sabbiosi presenti tra i 10 e i 20 metri di profondità circa; questa informazione, ricavata dall'indagine ERT sul piano golena e in parte anche dall'indagine MASW, è stata utilizzata per aggiornare un precedente modello di filtrazione del rilevato arginale realizzato principalmente sulla base del sondaggio S1 e di alcune prove penetrometriche.

Il profilo stratigrafico che è stato ricostruito con le informazioni derivanti dalle diverse indagini eseguite nell'area di studio, è composto da cinque differenti terreni a differenza del modello geotecnico precedente che ne prevedeva quattro. Considerando il piano campagna come quota zero, i seguenti terreni sono stati inseriti nel modello di filtrazione:

- | | |
|---|---|
| 1) <i>Limo da fortemente sabbioso ad argilloso da +5,5 m a -5 m</i> |  |
| 2) <i>Argilla limosa da -5 m a -6,5 m</i> |  |
| 3) <i>Limo fortemente sabbioso da -6,5 m a -9,5 m</i> |  |
| 4) <i>Ghiaia con sabbia da -9,5 m a -19 m</i> |  |
| 5) <i>Limi debolmente sabbiosi da -19 m a -30 m</i> |  |

Il primo terreno che si ritrova nella lista appena descritta, comprende sia i materiali del rilevato arginale, sia i primi 5 metri al di sotto del piano golena; tale scelta è stata dettata dal fatto che le caratteristiche dei materiali presenti, dal punto di vista della conducibilità idraulica sono molto simili e, ai fini del problema di filtrazione, questo fatto non ha particolare influenza tale da richiedere l'inserimento nel modello di ulteriori terreni. Il limite inferiore del modello di filtrazione è posto ad una profondità di 30 metri dal piano campagna, in linea con le informazioni ricavate dal foglio n° 107 "Portogruaro" della Carta Geologica d'Italia, e coincide con un ipotetico strato limoso-argilloso poco permeabile che verosimilmente potrebbe appartenere ai depositi del Sub-Sintema di Canodusso (SPB₃).

A ciascuno dei terreni inseriti nel modello di filtrazione, sono state associate le funzioni di conducibilità idraulica appropriate (conducibilità idraulica vs suzione) e di contenuto d'acqua volumetrico (contenuto d'acqua vs suzione) che tengono conto anche dello stato di parziale saturazione dei terreni al di sopra della falda (Tab. 1).

Terreno	K_v [m/s]	K_h [m/s]	K_v/K_h	K_v [m/giorno]	K_h [m/giorno]
1	$2,80 \cdot 10^{-8}$	$2,57 \cdot 10^{-7}$	0,1	$2,42 \cdot 10^{-3}$	$2,22 \cdot 10^{-2}$
2	$1,18 \cdot 10^{-9}$	$1,78 \cdot 10^{-8}$	0,06	$1,02 \cdot 10^{-4}$	$1,53 \cdot 10^{-3}$
3	$1,31 \cdot 10^{-6}$	$1,31 \cdot 10^{-6}$	1	$1,13 \cdot 10^{-1}$	$1,13 \cdot 10^{-1}$
4	$1,24 \cdot 10^{-4}$	$1,24 \cdot 10^{-4}$	1	14,3	14,3
5	$2,89 \cdot 10^{-8}$	$2,89 \cdot 10^{-8}$	1	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$2,50 \cdot 10^{-3}$

Tab. 1 Valori della conducibilità idraulica per ciascun terreno del modello di filtrazione.

È necessario inoltre assegnare a ciascun terreno anche il modulo di compressibilità (m_v) che è proporzionale alla quantità di fluido che può essere immagazzinata e/o rilasciata dal materiale per una variazione unitaria di pressione; in questo caso sono stati inseriti i valori di letteratura riportati in Tabella 2 che sono coerenti con i terreni individuati nel modello di filtrazione.

Terreno	m_v [kPa ⁻¹]
1	$5 \cdot 10^{-5}$
2	$1,25 \cdot 10^{-4}$
3	$2,5 \cdot 10^{-5}$
4	10^{-5}
5	$2,5 \cdot 10^{-5}$

Tab. 2 Valori del modulo di compressibilità per ciascun terreno del modello di filtrazione.

La simulazione del processo di filtrazione all'interno del rilevato arginale e dei terreni adiacenti è stata eseguita mediante il software *GeoStudio* della GEO-SLOPE International, nel quale è implementato il prodotto *SEEP/W*, che sfrutta i cosiddetti metodi numerici agli elementi finiti per ricostruire il flusso delle acque sotterranee e la dissipazione degli eccessi di pressione dell'acqua. I metodi numerici sono basati sul concetto della suddivisione di un mezzo continuo in elementi di piccole dimensioni: questo processo prende il nome di discretizzazione o *meshing* e permette di comprendere il comportamento dell'intero mezzo mettendo insieme le informazioni ricavate dai nodi di ciascun elemento. I nodi sono una delle caratteristiche principali degli elementi finiti e si trovano sugli angoli o lungo gli spigoli degli elementi stessi; in corrispondenza di ciascun nodo, viene risolta l'equazione di flusso dell'acqua in un mezzo poroso, utilizzando le proprietà dei materiali specificate

dall'operatore. L'operazione appena descritta permette di calcolare il carico idraulico e/o la pressione interstiziale dell'acqua in ogni nodo, in modo tale da unire successivamente tutti i valori e osservare la loro distribuzione all'interno dell'intero dominio. Naturalmente per far ciò, gli elementi devono avere nodi in comune e devono essere compatibili all'interno della stessa regione del dominio; *GeoStudio* utilizza un algoritmo di discretizzazione che assicura sia la compatibilità degli elementi in una regione, sia il medesimo numero di elementi e nodi negli spigoli in comune tra le regioni. Le regioni sono utilizzate nel software per inserire le componenti del sistema che in questo caso sono i differenti tipi di terreno; tutti gli elementi contenuti in una regione sono caratterizzati dunque dalle stesse proprietà del materiale specificato dall'operatore per quella regione.

In questo capitolo viene simulata e illustrata la risposta del rilevato arginale ad un evento di piena utilizzando una forma dell'onda di piena simile a quella avvenuta in un evento eccezionale (Novembre 1996). Per fare questo tipo di simulazione occorre innanzitutto avere a disposizione alcune informazioni necessarie per definire le condizioni al contorno del modello di filtrazione. Questi dati sono indispensabili e servono per eseguire una prima simulazione allo stato stazionario del rilevato arginale in condizione di equilibrio; i risultati di tale simulazione vengono utilizzati come condizione iniziale per la successiva analisi allo stato transitorio nella quale si riproduce l'evento di piena considerato.

Sulla base delle informazioni a disposizione sono state definite le seguenti condizioni al contorno da applicare al modello di filtrazione:

- il tirante idrico del Tagliamento, in prossimità del rilevato arginale studiato, si trova a 1 m s.l.m.;
- la quota di falda indisturbata ovvero a distanza tale da non risentire dell'influenza del fiume è 4 m s.l.m.;
- la superficie freatica nei punti interni del modello si trova in equilibrio stazionario con le precedenti condizioni al contorno;
- l'onda di piena è rappresentata per mezzo dell'aumento del carico idraulico nel tempo che viene assegnato a partire dall'alveo e che raggiunge il massimo ad un metro dalla sommità dell'argine.

Il limite sinistro e destro del modello di filtrazione sono scelti in modo tale da non incidere o influenzare il flusso delle acque sotterranee che si vuole simulare. In questo caso il limite sinistro coincide con la sezione mediana del fiume Tagliamento che è considerata un contorno impermeabile poiché funge da asse di simmetria per il processo di filtrazione; il

limite destro invece deve corrispondere ad una sezione che si trova ad una distanza dal fiume tale che, le condizioni al contorno che vi sono assegnate, non influenzino la soluzione del modello. Il limite destro della simulazione è stato portato a circa 850 metri di distanza dall'asse principale dell'argine e in questa posizione è stata assegnata la condizione al contorno di carico totale costante relativa alla quota di falda indisturbata citata precedentemente. Le pressioni al di sopra della tavola d'acqua presentano un profilo di equilibrio lineare, ciò significa che la simulazione del processo di filtrazione è stata eseguita in una condizione intermedia tra un profilo di evaporazione che si verifica durante le stagioni secche e uno di infiltrazione che si ha nelle stagioni piovose.

Come detto in precedenza l'onda di piena assunta come condizione al contorno è stata riprodotta sulla base dell'eccezionale evento dei giorni 14-15 Novembre 1996 (Fig. 31): la piena simulata nel modello di filtrazione ha una durata di tre giorni e raggiunge l'altezza massima di 12 metri che è pari all'altezza della cresta dell'argine al netto di un metro di franco arginale.

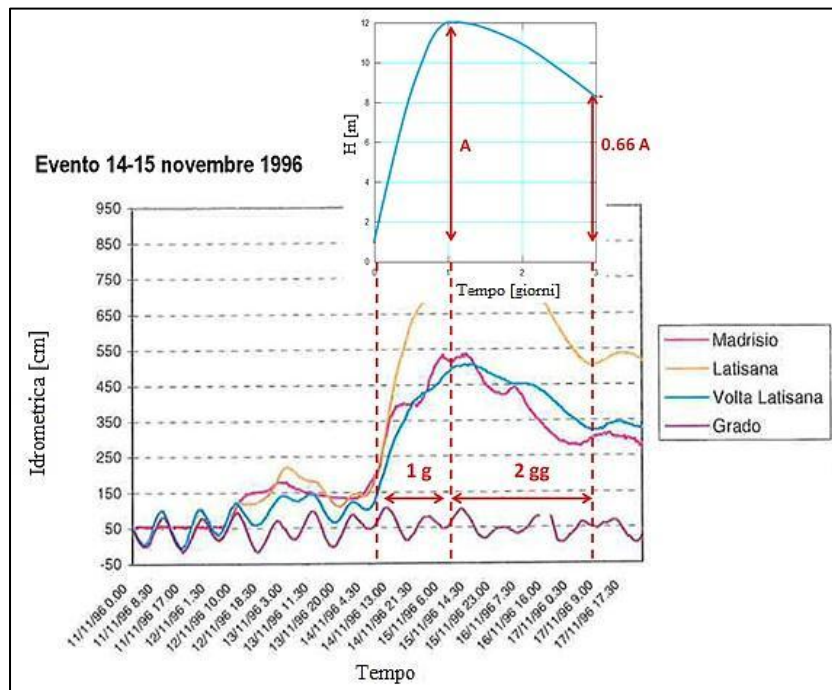


Fig. 31 Onda di piena simulata nel modello di filtrazione allo stato transitorio riprodotta sulla base dei dati dell'evento dei giorni 14-15 Novembre 1996.

Dopo aver eseguito una simulazione allo stato stazionario, mirata alla ricostruzione della distribuzione del carico idraulico nei terreni al di sotto del rilevato arginale, si è proceduto effettuando la simulazione dell'evento di piena allo stato transitorio imponendo come

condizioni iniziali i risultati dell'analisi allo stato stazionario. Successivamente i dati ricavati dalla simulazione in transitorio, sono stati confrontati con quelli relativi al modello di filtrazione realizzato precedentemente sulla base delle sole indagini geotecniche, il quale prevedeva che il terreno più profondo fosse costituito da ghiaie e sabbie di uno spessore di 21 metri circa.

Di seguito viene mostrato il modello numerico agli elementi finiti composto dai 5 terreni descritti in precedenza (Fig. 32), che permette di ricostruire la distribuzione del carico idraulico e delle pressioni dell'acqua nei terreni, utilizzata come punto di partenza per la simulazione allo stato transitorio.

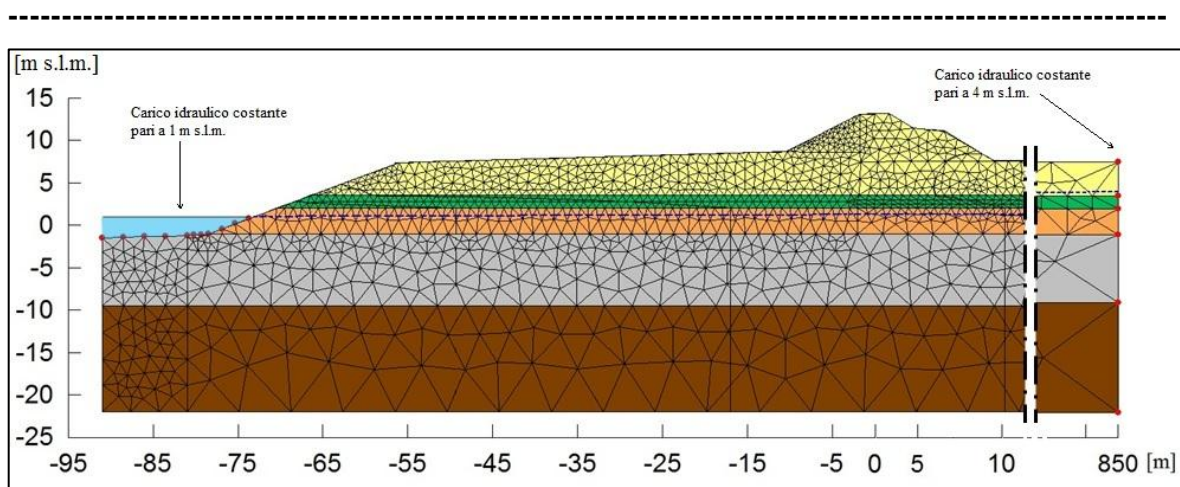


Fig. 32 Modello numerico di filtrazione agli elementi finiti del sistema arginale allo stato stazionario; la linea blu tratteggiata rappresenta la posizione della tavola d'acqua.

La successiva simulazione allo stato transitorio permette di ricostruire e visualizzare il processo di filtrazione che si instaura nell'intera sezione del rilevato arginale e il conseguente avanzamento del fronte di saturazione in funzione dell'onda di piena.

I risultati del modello di filtrazione appena introdotto sono molto positivi e mostrano che la penetrazione dell'onda di piena all'interno del rilevato arginale è minima poiché il materiale di cui esso è costituito e i primi 3-4 metri di terreno al di sotto del piano golena, sono caratterizzati da una conducibilità idraulica ridotta, in relazione alla durata dell'evento.

Nella Fig. 33 viene illustrato il modello di filtrazione allo stato transitorio che simula l'evento di piena dopo un giorno e mezzo dall'inizio, che in questo caso equivale al momento di picco. Si può notare con chiarezza che il flusso si instaura prevalentemente

all'interno degli strati ghiaioso-sabbiosi presenti tra -1 e -10 m s.l.m. che corrispondono al range di profondità tra -10 e -19 metri circa dal piano golena; tale fatto è giustificato dalla maggior conducibilità idraulica di questi materiali rispetto agli altri terreni presenti nella sezione. Il fronte di saturazione è rappresentato dalla linea blu tratteggiata: dai risultati si osserva che la superficie freatica aumenta di 1 metro circa ma la penetrazione si mantiene comunque ben lontana dal nucleo dell'argine.

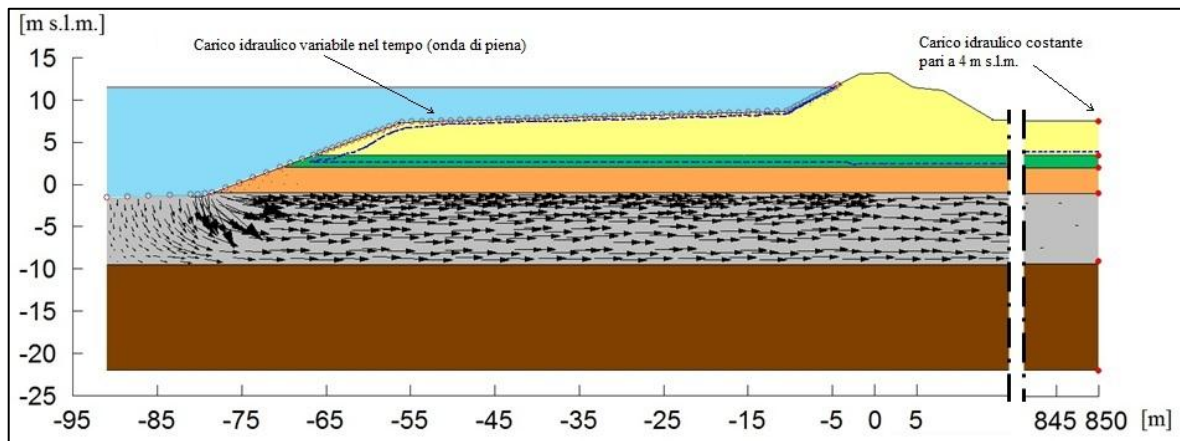


Fig. 33 Modello di filtrazione che simula l'evento di piena in corrispondenza dell'altezza massima dell'onda (un giorno e mezzo dall'inizio dell'evento); le frecce nere indicano la direzione di flusso che è confinato negli strati ghiaioso-sabbiosi.

I risultati del modello di filtrazione appena illustrato, sono stati quindi confrontati con quelli del modello precedente che prevedeva uno spessore degli strati ghiaioso-sabbiosi di 21 metri circa. Anche in quel caso la penetrazione dell'onda di piena non andava ad interessare il nucleo del rilevato arginale tuttavia, un'analisi più dettagliata riguardo le pressioni interstiziali e il carico idraulico al piede dell'argine rivela che, nel modello aggiornato, la pressione interstiziale all'interno delle ghiaie è diminuita di una decina di kPa (Fig. 34) e che il carico idraulico totale, misurato al piede dell'argine, si è abbassato di circa un metro (Fig. 35); entrambi questi valori sono stati ricavati in corrispondenza della portata di picco simulata con l'onda di piena e sono da ritenersi positivi se si considera il problema dal punto di vista della stabilità dell'argine: la diminuzione di queste due grandezze riduce infatti la probabilità che si instaurino alcuni fenomeni nel terreno che potrebbero minare la stabilità dell'opera (sifonamento, sollevamento etc.)

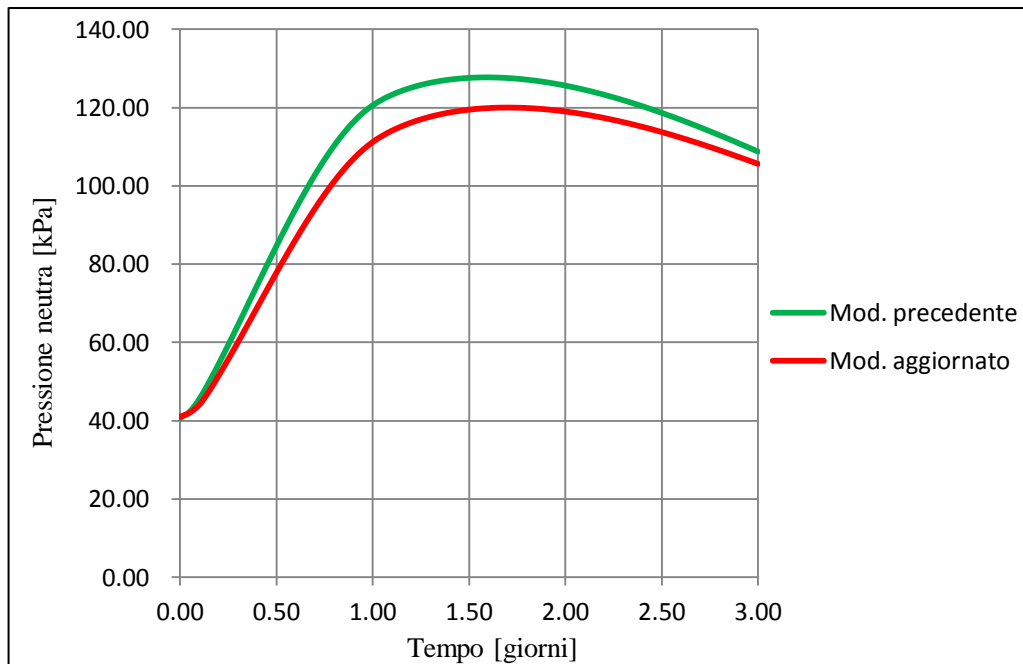


Fig. 34 Confronto fra gli andamenti della pressione neutra nel tempo.

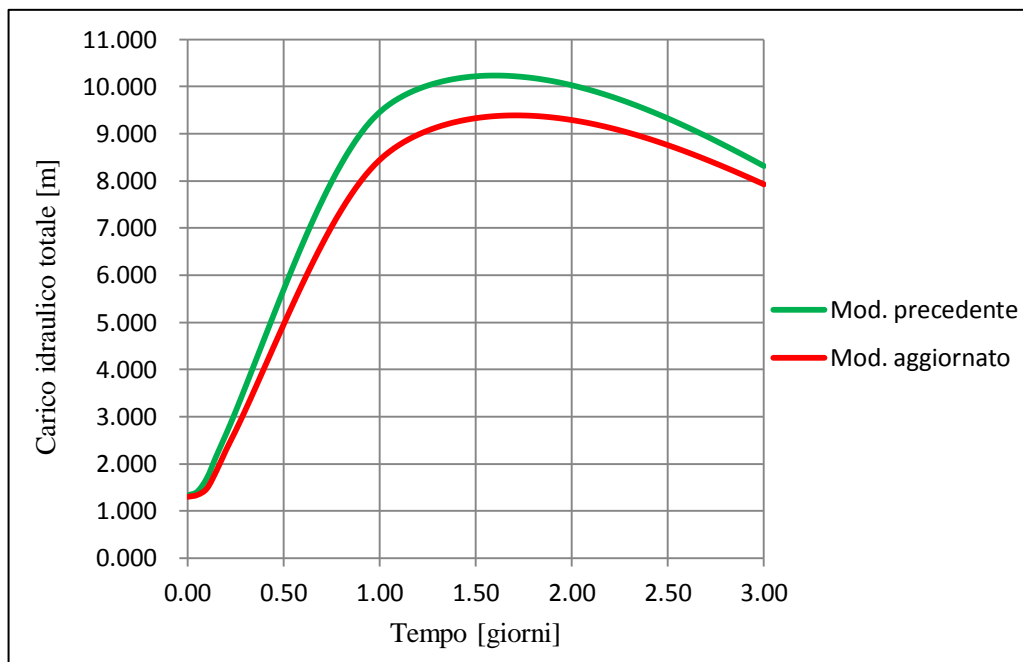


Fig. 35 Confronto fra gli andamenti del carico idraulico totale nel tempo, misurato al piede dell'argine.

Un altro aspetto molto importante da tenere in considerazione e che risulta evidente da uno studio più attento tramite *SEEP/W*, è il leggero aumento della velocità di flusso apparente

che si verifica sia all'interno dello strato di limo fortemente sabbioso che nei terreni ghiaioso-sabbiosi sottostanti (Fig. 36); nel modello aggiornato l'aumento della velocità di flusso è provocata dalla riduzione dello spessore degli strati ghiaiosi entro i quali si instaura prevalentemente il processo di filtrazione. Questo fattore rappresenta un aspetto molto delicato dal punto di vista della stabilità dell'argine, perché un aumento della velocità di filtrazione potrebbe innescare il cosiddetto fenomeno dell'erosione interna chiamato anche *piping*; tale fenomeno non è ancora regolato da una teoria predominante e viene largamente studiato al giorno d'oggi, essendo spesso, la causa innescante di eventi disastrosi.

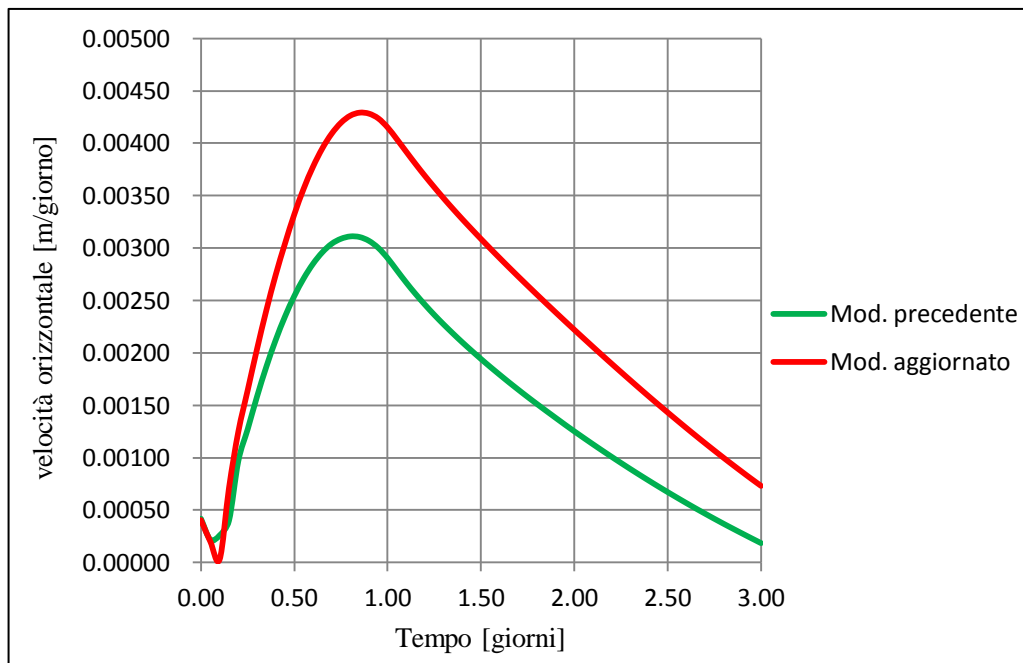


Fig. 36 Confronto fra gli andamenti della velocità orizzontale apparente nel tempo all'interno dello strato di limo fortemente sabbioso.

IV. Discussione e conclusioni

Le tomografie elettriche da superficie eseguite sul corpo arginale e sul piano golena mostrano dei risultati che concordano con quelli derivanti dall'indagine MASW effettuata lungo l'asse principale del rilevato arginale. Entrambi i metodi utilizzati sono quindi affidabili e si prestano molto bene alla caratterizzazione della composizione e della struttura di un argine fluviale e dei terreni adiacenti. Nel presente lavoro di tesi è evidente inoltre come le informazioni ricavate da due diversi metodi della geofisica siano complementari e contribuiscano al raggiungimento del medesimo obiettivo, che in questo caso è la ricostruzione del modello di terreno più realistico possibile. Se da una parte infatti la prospezione geoelettrica offre un risultato di maggior dettaglio riguardante la continuità laterale delle interfacce nel sottosuolo, dall'altra la prospezione sismica permette di discriminare le proprietà meccaniche dei depositi. L'ottima correlazione dei risultati ottenuti, con i dati di un sondaggio geognostico, rappresenta un'ulteriore prova dell'attendibilità e della qualità delle informazioni fornite dai metodi geofisici impiegati.

L'indagine ERT eseguita sul piano golena si è dimostrata molto valida e utile nel riconoscimento della struttura e dei depositi del terreno, fino ad una profondità di 25 metri circa; in particolare si è osservato che, in questo caso, tra i due dispositivi utilizzati per l'acquisizione delle misure di resistività elettrica, il Dipolo-Dipolo ha consentito di ottenere i risultati migliori, permettendo di identificare con buona sicurezza lo strato di ghiaie e sabbie presente tra i 10 e i 20 metri di profondità. La scelta di unire i due dataset di misure, elaborandoli in maniera combinata, ha prodotto inoltre dei risultati ancor più positivi poiché le caratteristiche delle due configurazioni elettrode, riguardo l'acquisizione delle misure, si sono integrate consentendo di osservare la struttura del sottosuolo in maniera più definita. I risultati ottenuti dall'indagine ERT descritta nel capitolo 3.1, sono stati paragonati alle informazioni contenute nel profilo stratigrafico illustrato all'interno del foglio n° 107 "Portogruaro" della Carta Geologica d'Italia (Fig. 37).

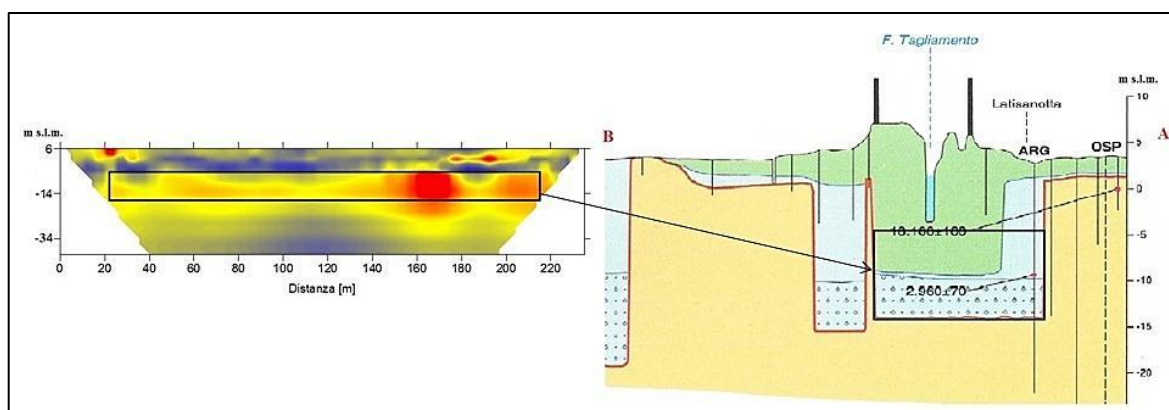


Fig. 37 Correlazione tra i risultati dell'indagine ERT sul piano golena e il profilo stratigrafico del foglio n° 107 "Portogruaro" della Carta Geologica d'Italia; i depositi di colore azzurro rappresentano l'Unità di Malamocco mentre quelli di colore verde l'Unità di Torcello.

La parte del profilo stratigrafico mostrata in Fig. 37 è localizzata in realtà due chilometri più a sud rispetto all'area in località San Mauretto in cui sono state effettuate le prospezioni geoelettriche. Ciò significa, con molta probabilità, che la potenza dei depositi ghiaioso-sabbiosi, appartenenti alla porzione di letto dell'Unità di Malamocco, possa essere maggiore; questo spiega il fatto per cui l'indagine ERT individua per questi strati uno spessore più grande rispetto a quello osservabile nel profilo. Oltre a ciò, si deve notare che il profilo stratigrafico è stato estrapolato presumibilmente, sulla base di poche informazioni tra le quali un solo sondaggio geognostico, come si nota in Fig. 37, quindi è probabile che la struttura al di sotto del Tagliamento non corrisponda esattamente a quella esistente nella realtà. In ogni caso la correlazione tra i dati della linea ERT sul piano golena e il profilo ha avuto esito positivo: fatte salve le precisazioni appena esposte, in generale la prospezione geoelettrica ha individuato con una buona precisione, lo spessore di quei depositi grossolani; basti notare l'esattezza con cui viene identificata l'interfaccia tra i sedimenti dell'Unità di Malamocco e quelli sottostanti del Sub-Sistema di Canodusso alla profondità di -15 m s.l.m.

Le linee ERT eseguite sul corpo arginale si sono dimostrate anch'esse molto utili nel riconoscimento dei materiali che lo costituiscono. La spaziatura tra gli elettrodi pari a 0,5 metri, utilizzata nelle linee ERT trasversali, ha permesso di osservare con elevata risoluzione la composizione interna del rilevato; ad eccezione della linea 4T, in cui si osserva che il nucleo dell'argine è caratterizzato da sedimenti relativamente più resistivi, tutte le altre acquisizioni ERT sono coerenti nel definire una struttura e una composizione

omogenea del sistema arginale: senza considerare i primi 2 metri in corrispondenza della sommità dell'argine, si nota infatti che la resistività elettrica si attesta in generale su valori bassi inferiori a 50 Ohm·m; ciò significa che i sedimenti che formano l'argine sono contraddistinti da una granulometria fine in linea con le norme geotecniche da seguire nella progettazione dell'opera. In questo caso le indagini ERT sulla sommità dell'argine sono state calibrate con i dati del sondaggio geognostico S1, in modo tale da comparare i dati geofisici con le informazioni ricavate da tecniche invasive relative alla stessa area; i risultati derivanti da questo confronto sono buoni come dimostra la Fig. 21 del capitolo 3.2, tuttavia è necessario sottolineare che la variazione di resistività elettrica, individuata lungo la verticale nelle sezioni ERT, è legata presumibilmente anche alla presenza della falda acquifera.

L'indagine MASW condotta lungo il rilevato arginale ha prodotto anch'essa degli ottimi risultati consentendo di investigare il sottosuolo fino a circa 25 metri di profondità; la correlazione con i dati ERT è stata buona soprattutto per quanto riguarda il riconoscimento dell'interfaccia tra la porzione di letto dell'Unità di Malamocco e i terreni sovrastanti costituiti da sedimenti più fini. La sperimentazione dello *Streamer sismico* ha dimostrato inoltre che in futuro le prospezioni sismiche concernenti il metodo MASW potrebbero essere più speditive: il confronto fra le curve di dispersione relative alle due metodologie di acquisizione mostra dei risultati con differenze minime come illustrato in Fig. 38.

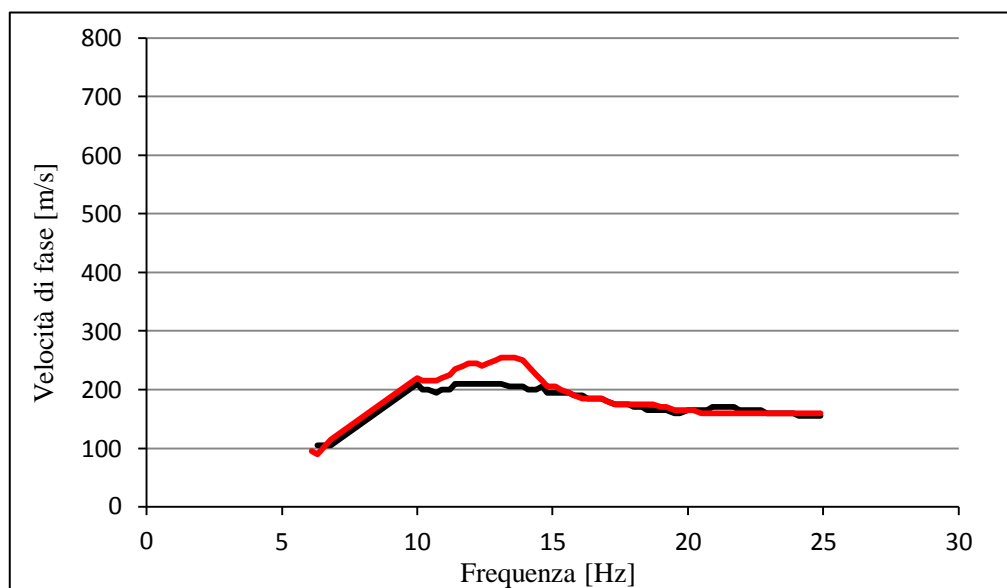


Fig. 38 Curve di dispersione ricavate dai dati dello *Streamer sismico* (in rosso) e dai dati del metodo ordinario (in nero).

Infine il lavoro di tesi si conclude con la realizzazione del modello geotecnico di filtrazione che può essere considerato come il prodotto derivante dall'unione di tutte le informazioni che sono state acquisite e raccolte nel corso del lavoro. L'integrazione dei dati provenienti da diverse metodologie di indagine geofisica con quelli derivanti dal sondaggio geognostico, ha reso possibile l'aggiornamento di un modello del terreno delineato in precedenza soltanto sulla base di alcune indagini in sito di carattere geotecnico. In particolare l'indagine ERT effettuata sul piano golena ha consentito di identificare lo spessore esatto dei depositi di ghiaie e sabbie localizzato tra 10 e 20 metri di profondità dal piano campagna, e ha reso possibile l'individuazione di un'ulteriore tipologia di terreno al di sotto di essi, costituita nuovamente da sedimenti fini (Fig. 39).

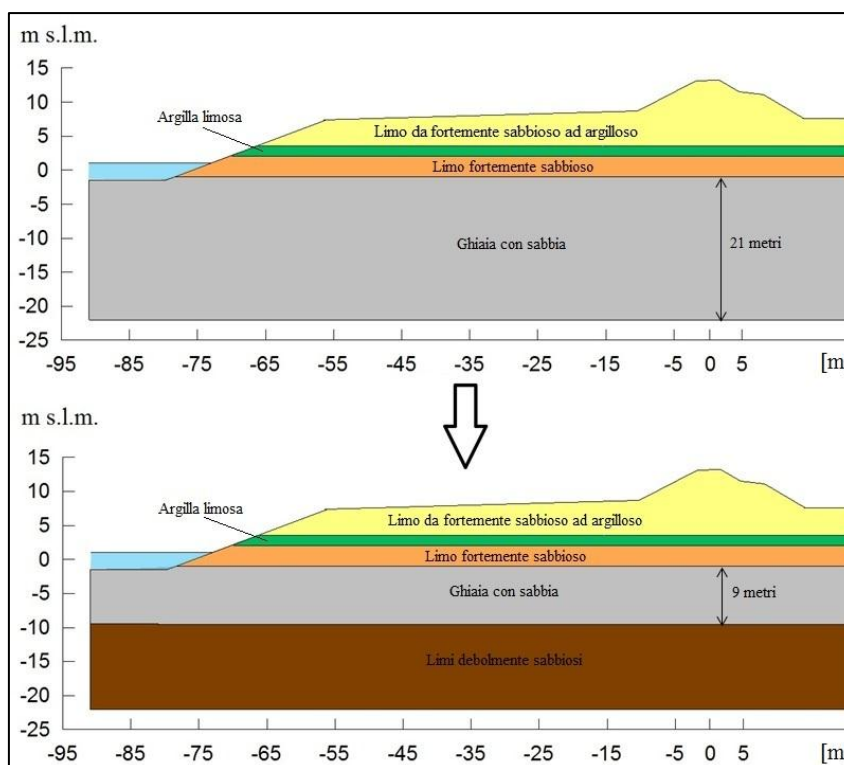


Fig. 39 Modello geotecnico precedente dell'argine (in alto) e modello aggiornato tramite l'acquisizione dei dati ERT e MASW (in basso).

Questi dettagli, una volta simulato l'evento di piena nel modello aggiornato, sono stati valutati positivamente poiché hanno determinato la diminuzione contemporanea di due parametri molto importanti, coinvolti nei problemi relativi all'analisi di stabilità degli argini fluviali. Più precisamente, dal confronto tra i due modelli è emerso che sono

diminuiti sia il carico idraulico totale misurato al piede dell'argine che la pressione interstiziale dell'acqua all'interno degli strati ghiaioso-sabbiosi; un parametro, che al contrario subisce un lieve aumento dopo l'aggiornamento del modello, è la velocità di flusso apparente osservata nei materiali compresi tra 7 e 20 metri di profondità dal piano golena. Lo studio degli effetti di questi parametri sulla stabilità complessiva dell'opera non rientra tra gli obiettivi di questa tesi; tuttavia si può affermare con certezza che la risposta dell'argine, all'evento di piena eccezionale considerato, è sicuramente positiva, ovvero è garantita la sua sicurezza.

La realizzazione del modello geotecnico di filtrazione del sistema arginale dimostra quindi che altre discipline possono beneficiare dei dati derivanti da differenti indagini geofisiche per conoscere con maggior dettaglio le caratteristiche del problema o dello studio che deve essere compiuto. Pertanto nell'attività di campagna è sempre raccomandabile usufruire di diversi metodi di acquisizione, qualora fosse possibile, e confrontare le informazioni ottenute per definire il risultato finale del lavoro con maggior attendibilità.

Bibliografia

CHO IN-KY e YEOM JI-YEON (2007): *Crossline resistivity tomography for the delineation of anomalous seepage pathways in an embankment dam*. *Geophysics* **72**, G31-G38.

FONTANA A., BONDESAN A., MENEGHEL M., TOFFOLETTO F., VITTURI A. e BASSAN V. (2012): *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio n. 107 "Portogruaro"* (CARG - Regione Veneto).

FOTI S. (2005): *Surface wave testing for geotechnical characterization*. In: Lai C.G., Wilmanski K. (eds) *Surface waves in geomechanics: direct and inverse modelling for soils and rocks*, CISM Series, number 481. Springer, Wien, 47-71.

FOTI S., PAROLAI S., ALBARELLO D. e PICOZZI M. (2011): *Application of surface-wave methods for seismic site characterization*. *Surv Geophys* **32**, 777-825.

LOKE M.H. (2000): *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies - A practical guide to 2D and 3D surveys*. Dispense inedite di brevi corsi di formazione.

NYQUIST J.E., HEANEY M. J. e TORAN L. (2009): *Characterizing lakebed seepage and geologic heterogeneity using resistivity imaging and temperature measurements*. *Near Surface Geophysics*, 487-498.

PARK C.B., MILLER R.D., XIA J. (1998b): *Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record*. 68th Ann. Intern. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1377-1380.

PARK C.B., MILLER R.D. e XIA J. (1999): *Multi-channel analysis of surface waves*. *Geophysics* **64** (3), 800-808.

PARK C.B., MILLER R.D., XIA J. e IVANOV J. (2001): *Seismic characterization of geotechnical sites by Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method*. *Tenth*

International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering (SDEE) in Philadelphia.

SJÖDAHL P., DAHLIN T. e JOHANSSON S. (2009): *Embankment dam seepage evaluation from resistivity monitoring data*. Near Surface Geophysics, 463-474.

SJÖDAHL P., DAHLIN T., JOHANSSON S. e LOKE M.H. (2008): *Resistivity monitoring for leakage and internal erosion detection at Hällby embankment dam*. Journal of Applied Geophysics **65**, 155-164.

SJÖDAHL P., DAHLIN T. e ZHOU B. (2006): *2.5D resistivity modeling of embankment dams to assess influence from geometry and material properties*. Geophysics **71**, G107-G114.

SOCCO L.V., STROBBIA C. (2004): *Surface wave methods for near-surface characterization: a tutorial*. Near Surface Geophysics 2(4), 165-185.

SEIDEL K., LANGE G. e VOIGT H.J. (2007): "Direct Current Resistivity Methods" in *Environmental geology*, Berlino, Springer-Verlag, pp 205-237.

VAN M.A., KOELEWIJN A.R., BARENDIS F.B.J. (2005): *Uplift phenomenon: Model, Validation, and Design*. International Journal of Geomechanics **5**, - Special issue on Soft Clay Engineering and Soft Clay Improvement, 98-106.

VITTORIO B., *Ricostruzione e valorizzazione del paesaggio archeologico in ambiente costiero mediterraneo tramite tecnologie innovative non invasive*, Tesi di Dottorato, rel. Prof. C. Corselli, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca. a.a. 2008-2009.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A. e PAIERO G. (2007): *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio n. 086 "San Vito al Tagliamento"* (CARG - Regione Friuli-Venezia Giulia).

Ringraziamenti

Desidero innanzitutto ringraziare il Professor Giorgio Cassiani, relatore di questa tesi, per la grande disponibilità e cortesia dimostratemi, e per tutto l'aiuto fornito durante la stesura.

Ringrazio sentitamente la Dott.ssa Maria Teresa Perri e il Dott. Jacopo Boaga per avermi seguito nell'attività di campagna e nella fase di elaborazione dei dati; per me siete stati una fonte di preziosi insegnamenti e un esempio di grande cordialità.

Un ringraziamento particolare ai miei genitori, a Massimiliano e Federica che, con il loro sostegno morale ed economico, mi hanno permesso di raggiungere questo importante traguardo.

Desidero ringraziare profondamente la mia ragazza Milena, per avermi sostenuto e per essere stata sempre presente durante questo cammino importante.

Ringrazio inoltre il Professor Paolo Simonini e la dottoranda Silvia Bersan per avermi introdotto agli aspetti della geotecnica legati allo studio dei fenomeni inerenti la stabilità degli argini fluviali.