



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI

FEDERICO II



FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XVIII CICLO

TESI IN GEOFISICA APPLICATA

*Influenza delle argille sulle proprietà elastiche ed elettriche di mezzi
eterogenei e porosi ed applicazione del Modello Elettrosismico*

Tutore: Prof. Eugenio Carrara

Dottoranda:

Dott.ssa Cinzia Scotellaro

Cotutore: Prof. Raimondo Pece

Il Coordinatore
Prof. Giuliano Ciampo

Ottobre 2005

Ringraziamenti

I miei più affettuosi ringraziamenti vanno innanzi tutto al tutore, Prof.re Eugenio Carrara, che con affetto paterno mi ha seguito durante la ricerca, offrendomi la sua esperienza e le sue opportune "critiche" ed aiutandomi a crescere sia professionalmente che nella vita.

Ringrazio tantissimo il brillante cotutore, Prof.re Raimondo Pece, che con estrema pazienza e preziosi e consigli mi ha aiutato a portare a termine, nel migliore dei modi, questa ricerca.

Importanti durante questi tre anni sono stati la premura e l'affetto del Prof.re Nicola Roberti, sempre presente e pronto ad intervenire in ogni difficoltà; inoltre, con il suo buon gusto, ha saputo rallegrarci a tavola con grappe e vini raffinati, come il famoso "Brunello di Montalcino".

Preziosa è stata la collaborazione della gentilissima Prof.ssa Agata Siniscalchi, quale referee, che, con celerità, ha corretto la tesi e riportato utili suggerimenti sull'interpretazione sismica dei dati.

Sono molto grata al Prof.re Pantaleone De Vita per aver fornito un importante supporto nell'inquadramento idrogeologico dell'area di Marina di Ascea e per la sua estrema disponibilità durante la fase di elaborazione dei dati.

Non può mancare la mia gratitudine per il preziosissimo Enzo D'Isanto, il "Fochino", che ha messo a completa disposizione la sua forza, il suo ingegno, la sua professionalità e la sua "pazienza", consentendo la realizzazione delle campagne geofisiche nelle tre aree in esame. Ricorderò sempre con tanto affetto le divertenti cene con i racconti "avventurosi" delle campagne memorabili affrontate insieme ai professori Roberti e Carrara.

Un particolare e tenero ringraziamento va a due persone speciali, miei compagni di box durante il dottorato, ma soprattutto miei grandi amici: Maria Grazia che ha condiviso con me questa grande avventura nei momenti più divertenti, ma anche in quelli meno allegri, sapendo essere spesso dura ma dandomi anche utili consigli; e il gentilissimo Francesco che ha saputo sempre ascoltarmi e che mi ha offerto sempre un motivo per sorridere, insegnandomi a "sognare" con i suoi bellissimi racconti di barche, regate e crociere.

Il mio affetto va anche ai miei colleghi Donato, Mauro, Bartolo, Manuela ed Elisa per la loro estrema simpatia.

Sarò per sempre debitrice a Tom, colui che ha costantemente creduto in me e nelle mie capacità e che con amore ha condiviso tutto con me, sino alla fine, incoraggiandomi ed aiutandomi.

Infine, ringrazio i miei genitori che hanno saputo essermi accanto e sostenermi con estrema pazienza e Margareth che, come una sorella, è sempre presente nella mia vita.

INDICE

<i>Introduzione</i>	5
CAPITOLO I: <i>Le proprietà elettriche ed elastiche di mezzi porosi</i>	7
INTRODUZIONE.....	7
1.1 PROPRIETÀ ELETTRICHE DEI MATERIALI.....	7
1.1.1 Relazione tra resistività elettrica e parametri fisici di una formazione rocciosa.....	9
1.2 PROPRIETÀ ELASTICHE DEI MATERIALI.....	13
1.2.1 Influenza delle argille sulle velocità sismiche.....	16
1.2.2 Influenza della porosità sulle velocità sismiche.....	21
1.2.3 Influenza della saturazione e fenomeni di attenuazione delle velocità sismiche.....	25
1.3 INFLUENZA DELLE ARGILLE SULLE PROPRIETÀ ELETTRICHE ED ELASTICHE DEI MATERIALI.....	28
CAPITOLO II: <i>Il Modello Elettrosismico</i>	30
CAPITOLO III: <i>Misure di laboratorio</i>	38
INTRODUZIONE.....	38
3.1 PROCEDURE SPERIMENTALI.....	38
3.1.1 Metodi di misura delle resistività.....	38
3.1.2 Metodi di misura delle velocità.....	40
3.1.3 Preparazione dei campioni e tecniche metodologiche adoperate.....	43
3.1.4 Determinazione del peso specifico dei campioni.....	50
3.2 RISULTATI SPERIMENTALI.....	51
3.2.1 Campioni ricostruiti con cemento Portland (Serie FP e FPA).....	53
3.2.2 Campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo A (Serie A 0-20).....	58

3.2.3 Campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo B (Serie B 0-20)	63
3.3 ANALISI E DISCUSSIONE DEI DATI	68
CAPITOLO IV : <i>Misure in situ</i>	84
INTRODUZIONE	84
4.1 METODOLOGIE APPLICATE	84
4.2 MARINA DI ASCEA	86
4.2.1 Inquadramento geologico	86
4.2.2 Analisi ed interpretazione dei dati	87
4.2.3 Applicazione del Modello Elettrosismico	96
4.2.4 Determinazione del peso di volume in situ	100
4.3 PIANO DI VERTEGLIA	104
4.3.1 Inquadramento geologico	104
4.3.2 Analisi ed interpretazione dei dati	105
4.3.3 Applicazione del Modello Elettrosismico	113
4.4 PINETA DI CASTELVOLTURNO	119
4.4.1 Inquadramento geologico	119
4.4.2 Analisi ed interpretazione dei dati	120
4.4.3 Applicazione del Modello Elettrosismico	128
4.5 DISCUSSIONE DEI RISULTATI	135
CONCLUSIONI	138
APPENDICE A: <i>Calcolo degli errori sulle misure di resistività e velocità</i>	145
BIBLIOGRAFIA	146

Introduzione

La ricerca e la protezione delle risorse idriche sotterranee sono aspetti che hanno assunto un ruolo di primaria importanza; infatti la sempre maggiore richiesta idrica di una società in continuo sviluppo, comporta la necessità di soddisfare i fabbisogni, nel rispetto comunque degli equilibri idrogeologici naturali.

La ricerca di una falda idrica sotterranea viene solitamente effettuata attraverso uno studio idrogeologico integrato da eventuali perforazioni di taratura; tale studio si avvale spesso di metodologie geofisiche che contribuiscono alla individuazione e delimitazione dell'acquifero.

In linea generale molte metodologie geofisiche possono contribuire alla ricerca di una "struttura idrogeologica"; sono logicamente da preferirsi quelle metodologie i cui parametri sono legati ai fattori che controllano la porosità (Φ) o che sono espressione del quantitativo d'acqua contenuto in essa, come il grado di saturazione (S_w). Le prospezioni geoelettriche e sismiche forniscono ottimi risultati in questo tipo d'indagini, in quanto i parametri che investigano dipendono dalla porosità di un ammasso roccioso e dal suo contenuto in acqua. L'uso indipendente di tali metodologie comporta, però, che la stima dei fattori che influenzano la velocità e la resistività di un determinato litotipo sia caratterizzata da un forte grado d'incertezza.

Questa tesi di dottorato si propone una ulteriore verifica dell'applicabilità del "Modello Elettrosismico" (CARRARA *et al.*, 1994), che prevede l'utilizzo di indagini geoelettriche e sismiche contemporanee, per definire con minore ambiguità porosità Φ e grado di saturazione S_w dei litotipi nel sottosuolo, correlando i valori misurati di velocità delle onde sismiche e resistività dei terreni interessati dalle indagini. Particolare attenzione è dedicata agli effetti che le argille hanno in questo tipo di indagini, anche con analisi in laboratorio su campioni ricostruiti con argille, essendo già dimostrata l'attendibilità del modello su campioni privi di argille (CARRARA *et al.*, 1999).

Nel primo capitolo sono descritti i principali risultati, riportati in bibliografia, derivanti sia da studi teorici sia da esperienze di laboratorio, che descrivono il comportamento elettrico ed elastico delle rocce, dando particolare rilievo all'influenza

che porosità, grado di saturazione e soprattutto contenuto di argille hanno sui parametri geofisici.

Nel secondo capitolo è descritto il *modello elettrosismico*, a partire dalla prima formulazione (CARRARA *et al.*, 1994) e successivamente modificato apportando un fattore correttivo, riscontrando dei primi risultati soddisfacenti su campioni di tufi, calcari e arenarie ricostruite (CARRARA *et al.*, 1999).

Nel terzo capitolo sono descritte le analisi di laboratorio effettuate per testare, in presenza di argille, l'applicazione del modello su campioni ricostruiti. E' descritta la fase di preparazione dei campioni, caratterizzati da diversa percentuale di argilla, e le metodologie applicate per le misure di resistività e velocità a diversi gradi di saturazione.

Nel quarto capitolo è descritta l'applicazione del modello in tre siti appositamente scelti: una prima area è costituita da una zona di duna costiera, quindi caratterizzata da omogeneità litologica (*Marina d Ascea*); la seconda area è costituita da una conca endoreica riempita da prodotti piroclastici e fluvio-lacustri, con un basamento costituito da una successione carbonatica (*Piano di Verteglia*); ed infine la terza area è costituita da una piana alluvionale, caratterizzata da un'alternanza di porzioni superficiali limo-argillose, seguite da strati sabbiosi e piroclastiti rimaneggiate (*Pineta di Castel Volturno*).

Infine, un'accurata analisi dei dati ottenuti sia mediante le analisi di laboratorio che mediante le indagini in situ consente di individuare pregi e limiti del modello applicato e suggerimenti per possibili modifiche alla formulazione del modello.

Capitolo I

Le proprietà elettriche ed elastiche di mezzi porosi

INTRODUZIONE

Negli ultimi cinquant'anni, le ricerche che si sono effettuate per migliorare le tradizionali tecniche d'indagine per la quantificazione indiretta di parametri d'interesse idrogeologico, hanno evidenziato e studiato l'influenza di alcune proprietà fisiche (temperatura, salinità, percentuale di argille, pressione, frequenza e saturazione dei fluidi) sui parametri geofisici resistività elettrica e velocità di propagazione delle onde elastiche.

Molti sono stati i risultati sperimentali ottenuti in laboratorio per analizzare e comprendere il comportamento della resistività, ma soprattutto della velocità delle onde sismiche, su campioni posti in diverse condizioni di saturazione, nel dominio sia delle basse che delle alte frequenze.

In una prima fase, il lavoro di dottorato si è concentrato su un'accurata ricerca bibliografica volta a definire lo stato dell'arte delle conoscenze circa l'influenza della porosità delle rocce, in diverse condizioni di saturazione, e della percentuale di argilla presente, sulle proprietà elettriche e sismiche dei materiali.

1.1 PROPRIETÀ ELETTRICHE DEI MATERIALI

E' noto che le rocce naturali sono formate da minerali o associazioni di minerali che possono presentare tre tipi di conducibilità; ai fini della presente tesi di dottorato è stata presa in considerazione solo la conducibilità elettrolitica (o ionica) che dipende principalmente dalla mobilità degli ioni in soluzione. Essa caratterizza la maggior parte dei minerali formanti le rocce naturali; si tratta di minerali con cristalli a legami ionici, la cui forza, in teoria, dovrebbe superare la forza esercitata dal campo elettrico sugli ioni della struttura, per cui non può verificarsi la conduzione per movimento di ioni e gli elettroliti solidi dovrebbero considerarsi degli isolanti. In realtà, i cristalli

presentano dei difetti di struttura, ovvero delle irregolarità nella distribuzione di un piccolo numero di celle elementari all'interno di un cristallo, che possono essere originarie, cioè legate alla struttura del cristallo o a lacune reticolari (difetti di Schottky), oppure indotte termicamente, cioè uno ione, all'aumentare delle oscillazioni termiche intorno alla posizione di equilibrio, rompe i legami con gli ioni vicini e si sposta nella direzione del campo elettrico applicato (difetti di Frenkel). In questo modo, i primi difetti saranno responsabili della conducibilità a bassa temperatura (fino a 700°C), mentre i secondi saranno responsabili della conducibilità ad alta temperatura.

L'acqua che generalmente imbibisce parzialmente o totalmente i pori della roccia discioglie i composti ionici, come ad esempio NaCl e Ca(OH)_2 , che si dissociano completamente e la soluzione acquosa diventa un buon conduttore di corrente. In questo modo la soluzione ha la capacità di condurre maggiormente corrente che non la matrice solida della roccia, influenzandone il comportamento elettrico.

Se nella roccia sono presenti minerali argillosi, questi incidono profondamente soprattutto sulla resistività dei terreni in quanto, attraverso particolari interazioni con la soluzione elettrolitica, si verificano fenomeni di ionizzazione dei minerali argillosi e di conduzione superficiale.

La ionizzazione è dovuta alla particolare struttura dei minerali argillosi: la disposizione parallela di multistrati di silice e di alluminio e magnesio creano una carica negativa dovuta alla sostituzione di ioni di alluminio con quelli di silice all'interno della struttura. Per bilanciare questa parziale carica negativa, le particelle d'argilla attraggono i cationi dall'ambiente circostante; in questo modo si distribuisce sulla superficie del minerale argilloso una nuvola di cationi (BUSSIAN, 1983). Questi cationi non fanno parte della struttura cristallina dell'argilla, ma sono semplicemente trascinati dalla soluzione acquosa che la circonda e le argille possono così prendere ioni dalla soluzione e sostituirli con ioni differenti dalla loro struttura; lo scambio di ioni è funzione del tipo di minerale argilloso. Importante effetto è l'aumento della concentrazione di ioni nella soluzione nei pressi della superficie delle argille, contribuendo ad aumentare la salinità dell'acqua.

Il fenomeno della conduzione superficiale è dovuto alla concentrazione di ioni intorno ai granuli minerali che formano un doppio strato ionico, per cui la conduzione elettrica non ha luogo esclusivamente attraverso il fluido interstiziale, ma anche

tramite l'insieme di cationi che costituisce il doppio strato sopra la superficie, carica negativamente, delle lamelle argillose stesse (ILICETO, 2003).

Pertanto, la conducibilità elettrica di formazioni argillose è rappresentata dalla resistenza associata all'elettrolita libero nel volume di poro della roccia e dalla resistenza associata all'argilla, la cui conducibilità nasce dai cationi di scambio che probabilmente si sono originati dalle imperfezioni del reticolo (BUSSIAN, 1983).

In tali condizioni la resistività misurata della formazione è inferiore a quella che si avrebbe in assenza di minerali argillosi; tale eccesso di conducibilità è funzione del tipo di argilla, percentuale di argilla e salinità dell'acqua.

1.1.1 Relazione tra resistività elettrica e parametri fisici di una formazione rocciosa

I primi studi per trovare una relazione tra la resistività elettrica e i parametri fisici in una formazione rocciosa furono eseguiti da Archie nel 1942.

Questi mette in relazione la resistività di una formazione rocciosa ed il suo contenuto d'acqua mediante una funzione empirica, nel tempo modificata e oggi largamente utilizzata, valida in condizioni di completa saturazione. La relazione, così come riportata in KELLER & FRISCHKNECHT (1966), è espressa mediante l'equazione I.1:

$$\rho = a\Phi^{-m}\rho_w \quad (I.1)$$

dove ρ è la resistività della roccia, ρ_w è la resistività dell'acqua che la imbibisce, espresse in Ωm , Φ è la porosità efficace, espressa in percentuale, a ed m sono dei parametri adimensionali sperimentalmente determinati.

Tale equazione esprime una correlazione inversa tra la resistività di una roccia satura e la sua porosità, caratterizzata da una riduzione della resistività al crescere della porosità. La resistività ρ_w della soluzione acquosa, ad una data temperatura, è funzione inversa della salinità, ossia della concentrazione in essa di ioni, che ne aumentano la conducibilità; inoltre, per una data salinità, essa è anche funzione inversa della temperatura, che, facendo diminuire la viscosità del fluido, incrementa la mobilità degli ioni (fig. 1.1).

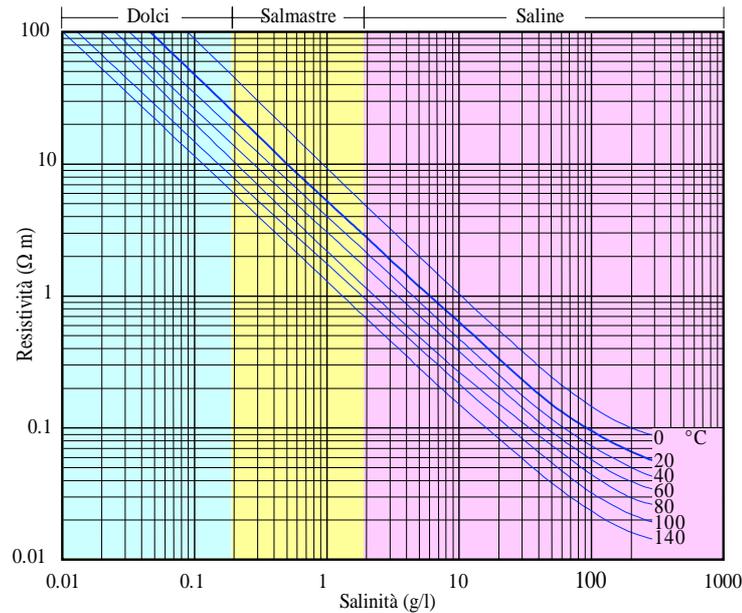


Fig. 1.1 – Resistività di soluzioni di NaCl in funzione della concentrazione e della temperatura (modificato da KELLER & FRISHKNECHT, 1966).

La validità della relazione empirica di Archie è però limitata dall'assunzione che nella formazione rocciosa considerata non siano presenti minerali argillosi. In tali condizioni il rapporto ρ/ρ_w è costante e indicato con F ("fattore di formazione"), per cui l'equazione I.1 diventa:

$$F = a\Phi^{-m} \quad (\text{I.2})$$

dove a dipende dal tipo di porosità, ovvero dalla tortuosità delle vie d'interconnessione tra i pori, ed è variabile nel range $0.5 \leq a \leq 2.5$, ed m dipende dal grado di cementazione e variabile nel range $1.3 \leq m \leq 2.5$. Noti questi parametri, la relazione di Archie consente di determinare la porosità di una formazione rocciosa satura misurando la resistività della roccia e la resistività dell'acqua in essa contenuta.

Se nella roccia sono presenti minerali argillosi, sia in forma di granuli dispersi, sia in forma di sottili intercalazioni, essi, come già detto, partecipano al processo di conduzione; per questo alla conducibilità dovuta alla presenza d'acqua va aggiunta anche quella dovuta alla presenza di argilla. WINSAUER & MCCARDELL (1953) modificano l'equazione di Archie introducendo un termine aggiuntivo X , espresso in percentuale, che tiene conto dell'eccesso di conducibilità dovuto ai minerali argillosi; pertanto in formazioni sabbioso-argillose, modellizzando la roccia in modo che le fasi che la costituiscono possano essere considerate come resistori in parallelo, si ha:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{F} \left\{ \frac{1}{\rho_w} + X \right\} \quad (I.3)$$

In tali condizioni la resistività misurata della formazione rocciosa è inferiore a quella che si avrebbe in assenza di minerali argillosi, di conseguenza il fattore di formazione definito da Archie non è più costante. In questo caso, al variare della resistività dell'elettrolita ρ_w che occupa i pori della roccia, e quindi al variare della resistività complessiva ρ , il rapporto ρ/ρ_w definisce un "fattore di formazione apparente" (F_a), che è tanto minore di F quanto maggiori sono gli effetti prodotti dai minerali argillosi. Tali effetti sono tanto più marcati quanto maggiore è la resistività dell'elettrolita. In figura 1.2 sono mostrate le correlazioni tra il rapporto F_a/F e la resistività dell'elettrolita ρ_w per quattro campioni con diverso contenuto argilloso.

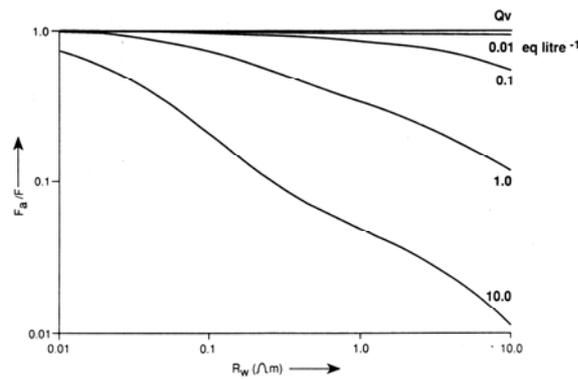


Fig. 1.2 - Variazione di F_a/F in funzione di R_w per quattro specifici valori di Q_v (in $\text{equiv} \cdot \text{l}^{-1}$), in accordo con il modello petrofisico ipotizzato (da WORTHINGTON, 1993).

Si nota che per ciascuna correlazione esiste un valore critico di ρ_w al di sotto del quale F_a è molto prossimo a F , ossia $F_a/F \geq 0.95$, e gli effetti argillosi sono trascurabili; al di sopra di tale valore, F_a decresce per il manifestarsi degli effetti argillosi e, qualora venissero ignorati, i valori di porosità ottenuti dall'equazione di Archie sarebbero affetti da notevoli errori.

Considerando che in rocce contenenti argilla $\rho/\rho_w = F_a$, l'equazione I.3 diventa:

$$F_a = F(1 + X\rho_w)^{-1} \quad (I.4)$$

Quando il prodotto $X\rho_w$ è molto piccolo, il valore di F_a si approssima ad F e gli effetti argillosi sono trascurabili.

WAXMAN & SMITS (1968) esplicitano quest'ultima equazione in funzione dello scambio cationico:

$$F_a = F(1 + BQ_v \rho_w)^{-1} \quad (I.5)$$

dove Q_v è la capacità di scambio cationico per unità di volume dei pori della roccia, espressa in *equiv l⁻¹*, B è la conducibilità equivalente dei cationi di scambio, espressa in $\Omega^{-1}m^{-1} \cdot equivl^{-1}$, e il prodotto BQ_v rappresenta la conducibilità in eccesso associata agli effetti argillosi.

WORTHINGTON (1993) mette in evidenza, anche sulla base delle ricerche di WAXMAN & SMITS (1968), che la presenza di argilla può incidere fortemente sui parametri “ a ” e “ m ” della relazione di Archie, comunemente indicati rispettivamente come indice di tortuosità e grado di cementazione.

Egli correla la quantità Q_v alla porosità mediante una funzione inversa, valida quando il contenuto argilloso è costante all’interno di una formazione rocciosa satura:

$$\log Q_v = -3.56 - 2.74 \log \Phi \quad (I.6)$$

L’equazione mostra che una formazione può essere considerata libera da effetti argillosi se presenta alta porosità, mentre effetti argillosi sempre più influenti sul comportamento elettrico si hanno per bassa porosità. Ne consegue che il rapporto ρ/ρ_w corrisponde ad F ad alta porosità, ossia quando Q_v è piccolo, ma corrisponde ad F_a a bassa porosità, ossia quando elevati valori di Q_v sono indicativi di condizioni argillose. Tali correlazioni sono mostrate in figura 1.3 che confronta l’andamento bilogarithmico di F in funzione di Φ con quello di ρ/ρ_w al variare di Φ per tre diversi valori di ρ_w .

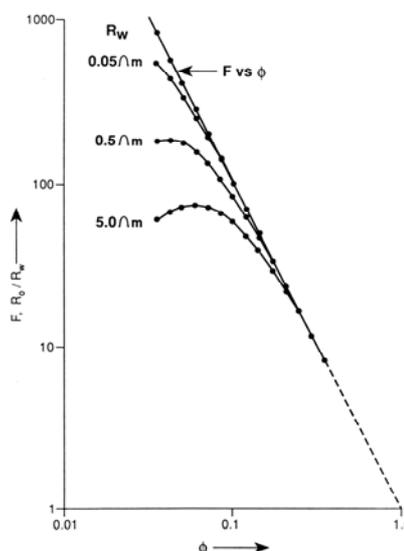


Fig. 1.3 – Diagramma bilogarithmico di F in funzione di Φ e di ρ/ρ_w al variare di Φ per tre specifici valori di ρ_w (in Ωm), in accordo con il modello petrofisico ipotizzato (da WORTHINGTON, 1993).

Si può osservare che tutti gli andamenti convergono ad elevate porosità ($\Phi > 0.2$ circa) in un trend lineare rappresentabile mediante l'equazione di Archie e quindi la formazione può essere considerata priva d'argilla. Al decrescere di Φ le curve ρ/ρ_w divergono dall'andamento lineare tanto più quanto maggiore è la resistività dell'elettrolita e il rapporto ρ/ρ_w equivale ad F_a .

Si osserva inoltre che le tre curve presentano un gradiente variabile che coincide con l'esponente m di Archie solo quando prevalgono le condizioni di assenza d'argilla e che assume valori positivi di m quando il gradiente di F in funzione di Φ è negativo e valori negativi quando il gradiente è positivo. I valori negativi di m , ossia quelli relativi alla parte di curva con gradiente positivo, sono dovuti alla conducibilità associata con il doppio strato ionico al contatto minerale argilloso – elettrolita, il cui effetto è preponderante all'aumentare di Q_v e quindi al decrescere di Φ .

1.2 PROPRIETÀ ELASTICHE DEI MATERIALI

Molte sono le variabili che influenzano i moduli elastici e quindi la velocità delle onde di compressione di rocce silicoclastiche, sedimentarie e sedimenti sabbioso-argillosi.

Le prime esperienze sulla variazione delle proprietà elastiche delle rocce sono iniziate tra il 1950 e 1960. In quel periodo molti ricercatori, tra i quali WYLLIE, GREGORY & GARDNER (1956, 1958, 1962, 1963), hanno studiato le variazioni della velocità delle onde elastiche in funzione di saturazione, porosità e pressione, rivolgendo particolare attenzione anche ai problemi inerenti l'attenuazione in tali mezzi.

La porosità è il fattore dominante che controlla la velocità nelle rocce sedimentarie. Riconoscendo questo predominio della porosità, WYLLIE *et al.* (1956) studiano le variazioni della velocità delle onde acustiche in funzione di saturazione, porosità e pressione. Questi, in un primo momento, hanno studiato l'effetto della porosità sulla velocità delle onde attraverso mezzi sintetici, costituiti da aggregati di sfere di vetro uniformi di diverso diametro, sia in condizioni secche che sature d'acqua e di fluidi salini e organici, in un range di porosità 19%-70%. Successivamente sono state effettuate misure sperimentali su campioni di rocce sedimentarie naturali per

individuare l'effetto di saturazioni variabili di acqua salata-olio e acqua salata-gas sulla velocità delle onde. I risultati hanno mostrato relazioni sperimentali tra velocità delle onde, porosità, contenuto di pori e tipo di matrice delle rocce sedimentarie, individuando così una relazione empirica tra velocità delle onde di compressione e porosità per campioni completamente saturi ed aventi una composizione mineralogica omogenea:

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_w} + \frac{1-\Phi}{V_m} \quad (I.7)$$

dove V è la velocità della roccia considerata; V_w è la velocità del fluido che ne imbibisce i pori; V_m è la velocità della matrice, espresse in m/s , e Φ è la porosità. Quando sia V_m che V_w sono fissati, la sola variabile nell'equazione è la porosità.

Tale relazione, detta "equazione di Wyllie o del tempo medio", valida per formazioni a porosità intergranulare, normalmente consolidate, non argillose e quando la saturazione è tale da non indebolire la roccia, è ricavata nell'assunzione che il tempo di percorso, per unità di lunghezza, in una roccia porosa imbevuta di fluido, è dato dalla somma delle medie dei tempi di percorso nella matrice e nel fluido (fig. 1.4).

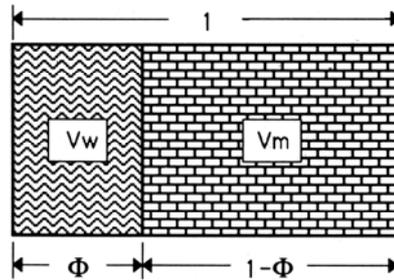


Fig. 1.4 – Schema illustrante la relazione di Wyllie: campione di lunghezza unitaria ($l=1$) con separazione ideale tra matrice e fluido; Φ porosità totale; V_w velocità del fluido; V_m velocità della matrice.

Essa prevede, quindi, che pori e granuli siano disposti in strati omogenei perpendicolari al percorso del raggio sismico, assunzione che spesso conduce a pochi accordi con gli esperimenti.

La semplicità di questa relazione è la sua virtù, ma è insufficiente in una serie di condizioni: cementazione atipica, anisotropia, pori non sferici (per esempio fratture) e fluido di poro diverso dall'acqua.

Per anni l'equazione del tempo di percorso medio di WYLLIE *et al.* (1956, 1958, 1963) è stata usata per mettere in relazione le velocità soniche di rocce sedimentarie

saturo d'acqua con la porosità. Una limitazione dell'equazione del tempo medio è che è adeguata solo per arenarie pulite in un range medio di porosità ($10\% < \Phi < 25\%$); essa viene meno a porosità maggiore di circa 0.25, con un errore che aumenta rapidamente con l'aumento di porosità (HAN *et al.*, 1986).

Un miglioramento all'equazione empirica del tempo medio di Wyllie è stata suggerito da Raymer nel 1980:

$$V_P = (1 - \Phi)^2 V_m + \Phi V_w \quad \text{per } \Phi < 0.37 \quad (\text{I.8})$$

$$\frac{1}{\rho V_P^2} = \frac{(1 - \Phi)}{\rho_m V_m^2} + \frac{\Phi}{\rho_w V_w^2} \quad \text{per } \Phi > 0.47 \quad (\text{I.9})$$

$$\frac{1}{V_P} = \frac{0.47 - \Phi}{0.10 \times V_{37}} + \frac{\Phi - 0.37}{0.10 \times V_{47}} \quad \text{per } 0.47 > \Phi > 0.37 \quad (\text{I.10})$$

dove V_{37} è calcolato dalla formula a bassa porosità per $\Phi = 0.37$ e V_{47} è calcolato dalla formula ad alta porosità per $\Phi = 0.47$ (KNACKSTEDT *et al.*, 2005).

La figura 1.5 mostra un confronto tra le velocità soniche stimate dalle due equazioni per tre diversi rapporti di minerali. In molti casi, l'equazione di Raymer produce un migliore *fitting* dei dati numerici rispetto all'equazione di Wyllie; comunque l'equazione di Raymer costantemente sottostima i dati numerici di V_P per $\Phi < 0.35$. Mentre entrambi i modelli mostrano un piccolo cambiamento nella curva V_P per $\Phi \cong 0.35 - 0.40$, il cambiamento non è così drastico come per l'equazione empirica di Raymer.

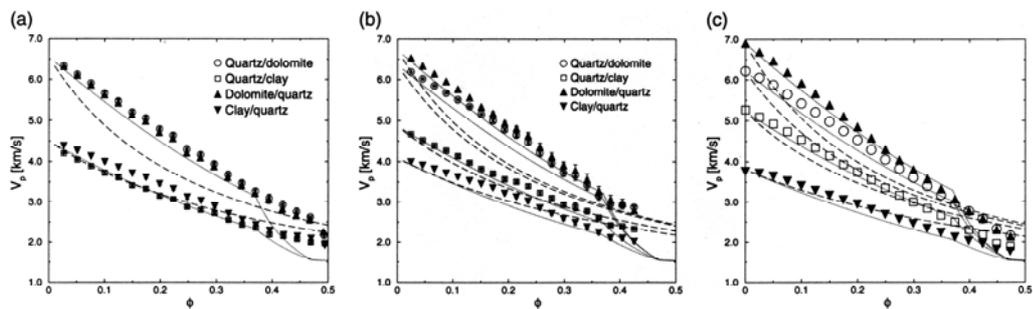


Fig. 1.5 – Confronto dei risultati delle simulazioni per sabbie limose in condizioni saturate d'acqua con le equazioni di Wyllie (linea tratteggiata) e di Raymer (linea punteggiata). I rapporti minerali sono: (a) 1:1, (b) 2:1, (c) 4:1. L'equazione di Raymer dà una migliore previsione dell'equazione di Wyllie, ma in molti casi sottostima il valore di V_P per un dato Φ (da KNACKSTEDT *et al.*, 2005).

1.2.1 Influenza delle argille sulle velocità sismiche

E' ben noto che la velocità nelle arenarie è maggiore della velocità nelle argilliti a bassa porosità (WYLLIE *et al.*, 1956), quindi un aumento nella porosità oppure nel contenuto di argilla diminuisce la velocità delle onde che attraversano il mezzo.

Le analisi petrografiche mostrano che la frazione argillosa è presente sotto forma di fibre o piani che crescono nello spazio di poro tra le particelle dei principali minerali o che sono precipitate sulla superficie dei pori, su quelle dei granuli o sulle pareti dei pori. Le particelle di argilla creano una microporosità consistente di pori più piccoli di $1\mu\text{m}$ e riducono significativamente le dimensioni dei pori.

Di conseguenza, gli autori successivi, a partire dalle teorie di base, includono sia la porosità che la frazione argillosa nelle relazioni empiriche per prevedere la velocità.

Un'ampia porzione della variazione di velocità dovuta al cambiamento del contenuto di argilla, è attribuibile alla significativa quantità di microporosità presente all'interno dei minerali argillosi (KOVALLIS *et al.*, 1984).

I risultati empirici ottenuti da TOSAYA & NUR (1982) indicano che la velocità delle onde di compressione, in rocce pienamente sature, dipende più dalla porosità che dal contenuto d'argilla, secondo l'espressione:

$$V_p = -2.4C - 8.6\Phi + 5.8 \quad (\text{I.11})$$

dove C indica la frazione in volume di argilla, Φ indica la frazione in volume dei pori e V_p è la velocità delle onde di compressione in chilometri al secondo.

KOVALLIS *et al.* (1984) confrontano la suddetta equazione empirica con quella da loro ottenuta effettuando una serie di esperimenti su campioni di arenarie poco consolidate con contenuto di argilla variabile e ai due stadi secco e saturo, individuando una relazione lineare e decrescente tra velocità, porosità e contenuto in argilla:

$$V_p = -5.7C - 9.2\Phi + 5.6 \quad (\text{I.12})$$

L'errore standard del coefficiente delle argille è 0.9 e l'errore standard del coefficiente di porosità è 0.8.

Si osserva che sia le arenarie secche che quelle sature presentano relazioni velocità-porosità-argilla simili: il coefficiente di argilla è significativamente più piccolo nell'equazione di TOSAYA & NUR (1982) che in quella di KOVALLIS *et al.*

(1984), mentre il coefficiente di porosità è solo leggermente più piccolo. I valori di V_p calcolati da entrambe le equazioni, sono approssimativamente le stesse per $\Phi = C = 0$.

La diminuzione di velocità associata all'aumento del contenuto in argilla può essere paragonata alla diminuzione in velocità associata all'aumento in porosità; infatti, l'equazione empirica mostra, allo stato secco, che l'effetto di X % di argilla aumenta allo stesso modo come se fosse aumentata la porosità di $0.62X$ %, mentre, allo stato saturo, un aumento di X % di argilla corrisponde all'aumento della porosità di $0.30X$ % approssimativamente. Ciò significa che la riduzione di velocità con l'aumentare del contenuto in argilla è dovuta ad una significativa microporosità nelle argille stesse, in quanto la riduzione di velocità con l'aumentare della porosità alla presenza di argille è maggiore di quella che ci si aspetta sulla base del solo effetto della porosità.

Si considera una teoria tri-fasica che prevede l'esistenza di due solidi (granuli di sabbia e particelle di argilla) e un fluido.

GOLDBERG & GUREVICH (1998) propongono una dipendenza in arenarie scistose delle proprietà della matrice solida sul contenuto argilloso C . Assumono che la matrice solida è un materiale composto, fatto da granuli di sabbia e particelle d'argilla, miscelate omogeneamente, formando granuli compositi.

La relazione che spiega i cambiamenti della porosità media in una roccia composita con contenuto di argilla, è stata espressa nella forma:

$$A = A_0 + A_1 C^2 \quad (\text{I.13})$$

dove A_0 e A_1 sono costanti empiriche. La densità del materiale solido della miscela sabbia non porosa / argilla è espressa nella forma:

$$\rho_s = \rho_{sand}(1-C) + \rho_{clay}C \quad (\text{I.14})$$

dove ρ_{sand} e ρ_{clay} sono rispettivamente le densità delle particelle sabbia e argilla.

MARION *et al.* (1992) effettuano esperimenti su miscele di sabbie quarzose e minerali argillosi, basandosi sul concetto di un *packing* ideale sviluppato per descrivere miscele binarie tra particelle fini e grossolane.

Dai loro studi si evince che l'influenza del contenuto di argilla su velocità e porosità dipende direttamente dalla frazione in volume di questa e dalla sua posizione nella struttura, distinguendo due casi limiti. Nel primo caso la frazione in volume di argilla (c) è inferiore alla porosità della sabbia (Φ_s), $c < \Phi_s$, come nelle sabbie limose,

in cui le particelle di argilla sono localizzate negli spazi di poro della sabbia, agendo come materiale di riempimento dei pori e causando una riduzione della porosità e un conseguente aumento della velocità all'aumentare del contenuto in argilla, a causa di un aumento dei moduli elastici del fluido. Nel secondo caso, invece, la frazione in volume di argilla è maggiore della porosità della sabbia ($c > \Phi_s$), come nei limi e nei limi sabbiosi, e le particelle di argilla si possono collocare tra i granuli di sabbia e quindi dilatare la struttura, così i granuli di sabbia diventano sospesi nella matrice argillosa. La dilatazione della struttura tenderà ad aumentare la porosità e creerà spazi di poro aggiuntivi, da essere riempiti con altra argilla, causando quindi una diminuzione della velocità all'aumentare del contenuto in argilla (fig. 1.6).

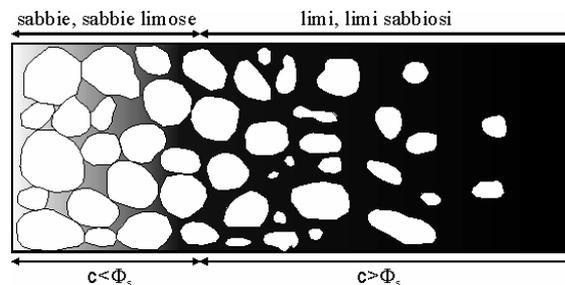


Fig. 1.6 – Diagramma della geometria della miscela sabbia-argilla usata nel modello, in cui il fattore che ha il controllo è la frazione in volume di argilla c contro la porosità della sabbia Φ_s (da MARION *et al.*, 1992).

In figura 1.7 è mostrato il risultato dei valori di porosità, in condizioni sature, in funzione della frazione in peso di argilla c , intesa come il rapporto tra la quantità di spazio di argilla secca e la quantità totale di spazio del campione secco (100g); si evidenzia l'esistenza di un minimo nella porosità che si ha quando la frazione in peso di argilla è compresa tra 20 e 40 %.

Si osserva inoltre che: (1) la posizione del minimo di porosità si sposta ad un più alto contenuto in argilla con l'aumentare della pressione confinante (da 20% di frazione in peso di argilla a 0 MPa a 40% a 50 MPa); (2) l'entità della riduzione di porosità della miscela da quella di una sabbia pura dipende dalla pressione di confine (30% di riduzione di porosità dalla porosità della sabbia pura a 0 MPa, e 55% di riduzione a 50 MPa); (3) si osservano le differenze nel comportamento di compattazione tra sabbie e argille: la sabbia mostra una piccola e regolare riduzione di porosità con la pressione (da 39% a 32% con P che varia da 0 a 50 MPa), mentre l'argilla mostra un ampio tasso

di compattazione che diminuisce con l'aumentare della pressione (da 61% a 22% con P che varia da 0 a 50 MPa).

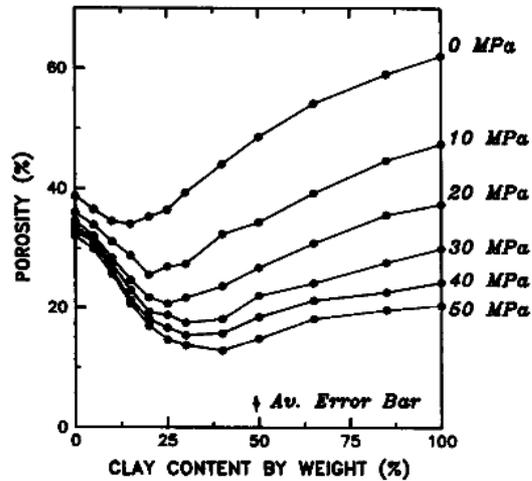


Fig. 1.7 – Variazione della porosità in funzione del contenuto in argilla in miscele sabbia-argilla sature: i dati di porosità mostrano un minimo per un contenuto in argilla c che varia tra 20 e 40%. La pressione trasla le curve verso valori più bassi di porosità e sposta il minimo verso maggiore contenuto in argilla (da MARION et al., 1992).

In figura 1.8 sono mostrati i dati di velocità delle onde P in condizioni sature. I dati di velocità in funzione del contenuto di argilla mostrano un massimo a circa il 40% di frazione argillosa. Questo picco in velocità è osservato a tutte le pressioni di confine, con uno spostamento della curva di velocità verso valori più alti di velocità con l'aumentare della pressione.

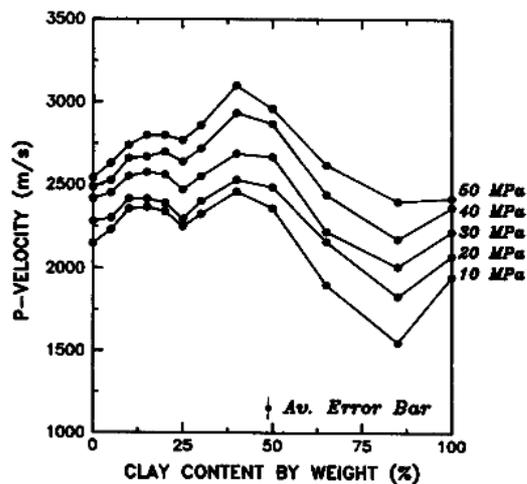


Fig. 1.8 – Variazione delle velocità delle onde P in funzione del contenuto in argilla in campioni sabbia-argilla saturi: un picco in velocità è localizzato in corrispondenza del 40% di contenuto in argilla. La velocità al picco è dal 20 al 30% maggiore per l'argilla pura o per la sabbia pura. I bassi valori di velocità per 85% di contenuto in argilla sono attribuiti ad errori di lunghezza di misura (da MARION et al., 1992).

I risultati sperimentali e da modello su miscele sabbia-argilla, mostrano un minimo di porosità e un massimo di velocità per c compreso tra 20 e 40%.

Partendo da questi autori, CARCIONE *et al.* (2000) utilizzano il modello acustico sabbia/argilla, proposto per arenarie con abbondante matrice argillosa, per esprimere le velocità sismiche come una funzione di: contenuto di argilla, porosità, saturazione, proprietà del fluido e dei granuli.

L'approccio tri-fasico di Carcione prevede una configurazione granulare diversa da quella di GOLDBERG & GUREVICH (1998): questi ultimi considerano una sola matrice solida fatta di materiale composito formato da granuli di sabbia e argilla, mentre Carcione considera due matrici solide continue e compenetranti di sabbia e argilla (fig. 1.9).

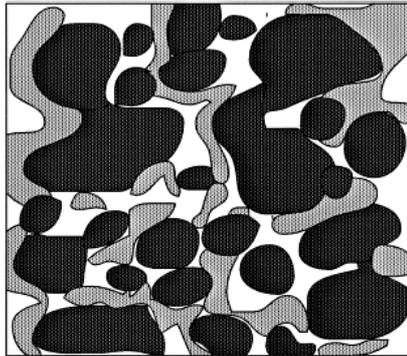


Fig. 1.9 – Compenetrazione delle matrici sabbia (grigio scuro) e argilla (grigio chiaro) che formano lo scheletro composito delle arenarie scistose (da CARCIONE *et al.*, 2000).

Si prende in considerazione la presenza di tre fasi: substrato solido, argilla e acqua e i contributi alle energie cinetica e potenziale dovuti al contatto tra granuli di sabbia e argilla. La connessione priva di attrito tra i due costituenti, può essere interpretata come se le porzioni di sabbia e di argilla fossero saldate. C'è un interscambio di energia cinetica e potenziale al contatto tra i punti, ma non dissipazione.

Una serie di indagini su rocce ha dimostrato che c'è un brusco cambiamento delle proprietà della matrice rocciosa con l'aggiunta di una piccola quantità d'argilla, attribuita al rammollimento dei cementi, rigonfiamento dell'argilla e effetti di superficie. Questi effetti causano una variazione delle proprietà fisiche delle rocce individuando quindi una diminuzione della velocità delle onde (fig. 1.10).

Ad alte frequenze, l'attenuazione rivela una maggiore dipendenza al contenuto di argilla ad alta saturazione d'acqua. Per una roccia pienamente satura ($S_w = 1$) a 1 MHz,

cioè in condizioni standard di laboratorio, l'attenuazione aumenta monotonamente con il contenuto di argilla. La presenza di argilla aumenta l'area di superficie e diminuisce la permeabilità, aumentando l'attenuazione delle onde lente; la presenza dell'onda lenta costituisce un ulteriore meccanismo di attenuazione per la veloce onda P .

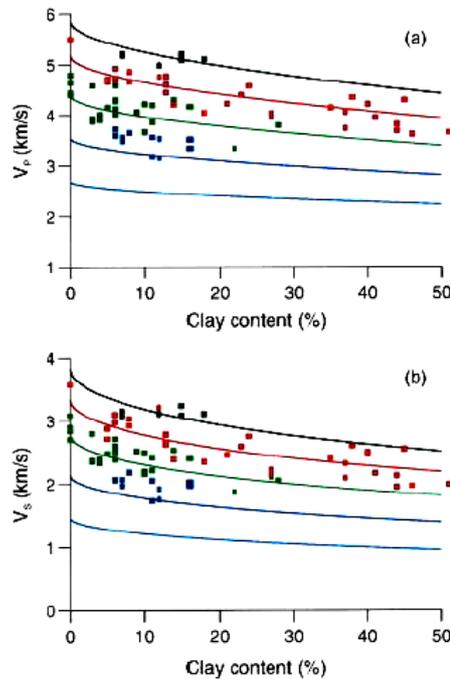


Fig. 1.10 – Velocità delle onde di compressione (a) e di taglio (b) in funzione del contenuto di argilla C per diversi valori di porosità Φ : $\Phi=0\%$ (nero); $\Phi=10\%$ (rosso); $\Phi=20\%$ (verde); $\Phi=30\%$ (blu); $\Phi=40\%$ (azzurro). La frequenza è 5 kHz (da CARCIONE *et al.*, 2000).

Tutti gli esperimenti effettuati concordano, quindi, nel dire che l'attenuazione delle onde è strettamente dipendente sia dal contenuto di argilla che dalla saturazione del fluido.

1.2.2 Influenza della porosità sulle velocità sismiche

Indagini effettuate da CASTAGNA *et al.* (1985) suggeriscono una stretta relazione delle velocità V_P e V_S con porosità e contenuto di argilla: è chiaro che il contenuto di argilla aumenta il rapporto V_P/V_S così come la porosità, ma visto che l'intervallo di variazione del contenuto in argilla può essere maggiore, il rapporto può esserne fortemente dipendente. Essi concludono che la velocità delle onde di taglio è quasi linearmente relazionata alla velocità delle onde di compressione per rocce sedimentarie silico-clastiche sature d'acqua, secondo l'equazione:

$$V_p (km/s) = 1.16V_s + 1.36 \quad (I.15)$$

A partire dagli studi di questi autori HAN *et al.* (1986) hanno effettuato una serie di misure su 75 diversi campioni di arenarie, con range di porosità variabili da 2 a 30% e range di contenuto in volume di argilla variabile da 0 a 50%. Gli esperimenti sono stati eseguiti a pressioni di confine di 40 MPa e pressioni di poro di 1.0 MPa e mostrano un'evidente diminuzione sia di V_p che di V_s all'aumentare della porosità (fig. 1.11).

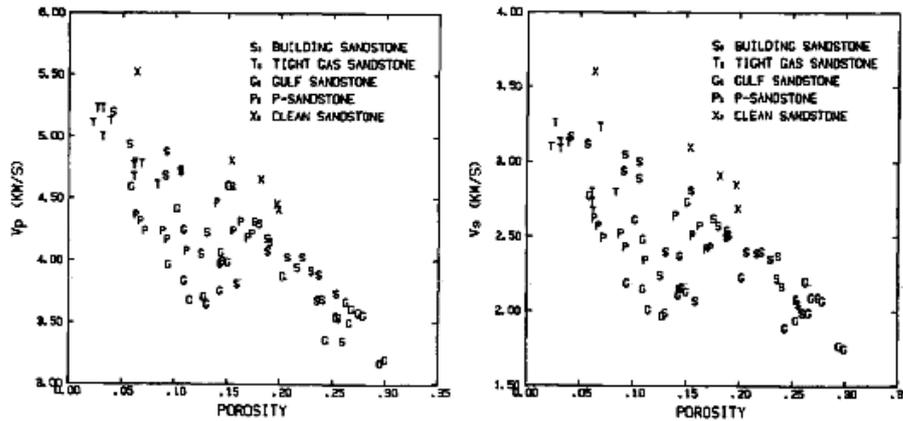


Fig. 1.11 – Velocità di compressione (a) e di taglio (b) contro porosità misurata per 75 campioni di arenarie a $P_c = 40\text{MPa}$ e $P_p = 1.0\text{MPa}$ (da HAN *et al.*, 1986).

Suggerendo delle equazioni teoriche di velocità che considerassero le influenze di porosità e contenuto in argilla, mostrano le deviazioni relative dei valori misurati dai valori previsti dall'equazione teorica proposta (fig. 1.12): si osserva un'ampia dispersione in funzione della porosità e al contrario una relazione lineare in funzione del contenuto di argilla.

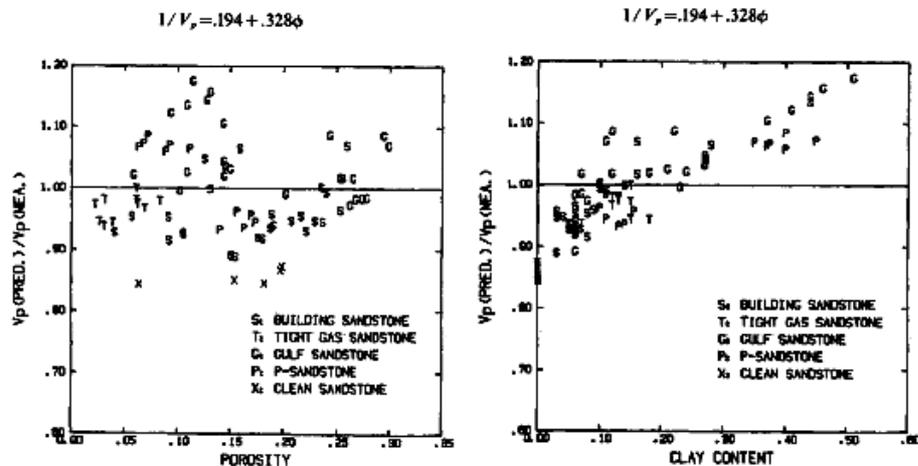


Fig. 1.12 – Dati di velocità di compressione V_p a $P_c = 40\text{MPa}$ e $P_p = 1.0\text{MPa}$ forniti dall'equazione del tempo medio. (a) Deviazioni relative contro porosità mostrano un'ampia dispersione. (b) Deviazioni relative mostrano una chiara correlazione con i contenuti in argilla (da HAN *et al.*, 1986).

La dipendenza lineare dal contenuto in argilla suggerisce che nell'applicazione dell'equazione del tempo medio di percorso dell'onda nelle arenarie limose bisogna includere necessariamente una variabile che tenga conto del contenuto di argilla.

L'equazione del tempo medio proposta, modificata per includere un termine per il contenuto d'argilla C , è:

$$1/V = B_0 - B_1\Phi - B_2C \quad (I.16)$$

I coefficienti B_0 , B_1 e B_2 possono essere interpretati come segue:

$$B_0 = 1/V_m \quad (I.17)$$

$$B_1 = (1/V_f - 1/V_m) \quad (I.18)$$

$$B_2 = (1/V_c - 1/V_m) \quad (I.19)$$

dove V_m è la velocità della matrice, V_f è la velocità del fluido e V_c è la velocità dell'argilla.

Le velocità stimate da quest'equazione però sono risultate sistematicamente maggiori di quelle misurate in un range di porosità basso ($\Phi < 7\%$) e alto ($\Phi > 25\%$), mentre in un range medio di porosità sono sottostimate (fig. 1.13).

Le equazioni lineari che meglio rappresentano le velocità delle onde sismiche, in quanto presentano uno scarto quadratico medio minimo con i dati sperimentali (rms: 2.1% e 4.3%, rispettivamente), sono state:

$$V_p (km/s) = 5.59 - 6.93\Phi - 2.18C \quad (I.20)$$

$$V_s (km/s) = 3.52 - 4.91\Phi + 1.89C \quad (I.21)$$

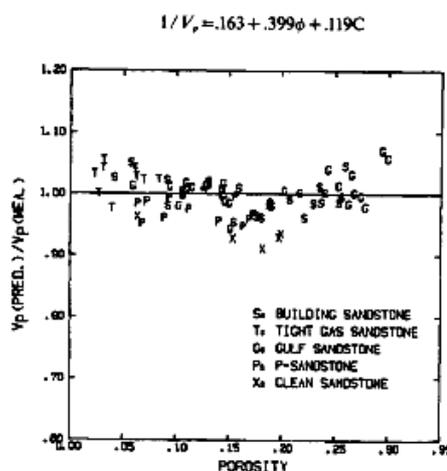


Fig. 1.13 - Dati di velocità di compressione forniti dall'equazione del tempo medio modificata con un termine del contenuto di argilla. Deviazioni relative contro porosità indicano che il modello sovrastima V_p a porosità minori del 7% e maggiori del 25%, e sottostima V_p a porosità intermedie (da HAN et al., 1986).

Di conseguenza, appare che il volume di argilla in arenarie limose consolidate è un importante parametro necessario nelle valutazioni di porosità da dati acustici e sismici. Altri parametri come geometria del poro, dimensione dei granuli, contatti dei granuli, compattazione, tipo di argilla, distribuzione di argilla e mineralogia, hanno minore influenza sulle velocità ad alte pressioni differenziali per arenarie limose sature d'acqua.

Inoltre i dati confermano la suddetta relazione lineare tra V_P e V_S di CASTAGNA *et al.* (1985), con qualche variazione nei coefficienti dell'equazione; per 75 campioni, l'equazione con la migliore retta dei minimi quadrati è:

$$V_P (km/s) = 1.26V_S + 1.07 \quad (I.22)$$

con un coefficiente di correlazione di 0.97.

KNACKSTEDT *et al.* (2003) mostrano che è possibile individuare la relazione velocità-porosità stimando le proprietà elastiche di modelli digitali di microstrutture complesse, dove la microstruttura e la mineralogia del materiale è nota e dove è possibile fare una media su un numero di campioni statisticamente identici. I dati stimati, sebbene basati su microstrutture ideali, consentono un'analisi quantitativa degli effetti della porosità e la distribuzione delle fasi minerali sulle proprietà elastiche delle rocce del modello. Tali studi preliminari delle relazioni porosità-moduli elastici erano limitati a sistemi di rocce monomineraliche (“pulite”), successivamente si sono considerate arenarie spesso contenenti altri minerali oltre il quarzo (per esempio argilla), che possono influenzare le proprietà elastiche (KNACKSTEDT *et al.*, 2005).

Essi considerano due modelli di distribuzione di arenarie cementate, composte da due o più fasi minerali (argilla, quarzo e dolomite): un primo modello dove i granuli di cemento sono distribuiti strutturalmente e un secondo modello, dove la fase cemento si sviluppa uniformemente sull'interfaccia sabbia/poro. Individuano che, per tutte le porosità, la scelta del modello microstrutturale per la cementazione ha un effetto minimo sulla relazione risultante porosità-moduli; tale effetto è invece coerente con i modelli precedentemente proposti che ignorano la distribuzione della fase argilla. Gli accordi delle previsioni con i set di dati sperimentali per arenarie consolidate contenenti argilla sono incoraggianti.

Il metodo predittivo proposto produce stime per V_P e V_S che hanno uno stesso grado di accuratezza dello scarto quadratico medio dei dati misurati da HAN *et al.*

(1986); questo evidenzia il potenziale del metodo predittivo proposto per produrre accurate stime per le relazioni velocità/porosità in arenarie sia pulite che limose.

1.2.3 Influenza della saturazione e fenomeni di attenuazione delle velocità sismiche

Le velocità mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione d'acqua, seguita da un forte aumento a saturazione completa (LIU & RECTOR, 2001).

Si è osservato che per saturazioni parziali la velocità delle onde P è inferiore a quella ottenibile alla massima saturazione, ma nel contempo è inferiore anche a quella che si ottiene per gli stati secchi. Tale comportamento è attribuito al fatto che i moduli elastici sembrano essere indipendenti dalla saturazione nel range di 2-70%, infatti, in tal campo, è la densità del sistema a giocare un ruolo determinante, ed essa aumenta con la saturazione comportando un debole decremento della velocità. Per saturazioni elevate ($> 70%$) è l'incompressibilità dell'acqua che gioca un ruolo predominante: essa tende ad irrigidire il mezzo e quindi ad aumentare la velocità.

L'attenuazione mostra un aumento monotono all'aumentare della saturazione d'acqua, seguito da una brusca caduta a saturazione completa (fig. 1.14).

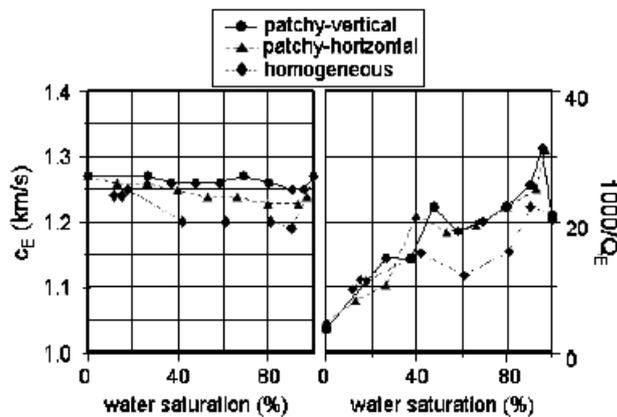


Fig. 1.14 – Velocità delle onde di compressione (a sinistra) e attenuazione (a destra) a 3 kHz per un range di saturazioni d'acqua e per tre tipi di saturazione di gas: omogeneo, a patch orizzontali e patch verticali (da LIU & RECTOR, 2001).

In presenza di un'irregolare distribuzione del fluido nello spazio di poro implica un'eterogeneità nella saturazione; in questo caso il materiale possiede una saturazione normalmente denominata "patchy".

La velocità dell'onda e l'attenuazione sono sostanzialmente influenzate dalla presenza di saturazione parziale (patchy), funzione della dimensione delle sacche di gas, della frequenza e della permeabilità.

L'effetto di una parziale saturazione sulla velocità e l'attenuazione dipendono dal range di frequenza: mentre l'attenuazione in rocce anidre è trascurabile e indipendente dalla frequenza, al contrario essa diventa dipendente dalla frequenza quando un fluido è introdotto nel mezzo a causa di dissipazioni viscosse.

L'attenuazione è anche funzione della pressione: in rocce sature, a basse pressioni di confine, gli alti valori di attenuazione osservati sono causati dall'interazione tra il fluido di poro e le microfrazture aperte nella struttura della roccia; ad alte pressioni di confine, le microfrazture sono chiuse e i valori di attenuazione sono considerevolmente piccoli (KLIMENTOS & MCCANN, 1990).

Due meccanismi sono stati proposti per spiegare la forte attenuazione delle onde in rocce saturate da fluidi, attribuita ad interazione viscosa tra lo scheletro solido della roccia e il fluido di poro:

- a. il primo meccanismo è quello di Biot, che considera gli effetti di perdite viscosse dovute al moto relativo a grande scala tra la fase fluida e lo scheletro solido, importante a frequenze ultrasoniche (BIOT, 1956, 1962). Tale meccanismo, secondo la teoria di Biot, ha luogo in presenza di campioni altamente permeabili e in campi di frequenza compresi tra 50 kHz e 1 MHz, mentre è trascurabile su campioni con permeabilità media e alle frequenze sismiche. Biot calcola velocità e attenuazione, prevedendo l'esistenza di tre tipi di onde di massa: due di compressione (di cui la prima fortemente attenuata, simile ad un'onda di diffusione, e la seconda che viaggia a bassissima attenuazione) e una di taglio.
- b. il secondo considera la perdita di energia risultante dal flusso "locale" del fluido viscoso, "*squirt o squish flow*", dentro e fuori le fratture durante il passaggio dell'onda: la compressione dei granuli genera una locale pressione di poro che determina il movimento del fluido all'interno dei pori. In condizioni di totale saturazione il liquido interstiziale offre resistenza dovuta alla sua bassa compressibilità; in tal modo bassi gradienti di pressione sono generati all'interno del mezzo poroso e l'attenuazione

risulta bassa. In condizioni di parziale saturazione la mistura acqua/gas è altamente compressibile per cui l'attenuazione è più elevata.

Dati sperimentali raccolti da KLIMENTOS & MCCANN (1990) dimostrano una forte correlazione tra il coefficiente di attenuazione e il contenuto di argilla intra-poro: una piccola quantità di argilla può attenuare in modo significativo le onde di compressione (fig. 1 15), portando a moduli elastici più bassi e velocità ridotte, individuando la seguente relazione lineare tra attenuazione delle onde di compressione (α_p , dB/cm), contenuto di argilla (V_{cl} , %) e porosità (Φ , %) a 1 MHz e a 40 MPa di pressione confinante, in una sequenza di sabbie limose sature di fluido:

$$\alpha_p = 0.0315\Phi + 0.241V_{cl} - 0.132 \quad (I.23)$$

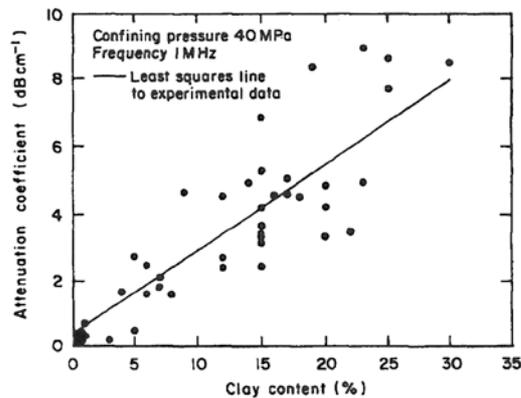


Fig. 1.15 – Coefficiente di attenuazione contro contenuto in argilla per i 42 campioni (da KLIMENTOS & MCCANN, 1990).

E' ragionevole supporre che la variazione lineare dell'attenuazione delle onde di compressione con il contenuto di argilla ha origine dall'interazione viscosa tra il fluido di poro e le particelle di argilla.

L'attenuazione risulta anche una funzione della permeabilità, in quanto legata al contenuto di argilla: bassa permeabilità è associata ad alto contenuto in argilla e viceversa. Questi dati sono confermati dalle osservazioni di KEIR *et al.* (1978) che studiano l'influenza della caolinite sulla permeabilità delle arenarie.

Le relazioni permeabilità/attenuazione possono essere riassunte come segue:

- 1) l'attenuazione delle rocce con bassa permeabilità, causata da bassa porosità/piccoli pori, è bassa;
- 2) l'attenuazione delle rocce con bassa permeabilità, causata da argilla che riempie i pori, può essere alta;

- 3) l'attenuazione delle rocce con media permeabilità, causata da media porosità e pori puliti, è veramente bassa;
- 4) l'attenuazione delle rocce con permeabilità molto alta può essere abbastanza alta.

1.3 INFLUENZA DELLE ARGILLE SULLE PROPRIETÀ ELETTRICHE ED ELASTICHE DEI MATERIALI

Quanto esposto nei precedenti paragrafi tenta di dare un quadro generale sul comportamento dei parametri geofisici, quali resistività e velocità, al variare dei parametri fisici, quali porosità e grado di saturazione, e soprattutto al variare del contenuto in argille.

E' noto che la presenza di minerali argillosi in una roccia influenza la resistività dei terreni in quanto, attraverso interazioni con la soluzione elettrolitica, si verificano fenomeni di ionizzazione (BUSSIAN, 1983) e conduzione superficiale (ILICETO, 2003), dovuti allo scambio cationico che avviene sulla superficie dei minerali argillosi. Quindi, la conducibilità elettrica è rappresentata dalla resistenza associata all'elettrolita libero nel volume di poro della roccia e dalla resistenza associata all'argilla, misurando quindi valori di resistività più bassi di una roccia priva di argille.

In tali condizioni la classica equazione di Archie, che correla la resistività di una roccia satura e la sua porosità, individuando una riduzione della resistività al crescere della porosità, risulta inadeguata perché non considera gli effetti argillosi. Ad essa sono state apportate delle modifiche che considerassero la conducibilità aggiuntiva dovuta alla presenza di argilla (WINSAUER & MCCARDELL, 1953; WAXMAN & SMITS, 1968; e WORTHINGTON, 1993). L'equazione corretta da Worthington nel 1993 mostra che una formazione può essere considerata libera da effetti argillosi se presenta alta porosità (>25%), mentre effetti argillosi sempre più influenti sul comportamento elettrico si hanno per porosità decrescenti.

La porosità costituisce il fattore dominante che controlla la velocità; l'equazione base che relaziona porosità e velocità, per formazioni omogenee, sature e prive di minerali argillosi, è quella di Wyllie (WYLLIE *et al.*, 1956), risultando però troppo semplicistica e applicabile solo a rocce a bassa porosità. Di conseguenza, autori

successivi, a partire dalle teorie di base, includono sia la porosità che la frazione argillosa nelle relazioni empiriche per prevedere la velocità; la variazione di velocità dovuta al diverso contenuto di argilla è attribuibile alla significativa quantità di microporosità presente all'interno dei minerali argillosi (KOVALLIS *et al.*, 1984; TOSAYA & NUR, 1982; HAN *et al.*, 1986; GOLDBERG e GUREVICH, 1998). La diminuzione, quindi, della velocità associata all'aumento del contenuto in argilla può essere paragonata alla diminuzione in velocità associata all'aumento in porosità. Studi effettuati da MARION *et al.* (1992) hanno dimostrato che l'influenza del contenuto di argilla su velocità e porosità dipende direttamente dalla frazione in volume di questa e dalla sua posizione nella struttura, evidenziando l'esistenza di un minimo di porosità e un massimo di velocità quando la frazione in peso di argilla è compresa tra 20 e 40%.

La diminuzione della velocità delle onde è strettamente legata a variazioni delle proprietà fisiche delle rocce in seguito all'aggiunta di una piccola quantità di argilla, attribuita al rammollimento del cemento, rigonfiamento dell'argilla e effetti di superficie (CARCIONE *et al.*, 2000). Infatti, HAN *et al.* (1986) suggeriscono che le argille che bordano i granuli riducono in modo significativo il modulo di taglio, mentre ha solo una piccola influenza sul modulo d'incompressibilità.

Infine le velocità mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione d'acqua, a causa di fenomeni di attenuazione, seguita poi da un brusco aumento a saturazione completa, a causa di una brusca caduta dell'attenuazione in quanto, oltre il 70% di saturazione, l'incompressibilità dell'acqua assume un ruolo predominante, determinando l'irrigidimento del mezzo e quindi l'aumento di velocità (LIU & RECTOR, 2001).

CAPITOLO II

Il Modello Elettrosismico

Il “*Modello Elettrosismico*” è una modellizzazione del terreno realizzata da CARRARA *et al.* (1994,1999) che consente il calcolo di due parametri fisico-volumetrici di interesse idrogeologico, porosità (Φ) e grado di saturazione (S_w), attraverso la misura contemporanea dei parametri geofisici di resistività elettrica (ρ) e velocità delle onde elastiche (V).

La scelta di utilizzare entrambe le metodologie geofisiche e di interpretare i dati in maniera congiunta è finalizzata a ridurre al minimo il grado di incertezza nell’individuazione di orizzonti idrogeologicamente (ma non solo) produttivi, ma soprattutto nella valutazione della loro porosità e grado di saturazione.

Il modello prende in considerazione il Volume Elementare di Riferimento (VER), cioè il volume più piccolo possibile affinché le leggi fisiche dei mezzi porosi mantengano la loro validità (BERETTA, 1993); l’introduzione di tale concetto consente di estendere le proprietà medie del VER all’intero volume di roccia.

Il modello definisce un ammasso roccioso come un mezzo plurifasico costituito da fasi solide, matrice o aggregati di minerali e argilla, e fasi fluide, acqua e/o soluzione salina e aria; le fasi, casualmente distribuite, presentano proprietà elettriche ed elastiche differenti e condizionano, secondo la loro percentuale, i parametri geofisici (fig. 2.1).

Riguardo alle proprietà elettriche, le quattro fasi possono essere considerate come resistori in parallelo, così che ciascun elemento unitario contiene una conducibilità totale data da:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{(1-\Phi)(1-P_{cl})}{\rho_m} + \frac{P_{cl}(1-\Phi)}{\rho_{cl}} + \frac{\Phi \cdot S_w}{\rho_w} + \frac{\Phi \cdot (1-S_w)}{\rho_a} \quad (\text{II.1})$$

dove ρ , ρ_m , ρ_{cl} , ρ_w , ρ_a sono le resistività delle quattro fasi, espresse in Ωm , Φ è la porosità totale, S_w il grado di saturazione e P_{cl} la percentuale di argilla contenuta nella parte solida. Indicando con Φ la percentuale dei vuoti sul totale, la quantità $(1-\Phi)$

rappresenta la percentuale di solido sul totale. Se una parte dei vuoti è occupata da acqua, la quantità ΦS_w rappresenta la percentuale di acqua sul totale, mentre $\Phi(1-S_w)$ sarà la rimanente percentuale dei vuoti occupati da aria. Se una parte del solido è costituito da argilla, la percentuale di argilla sul totale è data da $P_{cl}(1-\Phi)$, mentre la rimanente percentuale di solido, ossia la matrice, sarà data da: $(1-\Phi)\cdot(1-P_{cl})$. Pertanto, ciascun termine dell'equazione rappresenta la conducibilità di una fase, che contribuisce alla conducibilità totale in ragione della propria percentuale volumetrica e l'intera equazione fornisce la conducibilità totale dell'ammasso roccioso.

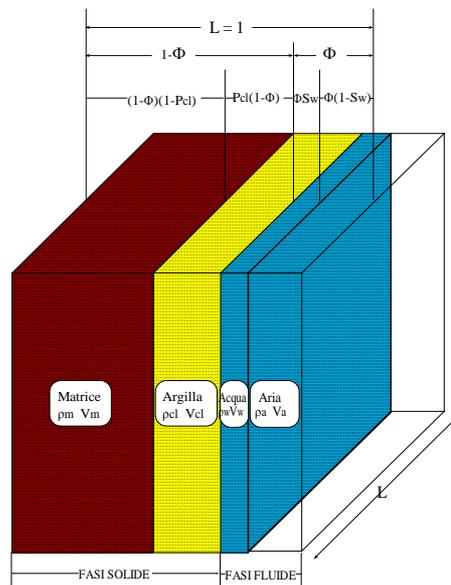


Fig. 2.1 - Volume Elementare di Riferimento (modificato da CARRARA *et al.*, 1994).

Riguardo alle proprietà elastiche, considerando le quattro fasi in serie e contigue e assumendo la velocità delle onde di compressione indipendente dalla frequenza (la dispersione può essere trascurata), il tempo di percorso dell'impulso elastico nell'elemento unitario è dato da:

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-\Phi)(1-P_{cl})}{V_m} + \frac{P_{cl}(1-\Phi)}{V_{cl}} + \frac{\Phi \cdot S_w}{V_w} + \frac{\Phi \cdot (1-S_w)}{V_a} \quad (II.2)$$

che è identica alla (II.1) con le velocità al posto delle resistività. Ciascun termine dell'equazione rappresenta il tempo che l'impulso elastico impiega a percorrere la relativa fase e l'intera equazione fornisce il tempo medio di percorso nell'ammasso roccioso, analogamente al modello del tempo medio proposto, per mezzi bifasici, da WYLLIE *et al.* (1956).

Molti parametri nelle equazioni (II.1) e (II.2) possono essere considerati noti e costanti, altri valutati attraverso un accurato studio dei dati geologico-geotecnici relativi all'area d'indagine.

Un apposito programma di calcolo utilizza le equazioni per elaborare i grafici relativi alle variazioni di ρ e V in funzione di Φ , per tutti i possibili valori di S_w , sia in assenza che in presenza di argilla (fig. 2.2).

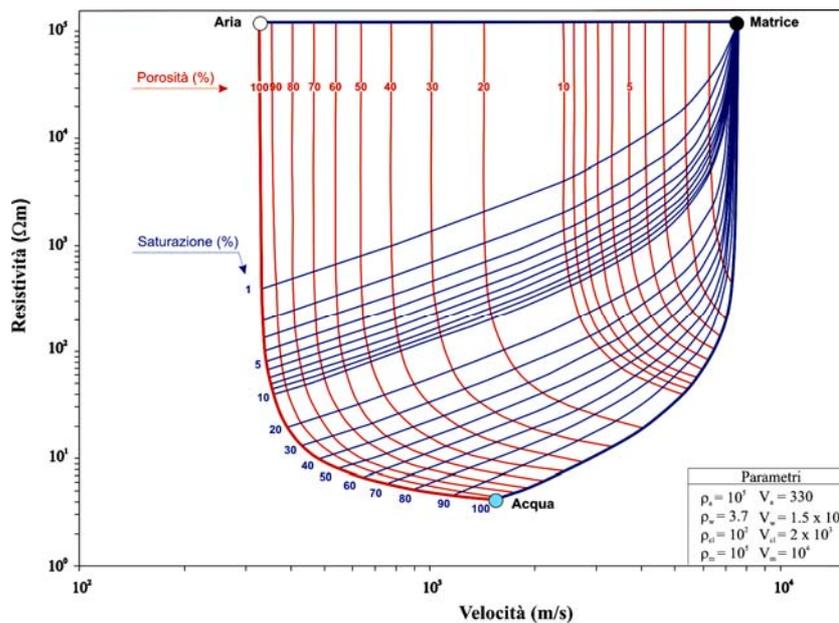


Fig. 2.2 – Diagramma del modello (modificato da CARRARA *et al.*, 1994).

I vertici del diagramma corrispondono ai valori ρ - V relativi all'aria ($\Phi = 100\%$ e $S_w = 0\%$), all'acqua ($\Phi = 100\%$ e $S_w = 100\%$) e alla matrice ($\Phi = 0\%$ e $S_w = 0\%$). La forma del diagramma viene modificata quando P_{cl} è incrementata da 0 al 100%: la crescente presenza di argilla si traduce in una riduzione dei parametri ρ e V della parte solida (Argilla+Matrice), riduzione di cui ρ risente in maniera preponderante.

I diagrammi ottenuti permettono di determinare univocamente Φ ed S_w . Riportando in essi i valori di ρ e V che competono ad un litotipo individuato, si ha una prima stima dei valori Φ ed S_w .

Come detto in CARRARA *et al.* (1994), per associare a ciascun litotipo una coppia di valori di resistività e velocità, è necessario effettuare, negli stessi siti, sondaggi elettrici e sismici contemporanei; è da sottolineare che i limiti degli orizzonti, individuati dalle interpretazioni separate dei sondaggi elettrici e sismici, non sempre o

quasi mai coincidono, poiché diverso è il modo con cui le proprietà fisico-meccaniche influenzano la resistività e la velocità delle onde di compressione. Ponendo a confronto i due modelli stratigrafici, ciascuno strato della sezione elettrica può essere suddiviso in un certo numero di strati, aventi lo stesso valore di resistività (ρ) in corrispondenza di strati con diversi valori di velocità (V) e viceversa, come mostrato in figura 2.3. In questo modo è possibile determinare una nuova sezione stratigrafica più dettagliata, detta “Sezione Elettrosismica” (SES), che attribuisce a ciascuno strato una coppia di valori (ρ, V), da utilizzare come parametri da inserire nel modello geofisico per la valutazione dei corrispondenti parametri fisici.

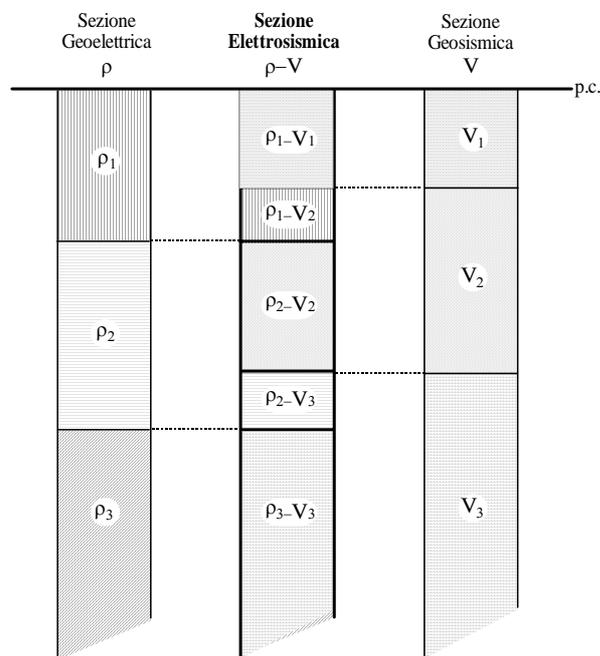


Fig. 2.3 – Costruzione di una sezione elettrosismica (modificato da CARRARA *et al.*, 1994).

Il modello originariamente proposto è stato successivamente modificato (CARRARA *et al.*, 1999), apportando una correzione alle curve teoriche, definita sulla base di numerose prove di laboratorio, effettuate su campioni con differenti litologie (arenarie, calcari, tufi gialli e tufi grigi) e su campioni ricostruiti. Tali prove hanno individuato un andamento discordante tra dati sperimentali e curve teoriche di porosità, caratterizzato da una lieve diminuzione di velocità per bassi gradi di saturazione, velocità più o meno costanti a saturazioni intermedie ed un netto incremento di velocità a saturazioni elevate (maggiore del 70%). Osservando l’andamento della porosità geotecnica, assunta come riferimento, e gli scarti tra quest’ultima e quella

fornita dal modello, per tutti i campioni analizzati, si è scelta una correzione caratterizzata da una funzione complessa (eq. II.3), a campana, in cui lo scarto tra porosità stimata per via geotecnica e porosità stimata da modello si incrementa all'aumentare della porosità fino ad un valore di essa, che si può definire critico, dopo il quale tende a diminuire (fig. 2.4).

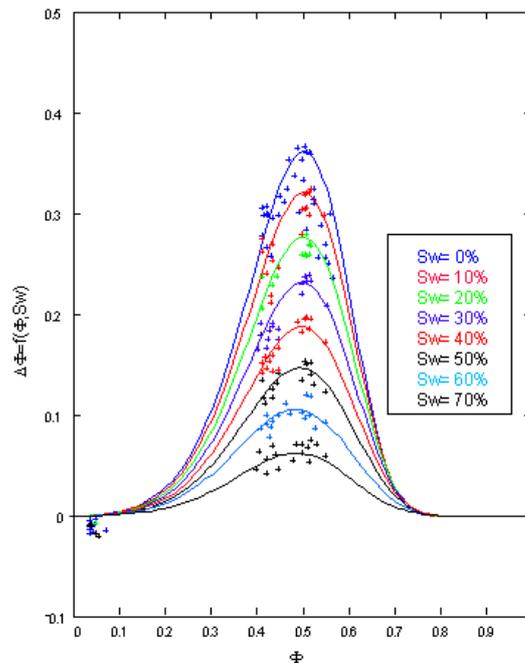


Fig. 2.4 – Andamento della funzione correttiva $\Delta\Phi$ (Φ , S_w).

La funzione “*fattore correttivo*” è stata formulata in modo da modulare diversamente l’equazione teorica in funzione della prevalenza e della tipologia delle fasi. Tale funzione presenta scarti nulli per porosità prossime allo 0% e prossime al 100% e scarti decrescenti all’aumentare della saturazione fino ad assumere valori minimi intorno al 65% di S_w . Inoltre, a parità di saturazione, deve presentare un andamento crescente fino ad una porosità critica (Φ_c) che sperimentalmente si è notata essere intorno al 50%, accettabile poiché sopra tale valore è preponderante la fase aria, seguito da un andamento decrescente all’aumentare della porosità.

$$\Delta\Phi = A \cdot 1.3 \cdot e^{-\frac{(\Phi - \Phi_c)^2}{0.09\gamma}} \quad (\text{II.3})$$

dove:

- γ è il peso specifico di un mezzo plurifasico ed è calcolato mediante la seguente equazione:

$$\gamma = (1 - \Phi)\gamma_s + \Phi \cdot S_w \cdot \gamma_w + \Phi(1 - S_w)\gamma_a \quad (\text{II.4})$$

con: γ_s il peso specifico del solido, γ_w il peso specifico dell'acqua e γ_a il peso specifico dell'aria;

- Φ_c rappresenta la porosità critica;
- A è espresso dall'equazione:

$$A = (1 - \Phi)\Phi(1 - S_w^{1 - \Phi \cdot S_w}) \quad (\text{II.5})$$

dove:

- $(1 - \Phi)$ rappresenta la percentuale della fase matrice;
- $\Phi(1 - S_w)$ rappresenta la percentuale della fase aria;
- $\Phi \cdot S_w$ rappresenta la percentuale della fase acqua;
- $(1 - \Phi) \cdot \Phi \cdot (1 - S_w)$ rappresenta la percentuale della fase aria rapportata alla percentuale della fase matrice. Tale termine tende ad avere un peso minore all'aumentare di S_w e tende ad annullarsi quando: $\Phi = 0\%$ (condizione di sola matrice), $\Phi = 100\%$ (condizione di sola aria), $S_w = 100\%$ (condizione di sola acqua).

In base alla formulazione corretta, gli abachi costruiti dall'apposito software si modificano; in figura 2.5 è riportato il confronto tra il modello iniziale e il modello dopo aver apportato la correzione.

In figura 2.6 è riportato un esempio dell'applicazione del diagramma p-V corretto su sei campioni di arenarie ricostruite (CARRARA *et al.*, 1999), mostrando che:

- ❖ l'andamento delle nuove curve teoriche di porosità è confermato dalle curve sperimentali ottenute dai dati;
- ❖ la nuova formulazione fornisce una possibile stima della porosità con uno scarto medio dai dati geotecnici uguale a 7.6%, che è prossimo all'errore relativo (6.9%) delle procedure sperimentali;
- ❖ il grado di saturazione è stimato con una differenza media dai dati geotecnici uguale a 2.8%, che rientra nei limiti dell'errore relativo.

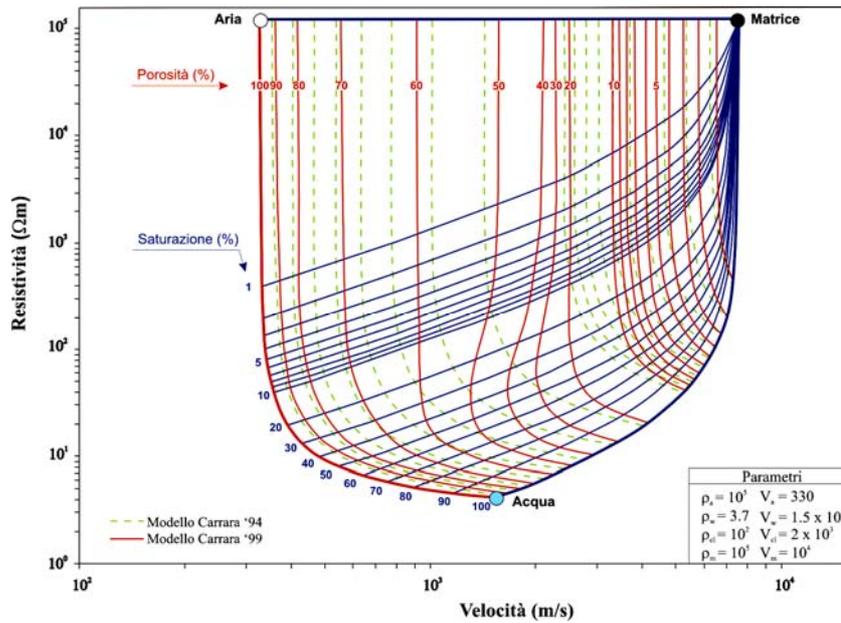


Fig. 2.5 – Confronto tra il diagramma del modello proposto da Carrara et al. nel 1994 con quello corretto nel successivo lavoro del 1999.

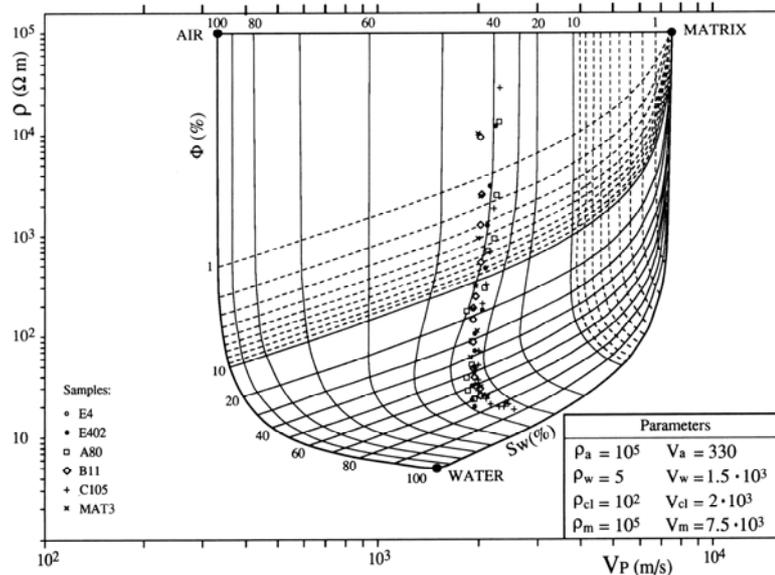


Fig. 2.6 – Diagramma ρ -V corretto con dati sperimentali di campioni di arenarie ricostruite a diversi gradi di saturazione (da CARRARA et al. , 1999).

Il modello così corretto ha fornito risultati molto soddisfacenti e può considerarsi applicabile in assenza di argilla.

Il modello iniziale (Carrara et al., 1994) considera l'argilla come porzione separata dalla matrice e la presenza di argilla si traduce in una riduzione dei parametri ρ e V della parte solida, riduzione di cui ρ risente in maniera preponderante. La figura 2.7

mostra come viene modificata la forma del diagramma al variare della percentuale di argilla da 0 al 100%.

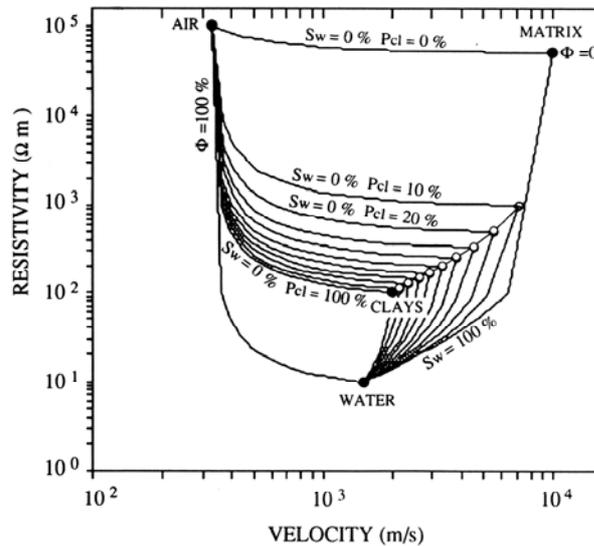


Fig. 2.7 – Diagramma ρ - V modificato in funzione della percentuale crescente di argilla. Ogni punto della curva *MATRICE – ARGILLA* rappresenta, ad intervalli del 10% di P_{cl} , come variano ρ e V per $\Phi=0\%$ (da CARRARA *et al.*, 1994).

Obiettivo di questa tesi di dottorato è verificare l'applicabilità del modello elettrosismico in situazioni geologiche ove ci sono terreni incoerenti e/o con contenuto variabile di argille. In queste situazioni si è osservato che, per le porosità riscontrate sia nelle prove di laboratorio che in situ (30-50%), la presenza di argilla non influenza in modo evidente la resistività, come descritto anche in WORTHINGTON (1993). Per quanto riguarda la velocità, in letteratura si riporta un'influenza rilevante dell'argilla per un contenuto compreso tra il 20 e il 40% (MARION *et al.*, 1992; HAN *et al.*, 1986). Visto che nei casi in esame non si è superato il 20% in peso di argilla, non è stata ritenuto necessario l'uso di diagrammi con argille proposti nel lavoro del 1994.

CAPITOLO III

Misure di laboratorio

INTRODUZIONE

Una prima fase della ricerca si è concentrata su analisi di laboratorio atte a testare il modello geofisico su campioni ricostruiti, caratterizzati da litologie omogenee sia da un punto di vista granulometrico che da un punto di vista mineralogico. Si sono, quindi, realizzati in laboratorio campioni sintetici, costituiti da sabbia e argilla, aggregati da cemento.

Le analisi sono state effettuate su campioni caratterizzati da un contenuto variabile di argilla, fino ad un massimo del 20%, allo scopo di studiare l'influenza che le disomogeneità presenti possono avere sui parametri geofisici.

In particolare, il parametro resistività dipende dalla presenza di minerali argillosi (BUSSIAN, 1983; ILICETO, 2003) che, anche se in piccole percentuali, possono rappresentare elementi contaminanti che interagiscono con la soluzione permeante e generano fenomeni di ionizzazione che influenzano la resistività. Non di meno, il parametro velocità è influenzato dalla presenza di questi minerali, diminuendo all'aumentare della loro percentuale; la variazione della velocità a causa del cambiamento nel contenuto in argille, è attribuibile alla microporosità intrinseca alle argille stesse (KOVALLIS *et al.*, 1984).

3.1 PROCEDURE SPERIMENTALI

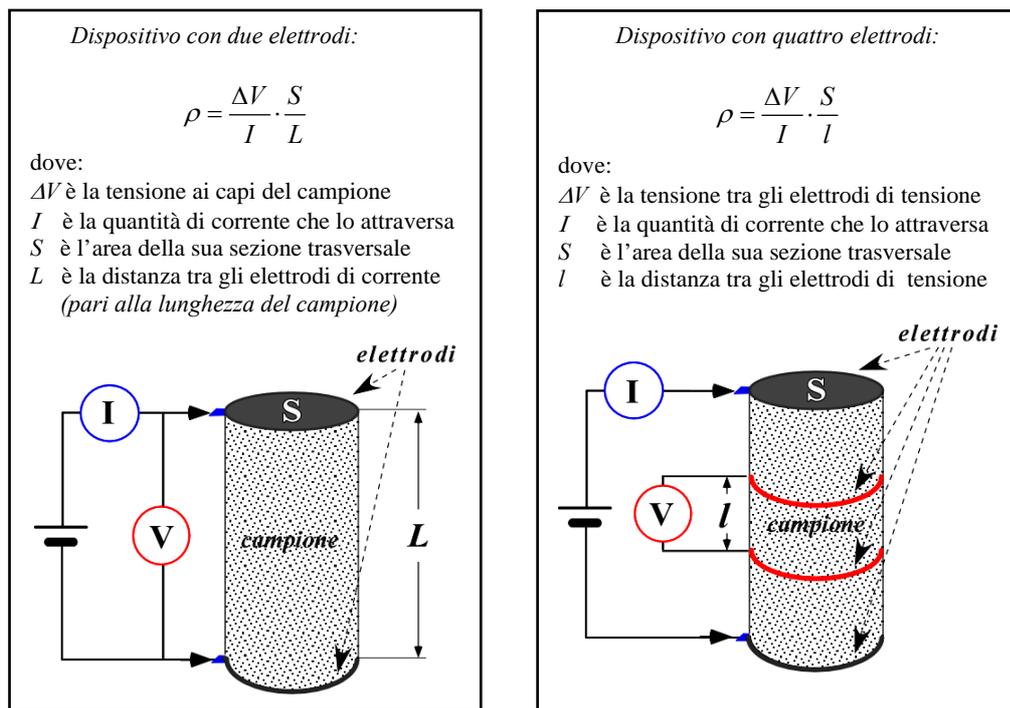
3.1.1 Metodi di misura della resistività

La *misura della resistività* viene eseguita su campioni di forma regolare e può essere effettuata sia in corrente continua che alternata a bassa frequenza, per evitare l'attenuazione del segnale elettrico che, per una data resistività del mezzo attraversato, è tanto maggiore quanto più elevata è la frequenza.

Tra i metodi che utilizzano corrente continua e più comunemente usati ci sono i metodi a due e quattro elettrodi.

La strumentazione digitale usata per la misura di resistività è composta essenzialmente da un voltmetro e da un amperometro ad elevata sensibilità, con risoluzione rispettivamente di $1\mu\text{V}$ e $1\mu\text{A}$.

Nei dispositivi a due e quattro elettrodi si calcola la resistività (ρ) nel modo seguente:



Il metodo utilizzato nelle prove in esame è il *metodo a due elettrodi*: consente di misurare l'intensità di corrente che fluisce attraverso il campione applicando agli estremi di esso una differenza di potenziale costante di 50 volt.

Per eseguire le misure di resistività su campioni in condizioni ottimali, è necessario che i campioni abbiano una forma regolare (cilindro, cubo o parallelepipedo) ed una lunghezza almeno tre volte maggiore della dimensione dei granuli o di eventuali inclusioni; per lunghezze inferiori le proprietà del campione risultano fortemente influenzate dalle caratteristiche dei singoli granuli, o degli inclusi, pertanto il valore misurato di resistività può non essere rappresentativo della roccia nel suo insieme.

La qualità delle misure eseguite è fortemente influenzata dalla resistenza che si sviluppa al contatto elettrodi-campione, pertanto è necessario migliorare il contatto interponendo una sostanza conduttiva (gel ultrasonico) tra i due elementi ed applicando agli elettrodi una pressione di 10 N/cm^2 . Per evitare fenomeni di polarizzazione e per controllare un'eventuale anisotropia del campione, s'inverte la polarità della corrente e si effettua una media dei valori misurati.

3.1.2 Metodi di misura della velocità

La *misura della velocità* di propagazione di un impulso elastico in una roccia viene eseguita utilizzando la tecnica degli ultrasuoni.

La sismica ad ultrasuoni è una tecnica non distruttiva ampiamente utilizzata per caratterizzare lo spessore, l'integrità o altre proprietà fisiche dei materiali, utilizzando onde soniche ad alta frequenza. Il range di frequenza normalmente impiegato in misure ultrasoniche non distruttive è compreso tra i 24 kHz e 50 MHz.

L'analisi ultrasonica dei materiali è basata sul semplice principio fisico per il quale ciascun'onda è influenzata dal mezzo attraverso il quale viaggia, infatti le modalità di propagazione di un impulso elastico in un materiale sono legate alle caratteristiche del materiale, ovvero alle *proprietà elastiche* e alla sua *densità*.

Pertanto, misurando con adeguata precisione, ordine del *microsecondo* (10^{-6}s), il tempo medio che l'impulso elastico impiega a percorrere un determinato materiale di dimensioni note, è possibile risalire facilmente alla velocità di propagazione, che è un parametro fisico che testimonia la "qualità" del materiale in esame. Infatti, attraverso la determinazione di velocità differenti nell'ambito dello stesso materiale, è possibile ricavare, in modo non distruttivo, informazioni sul suo stato fisico-meccanico: presenza di difetti (microfessure), impurità (inclusione di corpi estranei), caratteristiche elastiche.

La strumentazione necessaria per queste determinazioni consiste essenzialmente in un generatore di impulsi e due trasduttori che, posti alle facce estreme di un materiale da esaminare, possono fungere da trasmettitore o ricevitore. Ciascun trasduttore è costituito da materiale piezoceramico; tra i più importanti di questi materiali vanno ricordati il titanato di bario (Ba_2TiO_3), lo zirconato di piombo (PbZrO_3) e il titanato di piombo (PbTiO_3). La caratteristica di questi materiali consiste nel trasformare segnali

elettrici in vibrazioni meccaniche e viceversa. Secondo le proprie modalità costruttive (natura, forma o dimensioni), questi materiali presentano una propria frequenza caratteristica. Un opportuno impulso elettrico ad alta tensione, fornito dal generatore ultrasonico, induce il cristallo ad oscillare secondo la propria frequenza di risonanza.

La visualizzazione dell'impulso al ricevitore avviene mediante l'utilizzo di un oscilloscopio o un computer munito di un'opportuna scheda di acquisizione, che consente la misura del tempo impiegato dall'impulso elastico ad attraversare il materiale.

La scelta di coppie di trasduttori ultrasonici (trasmettitore-ricevitore) di frequenza opportuna consente di indagare su materiali con spessori differenti.

La velocità di propagazione si calcola misurando la distanza tra i due trasduttori ed il tempo richiesto dall'onda per percorrere questa distanza.

La trasmissione del segnale può avvenire attraverso la disposizione trasmettitore (T)-ricevitore (R) nel modo illustrato in figura 3.1:

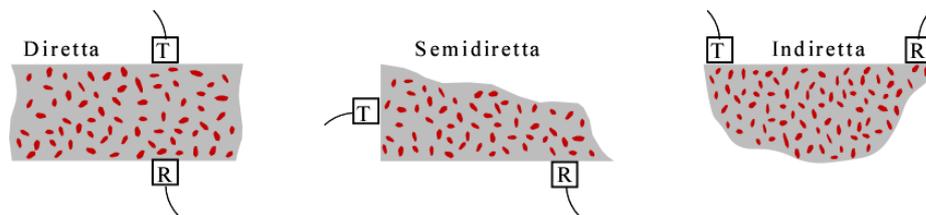


Fig. 3.1 - Tre differenti configurazioni T→R utilizzate nella trasmissione del segnale.

La disposizione utilizzata nelle indagini in esame è quella diretta, con i due trasduttori posti alle estremità dei campioni cilindrici.

Per eseguire le prove in modo ottimale, è necessario utilizzare degli accorgimenti nella preparazione dei provini: le operazioni di carotaggio, manipolazione, taglio e rettifica del campione di prova devono essere sempre eseguite in modo tale da ridurre al minimo il danneggiamento meccanico del campione; l'area della superficie di contatto del provino con ciascun trasduttore dovrebbe essere sufficientemente levigata per garantire un buon accoppiamento trasduttore-campione.

Nell'uso della tecnica ad ultrasuoni il campione deve poter essere considerato come mezzo infinito per evitare fenomeni di riflessione multipla sulle superfici laterali, pertanto la sua lunghezza L e il suo diametro d devono essere maggiori della lunghezza

d'onda λ . Il limite massimo di lunghezza d'onda (λ_{max}) in funzione delle dimensioni del campione, e quindi la frequenza minima (ν_{min}) da utilizzare, si ricavano dalla relazione:

$$\lambda_{max} = \frac{V}{\nu_{min}} \quad (III.1)$$

dove V è una velocità media o tipica del materiale.

E' noto che la propagazione di un impulso elastico nei mezzi solidi dispersivi subisce un'attenuazione (A) che è funzione della frequenza (ν); tale attenuazione è espressa dall'equazione:

$$A = B_1\nu + B_2\nu^4 \quad (III.2)$$

dove B_1 e B_2 sono delle costanti di attenuazione, espresse in nepers/cm/cicli (RAYLEIGH, 1924).

La componente proporzionale alla frequenza è dovuta all'assorbimento di energia acustica per isteresi elastica mentre la componente proporzionale alla quarta potenza della frequenza è indicativa di uno "scattering" o dispersione di energia e segue questa legge quando la taglia dei granuli che lo producono è piccola rispetto alla lunghezza d'onda (minore di $1/3 \lambda$).

A più alte frequenze, quando la lunghezza d'onda diventa comparabile con le dimensioni dei granuli, l'attenuazione non dipende più dalla quarta potenza della frequenza e la trasmissione dell'onda diventa simile ad un processo di diffusione con riflessioni multiple tra i granuli e variazioni di direzione dell'onda (*direct back-scattering*).

Per quanto detto segue che, affinché l'attenuazione sia unicamente dovuta al carattere dispersivo del mezzo e quindi espressa dalla suddetta equazione, la minima lunghezza d'onda accettabile, per un dato materiale, deve essere scelta in base alla taglia dei granuli e posta uguale a tre volte o più il loro diametro D . Di conseguenza, è possibile stabilire la massima frequenza utilizzabile (ν_{max}) corrispondente alla minima lunghezza d'onda (λ_{min}), sempre in base alla relazione precedente:

$$\lambda_{min} = \frac{V}{\nu_{max}} \quad (III.3)$$

In conclusione, per un litotipo caratterizzato da una classe granulometrica principale con un certo diametro massimo D_{max} , la scelta della frequenza dei trasduttori e quindi della lunghezza d'onda deve rispettare la semplice relazione:

$$3D_{\max} < \lambda < d \quad \text{per } d < L \quad (\text{III.4})$$

Le norme I.S.R.M. (*International Society for Rock Mechanics*, 1978) consigliano di impiegare campioni con dimensione laterale minima (normale alla direzione di propagazione dell'onda) non minore di 10 volte la lunghezza d'onda; le norme A.S.T.M. D 2845-69 (*American Society for Testing and Materials*) raccomandano 5 volte la lunghezza d'onda. Il percorso dell'impulso attraverso la roccia dovrebbe essere almeno 10 volte la dimensione media dei grani.

La trasmissione di energia può essere migliorata: levigando le facce dei provini per renderle piane e parallele (TRUELL & OATES, 1963), interponendo tra i trasduttori e le superfici piane delle estremità del campione un gel per ultrasuoni e applicando una pressione di 10 N/cm².

3.1.3 Preparazione dei campioni e tecniche metodologiche adoperate

Una prima fase della preparazione dei campioni ha richiesto una accurata analisi dei diversi tipi di sostanza cementante caratterizzata da velocità elevata e comportamento isolante.

La seconda fase ha previsto la costruzione di campioni, caratterizzati da diverse percentuali di argilla e da omogeneità granulometrica e composizionale.

I campioni sono stati realizzati miscelando sabbia, cemento (calcareo e pozzolanico) e argilla (bentonite sodica), in rapporti variabili.

Di seguito sono riportate le caratteristiche dei singoli elementi della miscela:

- sabbie di Priverno-Fossanova: caratterizzate da una composizione prevalentemente silicea (85% di Quarzo, 11% di Feldspato e 3% di Dolomite), classe granulometrica 500µm;
- cemento Portland “Ultracem” bianco: costituito da 65 ÷ 79% di clinker e 21 ÷ 35% di calcare.

La preparazione del cemento Portland prevede una fase di cottura di calcare e argille durante la quale avvengono una serie di reazioni chimiche, a partire dai 1000°C fino a 1450-1500°C, per cui il carbonato di calcio e le argille di partenza si trasformano via via in silicati di calcio e alluminati, che formano il clinker, quali: silicato tricalcico (3CaO·SiO₂ o alite), silicato dicalcico (2CaO·SiO₂ o belite), alluminato tricalcico (3CaO·Al₂O₃) e da una

fase ferrica contenente una serie di componenti a base di ossido di calcio, alluminio e ferro, l'alluminato ferrico tetracalcico ($4 \text{ CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$). L'alite e la belite, che costituiscono l'80% del clinker, generano, per reazione con l'acqua, a fianco dell'idrossido di calcio, il silicato di calcio idrato, cui è devoluta l'azione legante del cemento idrato; in particolare, l'alite si combina con il gesso semiidrato per formare l'ettringite, fino a che la quantità di gesso non è più sufficiente e forma il monosolfoalluminato. Alla fine delle reazioni per idratazione si ottiene una pasta cementizia indurita formata da idrosilicati di calcio, idrossido di calcio e monosolfoalluminato.

- cemento Pozzolatico “Duracem” tipo *A*: al clinker vengono aggiunti pozzolana e ceneri volanti nelle seguenti percentuali: 65 ÷ 89% di clinker e 11 ÷ 35% di pozzolana, ceneri volanti (che derivano dal processo di combustione proprio delle centrali termoelettriche) e costituenti secondari minori;
- cemento Pozzolatico “Duracem” tipo *B*: caratterizzato da una composizione mineralogica molto simile a quella precedentemente descritta del tipo *A*, ma essenzialmente più pozzolanica, nelle percentuali: 45 ÷ 64% di clinker e 36 ÷ 55% di pozzolana, ceneri e costituenti secondari minori;
- Bentonite Sodica: caratterizzata da una composizione mineralogica essenzialmente montmorillonitica (>85% di Montmorillonite).

La struttura della montmorillonite appare molto complessa poiché, interposti tra i suoi pacchetti di strati tetraedrici (T) e ottaedrici (O), T-O-T, presenta interstrati riempiti da molecole d'acqua, da cationi relativamente ben legati (Na^+ , Ca^{2+}) e da altri cationi con legami ionici molto deboli e quindi facilmente estraibili e scambiabili, detti *CS* o *cationi scambiabili* (fig. 3.2). Questi ultimi *cationi interstrato* sono costituiti da cationi metallici, i cui principali sono: Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Li^{1+} , Na^{1+} , K^{1+} , Rb^{1+} , Cu^{1+} . Il numero di molecole d'acqua contenuto nell'interstrato non è fisso, ma può aumentare da un numero di 12 fino ad un massimo di 24, rigonfiando così l'interstrato.

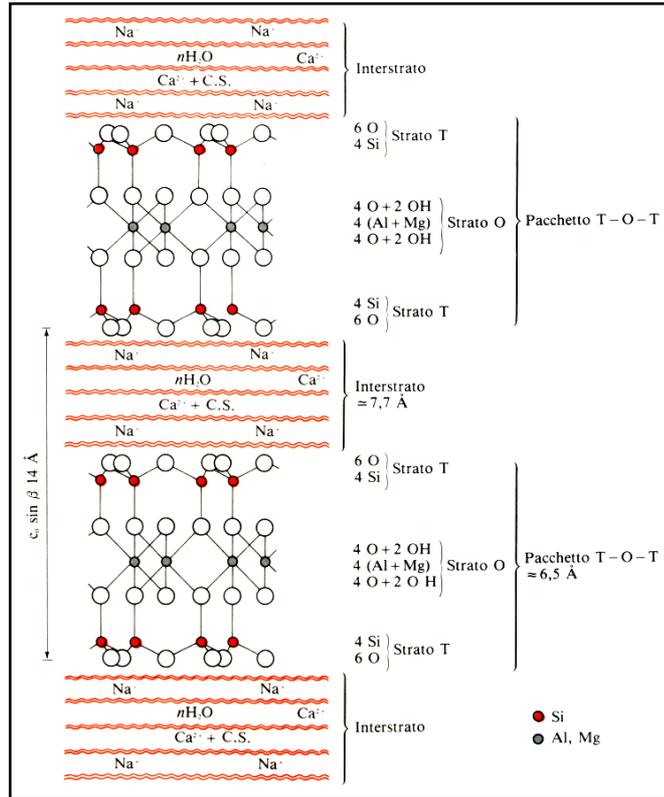


Fig. 3.2 – Descrizione della struttura della montmorillonite (da MOTTANA, 1988).

Le miscele realizzate sono state poste all'interno di appositi contenitori porta-campioni di plexiglas del diametro di 70 mm, muniti di un filtro alla base per garantire l'espulsione dell'acqua in eccesso (fig. 3.3). Le miscele sono state lasciate ivi consolidare a temperatura ambiente per 24-48 ore, avendo cura di non farle disidratare troppo velocemente per evitare la formazione di crepe nel campione; una volta essiccati, sono stati tolti dagli involucri cilindrici e sono state rese piano-parallele le basi delle carote ottenute, mediante una sega elettrica con disco diamantato dal diametro di 350mm.

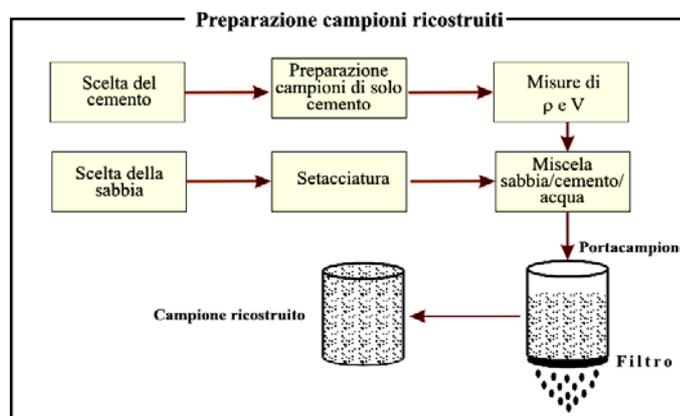


Fig. 3.3 – Diagramma descrittivo delle diverse fasi di preparazione dei campioni.

Le dimensioni delle carote ottenute rispettano le raccomandazioni delle norme A.S.T.M., per cui ciascun campione presenta un'altezza compresa tra 170-200 *mm* e un diametro di 69-70 *mm*.

I campioni sono stati sottoposti ad una doppia serie di misure di resistività e velocità, in condizioni di completa saturazione, saturazione intermedia e stato secco, allo scopo di monitorare le variazioni dei parametri geofisici al variare delle percentuali di aria e di acqua.

Lo *stato secco* è stato realizzato ponendo i campioni in forno per 24 ore ad una temperatura media di 105°C effettuando pesate successive fino a che i campioni non raggiungevano pesi costanti, e lasciandoli raffreddare per altre 24 ore, per poi effettuare la misura.

Lo *stato saturo* è stato realizzato immergendo il campione in acqua distillata sotto vuoto per 24 ore, previa deareazione dello stesso.

Osservazioni sperimentali (CADORET *et al.*, 1995) hanno evidenziato come i diversi metodi di saturazione possano influenzare la distribuzione del fluido: mentre l'imbibizione per immersione dei campioni essiccati in acqua consente di raggiungere un grado di saturazione che è funzione delle caratteristiche petrofisiche della roccia, al contrario, la tecnica dell'imbibizione per depressurizzazione consente di raggiungere il massimo della saturazione e al tempo stesso una distribuzione del fluido notevolmente più omogenea, evitando la formazione di zone a diversa umidità che creerebbero una forte attenuazione e quindi fenomeni di dispersione della velocità. Pertanto, la saturazione è stata realizzata mediante una strumentazione che consente un'imbibizione per depressurizzazione, costituita da una campana di vetro, all'interno della quale si pongono i campioni, collegata da un lato ad una pompa a vuoto, per la fase di depressurizzazione, che consente di raggiungere un vuoto di -1Atm, rilevato da un apposito manometro, e dall'altro ad un contenitore d'acqua distillata, per la fase di imbibizione post-depressurizzazione (figg. 3.4 - 3.5). Tra la campana e la pompa sono interposti dei cilindretti contenenti sostanze deumidificanti quali il gel di silice e il perclorato di magnesio ($Mg(ClO_4)_2$). La conducibilità dell'acqua saturante è stata determinata mediante un conduttivimetro "Texas Instruments HI 8033", caratterizzato da una risoluzione di 0.2 $\mu S/cm$ e un'accuratezza di $\pm 1\%$ f.s.

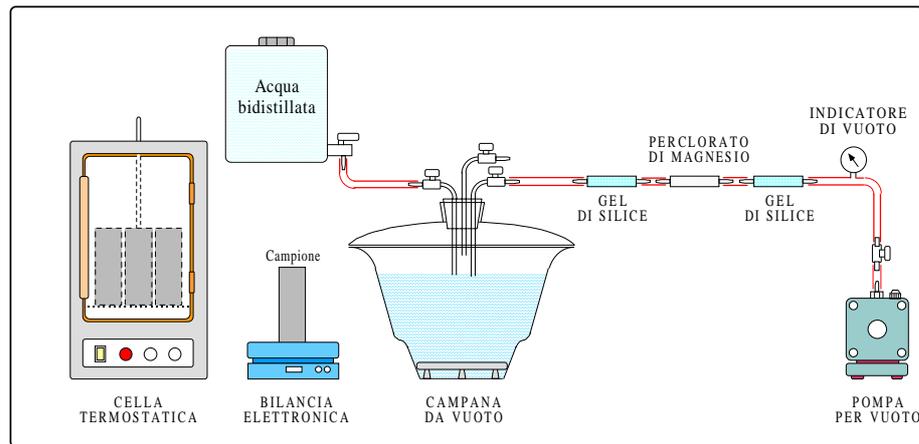


Fig. 3.4 – Schema rappresentativo della strumentazione realizzata dal Gruppo di Ricerca di Geofisica applicata alle risorse, all'ambiente e all'ingegneria civile del Dipartimento di Scienze della Terra, che consente la depressurizzazione e la saturazione dei campioni.



Fig. 3.5 – Particolare della strumentazione per la depressurizzazione e successivamente la saturazione dei campioni.

Gli *stati a saturazione intermedia* sono stati ottenuti partendo dalla saturazione massima, facendo essiccare i campioni all'aria (temperatura ambiente) ed avendo cura di capovolgerli ad intervalli di tempo regolari, per evitare, per quanto possibile, che si avesse una distribuzione zonata del quantitativo d'acqua.

Adottando per la misura della resistività (ρ) la tecnica a due elettrodi e per la misura della velocità (V) la metodologia degli ultrasuoni, utilizzando la tecnica della trasmissione del primo impulso, la catena strumentale utilizzata, illustrata in figura 3.6 e schematicamente rappresentata in figura 3.7, consente di effettuare le misure in

rapida successione dei due parametri geofisici nelle identiche condizioni, evitando così manipolazioni che possano alterare i valori dei parametri ricercati.



Fig. 3.6 – Immagine della catena strumentale per la misura contemporanea di ρ e V .

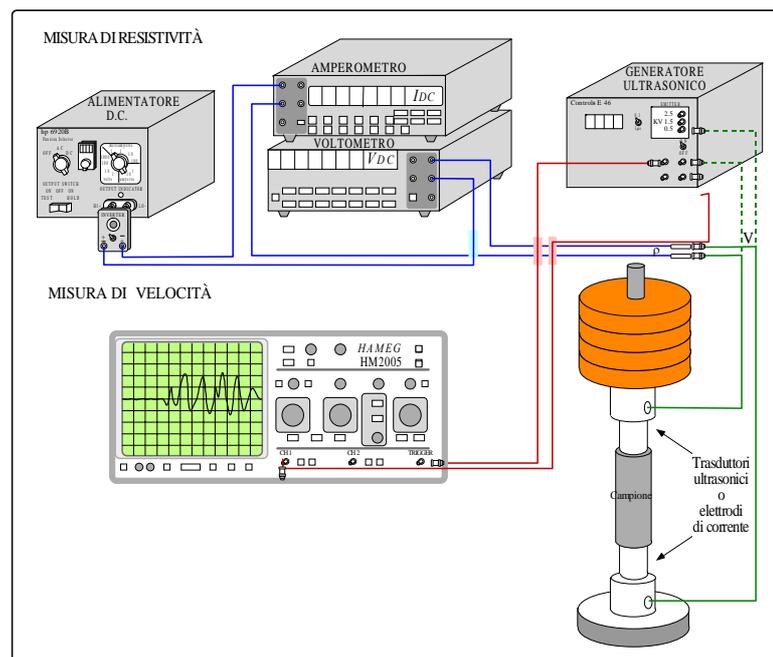


Fig. 3.7 – Schema rappresentativo della catena strumentale per la misura contemporanea di ρ e V .

Il campione viene sistemato verticalmente a *sandwich* tra due supporti di materiale isolante, dove alloggianno i trasduttori di ceramica piezoelettrica che permettono la misura della velocità; i contenitori di acciaio inox dei trasduttori fungono da elettrodi per la misura della resistività. Il contatto trasduttore-elettrodo/campione è assicurato da

un gel per ultrasuoni e da un peso di 10 N/cm^2 . Viene eseguita in un primo momento la misura della velocità e, nell'istante successivo, quella della resistività.

La strumentazione usata per la misura di ρ consiste di:

- un generatore di tensione campione HP 6920B;
- un voltmetro MULTIMETER HP 34401A, ad alta precisione ($1 \mu\text{V}$) e risoluzione di 0.0001% (1 ppm);
- un amperometro MULTIMETER FLUKE 8840A, ad alta precisione ($1 \mu\text{A}$) e accuratezza di 0.005% .

La strumentazione usata per la misura di V consiste di:

- un generatore di impulsi ultrasonico *Ultrasonic Tester E 46 CONTROLS*, in grado di emettere impulsi con una frequenza nominale di 10 impulsi/s e di ampiezza pari a $0.5 \text{ kV} - 1.5 \text{ kV} - 2.5 \text{ kV}$;
- due trasduttori caratterizzati da una frequenza centrale di risonanza di 54 kHz ; il segnale prodotto dal trasduttore-ricevitore è amplificato e trasferito ad un oscilloscopio;
- un oscilloscopio analogico HAMEG INSTRUMENTS HM 2005 da 200 MHz che visualizza il segnale prodotto dal trasduttore-ricevitore, permettendo la determinazione del tempo di primo arrivo dell'onda, espresso in μs .
- In alternativa, è stato utilizzato un computer munito di un'apposita scheda di acquisizione (PICOSCOPE ADC 200) che utilizza un convertitore analogico digitale, con risoluzione 8 bit, per raccogliere una sequenza di misure di tensione da uno o più ingressi e visualizzarli come dati tensione/tempo in una finestra tipo oscilloscopio (fig. 3.8).

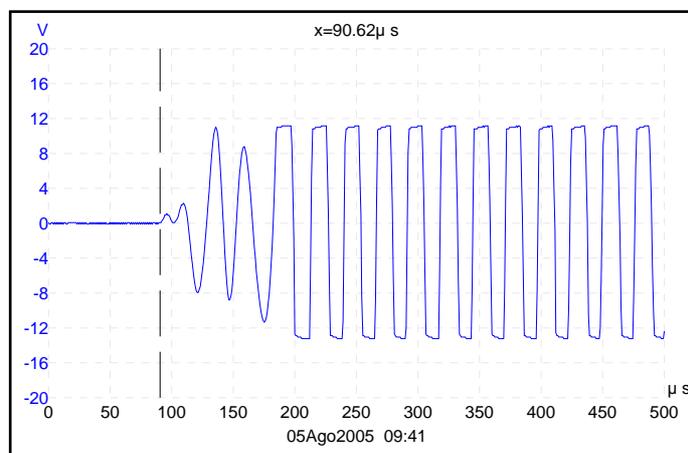


Fig. 3.8 – Esempio di acquisizione ultrasonica con scheda PICOSCOPE ADC 200.

3.1.4 Determinazione del peso specifico dei campioni

Per ciascun campione sono stati valutati, mediante metodologie geotecniche, il peso specifico dei granuli (γ_s), il peso specifico secco (γ_d) e il contenuto d'acqua (w) in modo da determinare porosità e grado di saturazione da confrontare coi valori del modello di CARRARA *et al.* (1999).

Il contenuto percentuale dei minerali presenti nella sabbia, nella bentonite e nel cemento calcareo, è stato stimato mediante analisi mineralogica degli elementi, consentendo così una stima teorica del peso specifico dei granuli, espresso in g/cm^3 , attraverso l'equazione:

$$\gamma_s = \frac{\sum \%M * \gamma_s(M)}{100} \quad (III.5)$$

dove $\%M$ è la percentuale di ogni minerale e $\gamma_s(M)$ è il suo peso specifico.

Il peso specifico reale del campione è stato, invece, definito mediante l'utilizzo di due metodologie: picnometro ad elio e con il metodo del picnometro.

Da ogni campione sono state estratte tre carotine di altezza 4-5 cm e di diametro 2.5 cm, mediante un carotiere delle apposite dimensioni; ciascuna carota è stata prima sottoposta alla determinazione del peso specifico mediante picnometro ad elio e successivamente è stata polverizzata per eseguire la misura mediante il tradizionale metodo del picnometro.

Il peso specifico secco è stato definito mediante il rapporto tra il peso del campione dopo l'essiccazione (P_d) e il suo volume geometrico (V):

$$\gamma_d = \frac{P_d}{V} \quad (III.6)$$

Conoscendo il peso specifico e il peso di volume secco, è possibile ricavare la porosità Φ mediante l'equazione:

$$\Phi(\%) = \left(1 - \frac{\gamma_d}{\gamma_s}\right) \times 100 \quad (III.7)$$

Determinando, inoltre, il contenuto d'acqua ω , definito come il rapporto percentuale tra il peso dell'acqua (P_ω) ed il peso del campione secco (P_s):

$$\omega(\%) = \frac{P_\omega}{P_s} \times 100 \quad (III.8)$$

dove P_ω è dato dalla differenza di peso tra il campione imbibito e il campione essiccato, è possibile ricavare il grado di saturazione S_ω attraverso l'equazione:

$$S_w = \frac{\omega(\%)}{\left(\frac{1}{\gamma_d} - \frac{1}{\gamma_s}\right)} \quad (\text{III.9})$$

In questo modo sono stati ottenuti, per via geotecnica, i parametri Φ e S_w , da confrontare con quelli ottenuti dal modello (CARRARA *et al.*, 1999).

3.2 RISULTATI SPERIMENTALI

I test di laboratorio, come già detto, sono stati effettuati su tre tipologie di campioni; a ciascun campione è stata assegnata una sigla indicante la percentuale di cemento o d'argilla presente, secondo lo schema di seguito riportato:

- ❖ campioni ricostruiti con cemento calcareo Portland: è stata utilizzata una sigla costituita da due lettere indicanti le iniziali del tipo di sabbia (“F”, ovvero Fossanova) e del tipo di cemento (“P”) e da un numero che indica la percentuale di cemento utilizzata (da 30 a 70%). Per i campioni contenente argilla è stata aggiunta una lettera alla sigla (“A”) per indicarne la presenza, con il corrispondente valore in percentuale (5 o 10%);
- ❖ campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo A Duracem: è stata utilizzata una sigla indicante il tipo di cemento (“A”) e la percentuale di bentonite aggiunta (da 0 a 20%);
- ❖ campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo B Duracem: come per il cemento pozzolanico tipo A, è stata utilizzata una sigla indicante il tipo di cemento (“B”) e la percentuale di bentonite aggiunta (da 0 a 20%).

In tabella 3.1 è riportato uno schema riassuntivo delle sigle utilizzate e le corrispondenti composizioni.

Le coppie di valori (ρ, V), ottenuti da misure congiunte di resistività e velocità effettuate a partire dalla completa saturazione e per i diversi stadi di saturazione, fino alla completa essiccazione, sono state inserite nel modello per stimare i corrispondenti valori di porosità e grado di saturazione.

Cemento Portland			Cemento pozzolanico tipo A			Cemento pozzolanico tipo B		
SIGLA	COMPOSIZIONE	N°	SIGLA	COMPOSIZIONE	N°	SIGLA	COMPOSIZIONE	N°
FP 30	30% cemento 70% sabbia	4	A 0	40% cemento 60% sabbia	4	B 0	40% cemento 60% sabbia	4
FP 40	40% cemento 60% sabbia	4	A 5	40% cemento 55% sabbia 5% bentonite	4	B 5	40% cemento 55% sabbia 5% bentonite	4
FP 50	50% cemento 50% sabbia	4	A 10	40% cemento 50% sabbia 10% bentonite	4	B 10	40% cemento 50% sabbia 10% bentonite	4
FP 60	60% cemento 40% sabbia	4	A 20	40% cemento 40% sabbia 20% bentonite	1	B 20	40% cemento 40% sabbia 20% bentonite	4
FP 70	70% cemento 30% sabbia	4						
FPA 5	40% cemento 55% sabbia 5% bentonite	1						
FPA 10	40% cemento 50% sabbia 10% bentonite	1						

Tab. 3.1 – Sigle, composizioni e numero di campioni ricostruiti.

Nel modello, ai parametri resistività e velocità dei punti noti ARIA, MATRICE e ACQUA, sono stati assegnati i seguenti valori:

ARIA: $\rho_a = 10^5 \Omega m$

$$V_a = 330 m / s$$

cioè i valori di letteratura in condizioni di temperatura e pressione standard;

MATRICE: $\rho_m = 10^5 \Omega m$

$$V_m = 10^4 m / s$$

cioè i valori di un mezzo perfettamente isolante ed elastico;

ACQUA: $\rho_w = 1 \Omega m$

$V_w = 1500 m / s$ cioè il valore di letteratura in condizioni di temperatura e pressione standard.

Per quanto riguarda la resistività dell'acqua si è scelto un valore, inferiore a quelli misurati nell'acqua, inizialmente distillata, in cui i campioni sono stati messi a saturare, compresi tra 2.5 e 34.7 Ωm (tab. 3.2), ritenendo che, non essendo le pareti dei

campioni “osmotiche” non si raggiunge l’equilibrio di concentrazione di ioni tra l’acqua esterna e quella interna, dove la concentrazione di ioni è maggiore.

Cemento Portland		Cemento pozzolanico	
CAMPIONI	ρ_w (Ωm)	CAMPIONI	ρ_w (Ωm)
FP 30	6.3	A 0	34.7
FP 40	3.2	A 5	21.7
FP 50	2.6	A 10	12.5
FP 60	4.9	A 20	16.1
FP 70	2.5	B 0	12.1
FPA 5	3.7	B 5	12.0
FPA 10	3.7	B 10	11.8
		B 20	16.4

Tab. 3.2 – Valori di resistività dell’acqua di saturazione per ciascuna serie di campioni.

3.2.1 Campioni ricostruiti con cemento Portland (Serie FP e FPA)

Sono state realizzate 5 serie di campioni con rapporti variabili tra loro di cemento e sabbia, per un totale di 20 campioni (Tab. 3.1). La variabilità della percentuale di cemento (dal 30 al 70%) ha lo scopo di individuare un’eventuale influenza che questa può avere su resistività elettrica e velocità delle onde elastiche, e allo stesso tempo di stimare il migliore rapporto cemento/sabbia.

Sono stati inoltre realizzati 2 campioni in cui è stata mantenuta fissa la percentuale di cemento al 40%, e sono stati aggiunti rispettivamente il 5 e il 10% di bentonite. Aggiunte ulteriori di bentonite non sono state possibili in quanto s’inficiavano le condizioni necessarie affinché fosse garantita un’esecuzione corretta delle prove, diminuendo le proprietà leganti del cemento.

Per quanto concerne la preparazione dei campioni e le procedure di misura, sono state utilizzate le tecniche descritte nel paragrafo 3.1.3.

Per ciascun campione le misure di resistività e velocità sono state effettuate allo stato secco, imbibito e a saturazioni intermedie lasciandolo essiccare gradualmente a temperatura ambiente (Tab. 3.3).

Le figure 3.9 – 3.11 mostrano gli andamenti delle coppie di valori (ρ, V).

I valori ottenuti per i campioni delle serie FP 30-70 sono praticamente uguali, a parità di ρ_w , e vengono tutti raggruppati nello stesso grafico; ciò significa che la sabbia

utilizzata ed il cemento hanno la stessa velocità. Si noti, in particolare, che le velocità non cambiano nemmeno con la saturazione.

<i>Laboratorio Elettro - Sismico Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Napoli "Federico II"</i>						SERIE : FP			
CAMPIONI	DATI					STATO DEI CAMPIONI			
	W (g)	W_d (g)	W_w (g)	L (mm)	D (mm)	Essiccato		Imbibito	
						ρ (Ωm)	V (m/s)	ρ (Ωm)	V (m/s)
FP 30 - 1	1476	1292	184	182	70	10567	3193	9	3138
FP 30 - 2	1450	1286	164	181	70	5313	3415	12	3232
FP 30 - 3	1450	1277	173	181	69	10324	3352	11	3232
FP 30 - 4	1446	1266	180	181	69	10324	3291	10	3175
FP 40 - 1	1397	1226	171	174	70	11053	3412	12	3107
FP 40 - 2	1411	1237	174	178	69	5249	3358	12	3236
FP 40 - 3	1407	1228	179	177	70	10866	3278	12	3218
FP 40 - 4	1429	1252	168	179	69	17399	3315	12	3315
FP 50 - 1	1426	1233	193	180	70	10685	3333	8	3333
FP 50 - 2	1493	1323	170	191	69	1087	3293	9	3293
FP 50 - 3	1488	1302	186	191	70	503	3293	9	3237
FP 50 - 4	1477	1275	202	191	70	504	3237	8	3183
FP 60 - 1	1266	1077	189	171	69	10928	3289	8	3167
FP 60 - 2	1399	1197	202	182	69	733	3250	7	3134
FP 60 - 3	1411	1211	200	183	70	955	3268	8	3210
FP 60 - 4	1348	1164	184	182	68	1662	3370	8	3250
FP 70 - 1	1367	1145	222	179	70	10744	3196	7	3196
FP 70 - 2	1535	1305	230	208	69	225	3104	7	2971
FP 70 - 3	1557	1312	245	210	69	139	3143	6	3000
FP 70 - 4	1554	1343	211	209	70	156	3119	8	3119
FPA 5	1535	1218	317	211	69	8856	2210	4	2068
FPA 10	1518	1151	367	221	68	2737	1905	4	1729

Tab. 3.3 – Peso (*W*), peso secco (*W_d*), peso d'acqua (*W_w*), lunghezza (*L*) e diametro (*D*) del campione, resistività (*ρ*) e velocità delle onde *P* (*V*) per gli stati secco e imbibito di ogni campione delle serie FP e FPA.

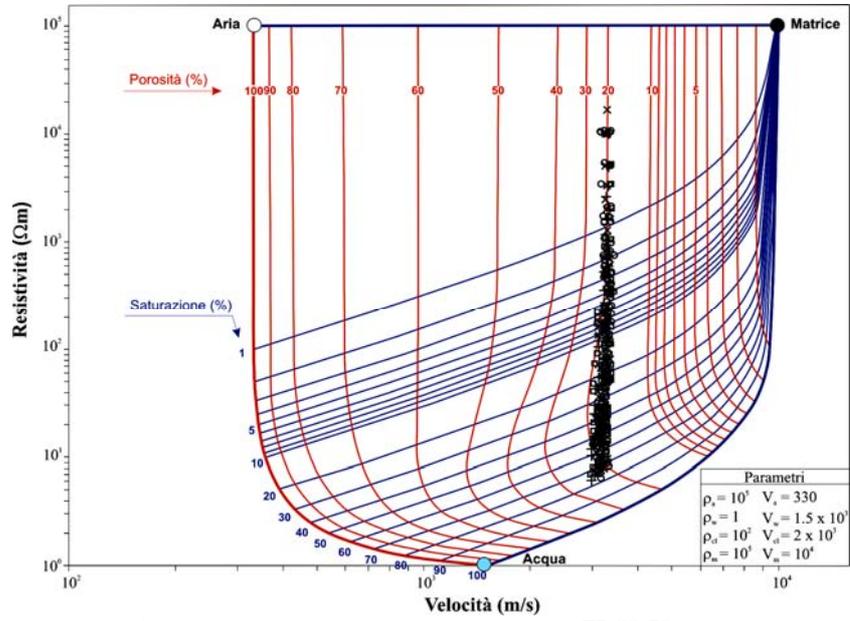


Fig. 3.9– Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni delle serie FP 30-70 a diversi gradi di saturazione.

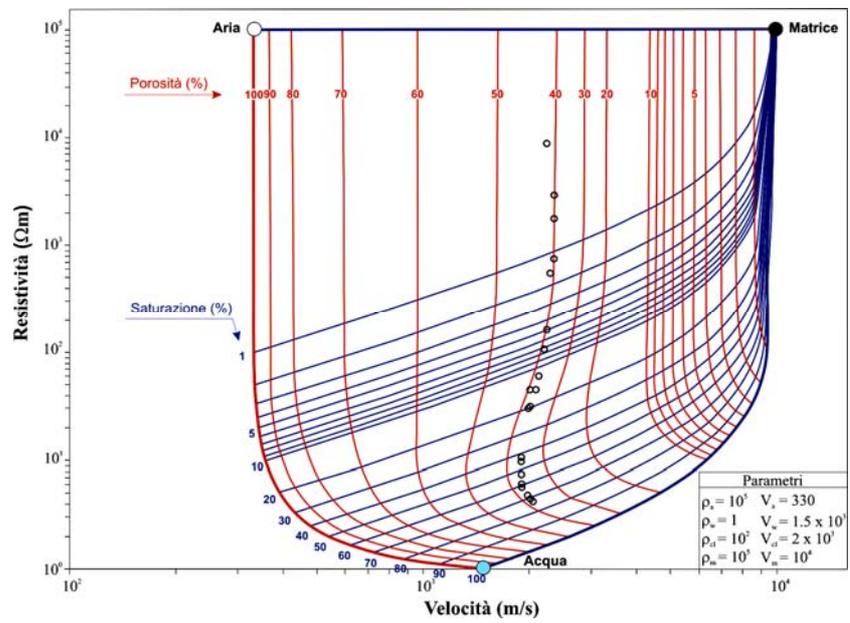


Fig. 3.10 Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali del campione FPA 5 a diversi gradi di saturazione.

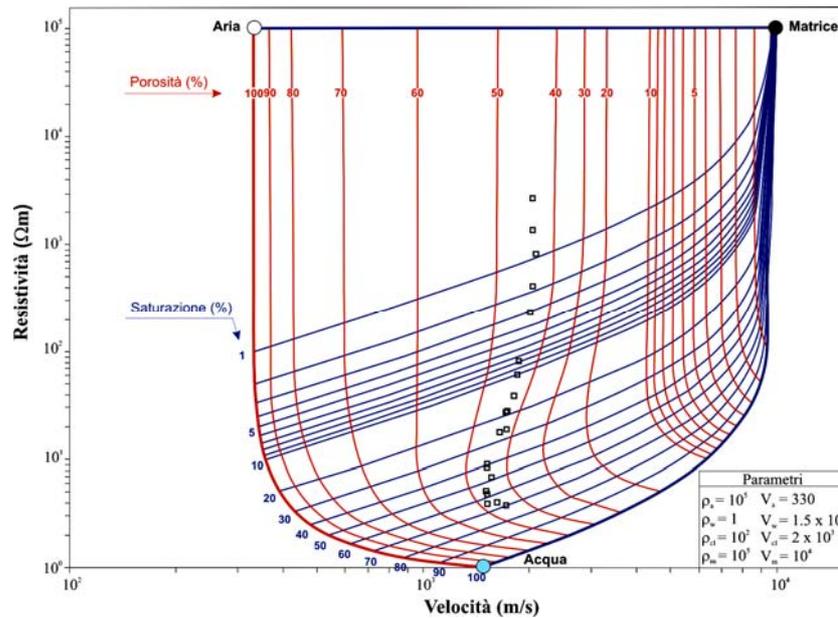


Fig. 3.11 Diagramma $p - V$ e dati sperimentali del campione FPA 10 a diversi gradi di saturazione.

Il peso specifico dei campioni è stato ottenuto con il metodo del picnometro e, per alcuni di essi, con il picnometro ad elio (si veda paragrafo 3.1.4).

In tabella 3.4 sono riportati i parametri geotecnici medi di ciascun gruppo di campioni, ovvero peso specifico, grado di saturazione e porosità (stimata con entrambi i metodi su descritti) e i corrispondenti valori di porosità e grado di saturazione stimati dal modello geofisico. In particolare, i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie sono rappresentati sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

Confrontando i valori di porosità ottenuti con le due metodologie, si osserva che quelli stimati dal modello, per i campioni ricostruiti senza aggiunta di argilla, sono costantemente sottostimati, con un rapporto tra quelli geotecnici e quelli medi da modello di circa 1.9 ed una differenza di circa 17%. Tale sottostima è giustificata dal fatto che la porosità stimata dal modello è la sola porosità interconnessa: si osserva, infatti, in tabella 3.3, che i campioni privi d'argilla (FP) hanno assorbito circa la metà della quantità d'acqua assorbita dai campioni con argilla (FPA), indicando che i primi sono caratterizzati dal 50% di pori non connessi che dimezzano quindi la porosità individuata dal modello.

CAMPIONE	PARAMETRI					
	Peso specifico (g/cm ³)	Geotecnici		Grado di Saturazione (%)	Da modello	
		Picnometro	Porosità (%) Elio		Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)
FP 30	2.62	29.8	25.8	88.2	14.0 – 20.0 16.3	59.8 – 67.6 63.7
FP 40	2.67	31.2	25.4	83.0	14.5 – 18.5 16.2	58.5 – 60.7 60.1
FP 50	2.61	31.8	26.2	82.6	15.0 – 20.7 16.5	68.1 – 73.4 71.0
FP 60	2.72	38.2	25.9	79.4	14.7 – 21.6 16.9	72.7 – 75.2 73.7
FP 70	2.66	37.2	30.5	80.1	15.3 – 23.7 18.1	70.6 – 77.7 74.5
FPA 5	2.61	40.8	36.5	98.4	34.9 – 40.7 35.4	73.7
FPA 10	2.67	46.3	43.9	98.8	41.0 – 47.7 43.7	70.8

Tab. 3.4 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello dei campioni serie FP e FPA.

Per quanto riguarda la porosità dei campioni con aggiunta di argilla nelle percentuali di 5 e 10%, si osserva, invece, in tabella 3.4, una leggera sottostima tra i valori geotecnici e quelli da modello, con scarti rispettivamente di 5.4% e 2.6% (fig. 3.12), e l'andamento dei punti ottenuti dalle coppie di valori (ρ, V) segue l'andamento delle curve teoriche del modello stesso (fig. 3.10).

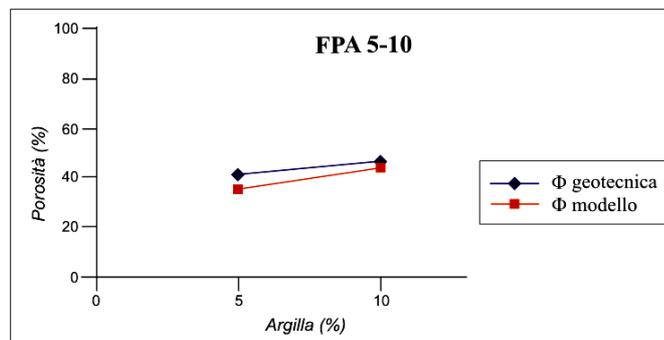


Fig. 3.12 – Variazione di porosità stimata geotecnicamente e porosità stimata da modello in funzione della percentuale di argilla presente per i campioni serie FPA.

Per entrambe le serie di campioni, con e senza aggiunta di argilla, si evidenzia una costante sottostima del grado di saturazione, più marcata però per i campioni FPA 5 e FPA 10, in cui lo scarto supera il 25% (fig. 3.13).

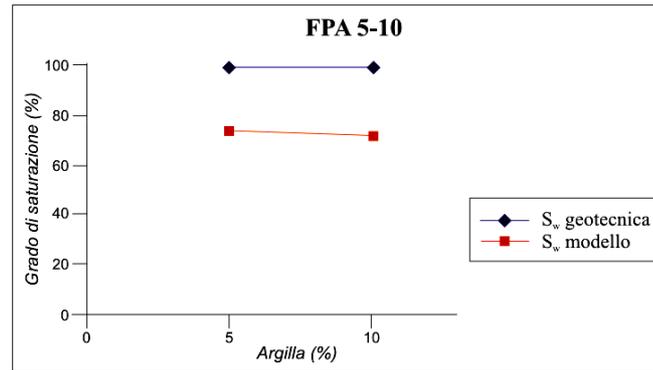


Fig. 3.13 – *Variazione di grado di saturazione stimato geotecnicamente e quello stimato da modello in funzione della percentuale di argilla presente per i campioni serie FPA.*

Tale discrepanza può essere giustificata dalle caratteristiche intrinseche dei minerali argillosi, che hanno un'elevata porosità ma un basso grado di permeabilità, e quindi gli ioni che le argille possono rilasciare in soluzione non partecipano tutti alla conduzione essendo molti pori non interconnessi, dando di conseguenza un valore di resistività più alto. Per questo motivo il grado di saturazione stimato dal modello risulta più basso rispetto a quello stimato geotecnicamente, che invece viene calcolato considerando la porosità totale.

A differenza dei campioni privi di argilla le cui velocità non subiscono alcun'influenza dalla saturazione, nelle serie con argilla l'andamento dei punti rispetta le teorie descritte in letteratura per le quali le velocità delle onde sismiche mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione, seguita da un rapido aumento a saturazioni superiori al 70% (LIU & RECTOR, 2001).

3.2.2 Campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo A (Serie A 0-20)

Sono state realizzate 4 serie di campioni con rapporti variabili tra loro di argilla e sabbia, mentre la percentuale di cemento rimane costante, per un totale di 13 campioni (Tab. 3.1).

Prima di realizzare i campioni, sono state condotte delle prove preventive atte a definire la proporzione ottimale sabbia/cemento, considerando anche la percentuale aggiuntiva massima di argilla, affinché si ottenesse un campione perfettamente cementato e nel contempo dotato di una certa porosità. Tali caratteristiche sono state ottenute aggiungendo alla sabbia il 40% in peso di cemento e percentuali crescenti di argilla fino ad un massimo del 20%.

Per ciascun campione le misure di resistività e velocità sono state effettuate allo stato secco, imbibito e a saturazioni intermedie lasciandolo essiccare gradualmente a temperatura ambiente (Tab. 3.5).

Le figure 3.14 – 3.17 mostrano gli andamenti delle coppie di valori (ρ, V) misurati per gli stati secco, imbibito e a saturazioni intermedie per le 4 serie di campioni ricostruiti, caratterizzati da percentuali di argilla variabili.

<i>Laboratorio Elettro - Sismico Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Napoli "Federico II"</i>						SERIE : A			
CAMPIONI	DATI					STATO DEI CAMPIONI			
	W (g)	W_d (g)	W_w (g)	L (mm)	D (mm)	Essiccato		Imbibito	
						ρ (Ωm)	V (m/s)	ρ (Ωm)	V (m/s)
A 0 - 1	1727	1468	259	225	69	84304	2879	10	2655
A 0 - 2	1711	1440	271	224	69	70567	2719	9	2524
A 0 - 3	1761	1480	281	231	69	58653	2765	9	2615
A 0 - 4	1741	1469	272	226	69	93256	2680	10	2595
A 5 - 1	1404	1105	299	194	69	41901	2146	5	2111
A 5 - 2	1319	1042	277	182	69	36688	2299	5	2121
A 5 - 3	1202	948	254	166	69	45052	2205	5	2165
A 5 - 4	1220	961	259	168	69	39746	2240	5	2211
A 10 - 1	1275	950	325	188	69	55249	1717	3	1667
A 10 - 2	1275	956	319	188	69	47357	1770	4	1691
A 10 - 3	1126	842	284	166	69	56314	1688	4	1823
A 10 - 4	1199	900	299	177	69	55594	1690	4	1905
A 20	1017	677	340	172	68	5125	1385	4	1256

Tab. 3.5 – Peso (W), peso secco (W_d), peso dell'acqua (W_w), lunghezza (L) e diametro (D) del campione, resistività (ρ) e velocità delle onde P (V) per gli stati secco e imbibito di ogni campione della serie A.

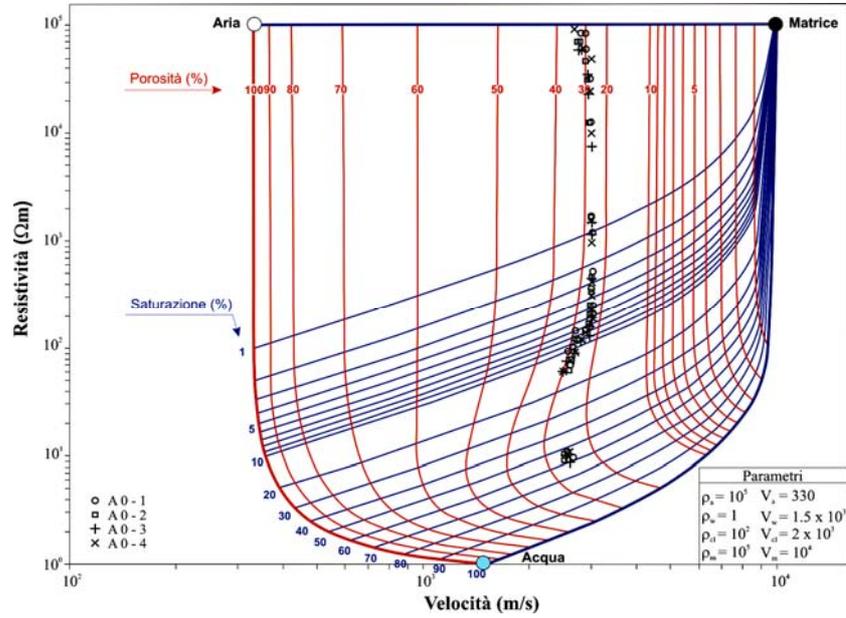


Fig. 3.14 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni della serie A0 a diversi gradi di saturazione.

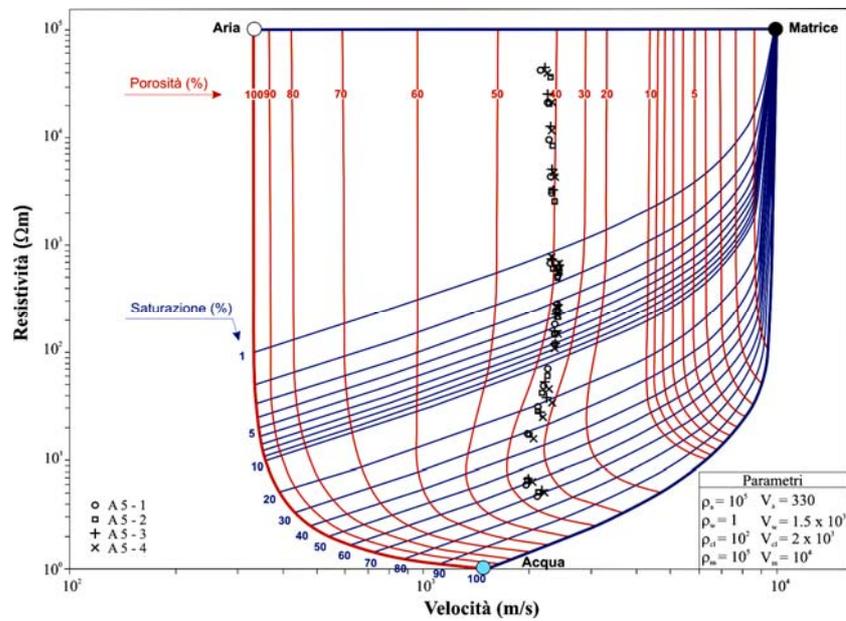


Fig. 3.15 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni della serie A5 a diversi gradi di saturazione.

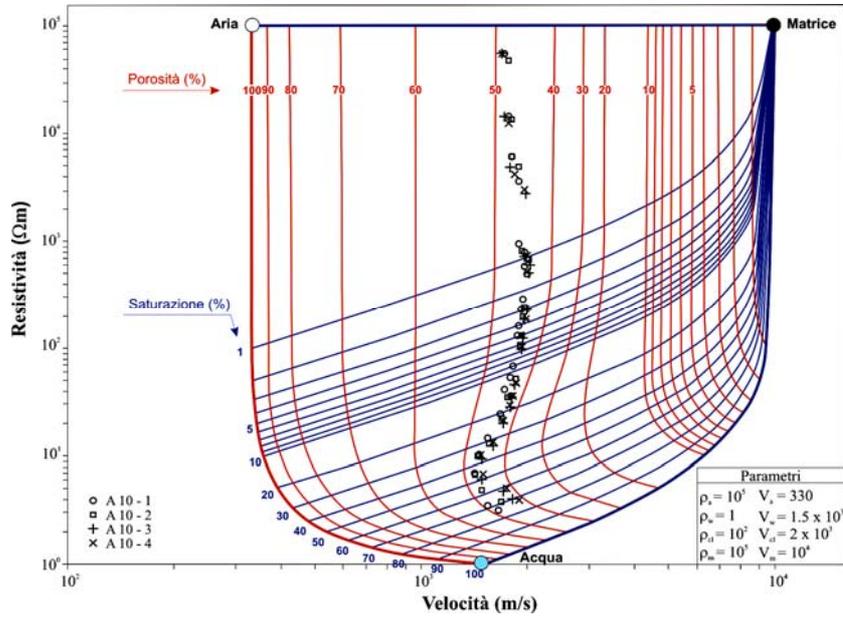


Fig. 3.16 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni della serie A10 a diversi gradi di saturazione.

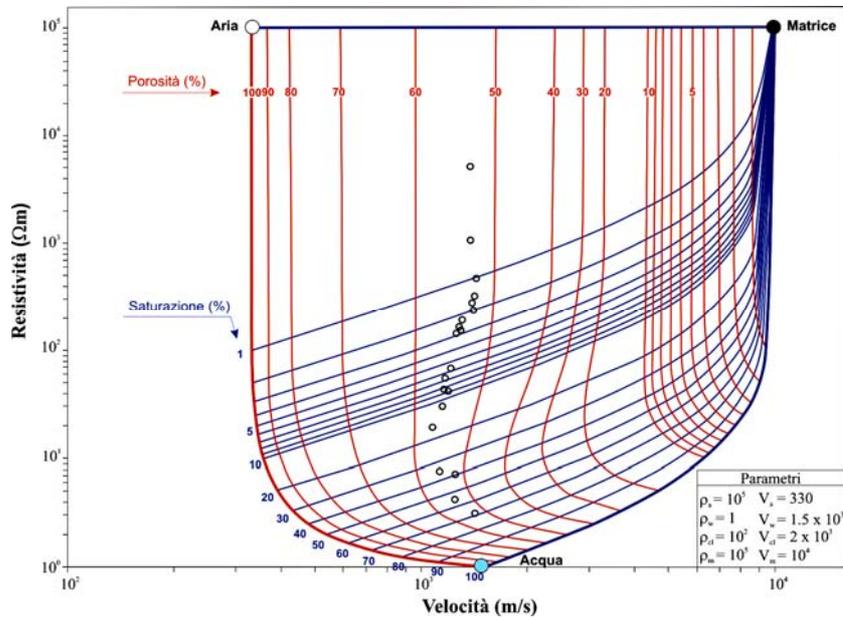


Fig. 3.17 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali del campione A20 a diversi gradi di saturazione.

In tabella 3.6 sono riportati i parametri geotecnici medi di ciascun gruppo di campioni, ovvero peso specifico, grado di saturazione e porosità (stimata con entrambi i metodi su descritti) e i corrispondenti valori di porosità e grado di saturazione stimati dal modello geofisico. In particolare, i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie sono rappresentati sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

CAMPIONE	PARAMETRI				
	Geotecnici			Da modello	
	Peso specifico (g/cm ³)	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)
A 0	2.75	37.4	81.0	20.6 – 32.3 24.3	56.1 – 59.6 57.5
A 5	2.65	42.5	96.4	31.0 – 42.5 36.1	68.4 – 71.1 69.8
A 10	2.64	48.7	94.4	41.4 – 48.7 44.6	69.2 – 73.7 71.1
A 20	2.58	58.1	93.3	51.6 – 56.9 53.9	55.2

Tab. 3.6 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello dei campioni serie A.

Confrontando i valori di porosità ottenuti con le due metodologie, si osserva che quelli medi calcolati dal modello sono leggermente sottostimati, con un rapporto medio tra quelli ottenuti per via geotecnica e quelli stimati da modello di circa 1.2.

Si osserva, inoltre, in tabella 3.6, che all'aumentare del contenuto in argilla, diminuisce la discrepanza tra porosità geotecnica e da modello, variando da un massimo del 13% per i campioni privi d'argilla ad un minimo del 4% per i campioni con 20% di argilla, raggiungendo quindi una corrispondenza accettabile (fig. 3.18). Si nota che la variazione del rapporto argilla-sabbia nelle 4 serie influisce in modo marcato sulla porosità, causando un aumento della stessa di circa il 30%; tale aumento si verifica anche nelle misure stimate per via geotecnica, anche se in misura meno accentuata del 20%. Questa variazione, come d'altronde ci si aspettava che avvenisse, è giustificabile dall'aumento del contenuto di argilla nel campione (KOVALIS *et al.*, 1984).

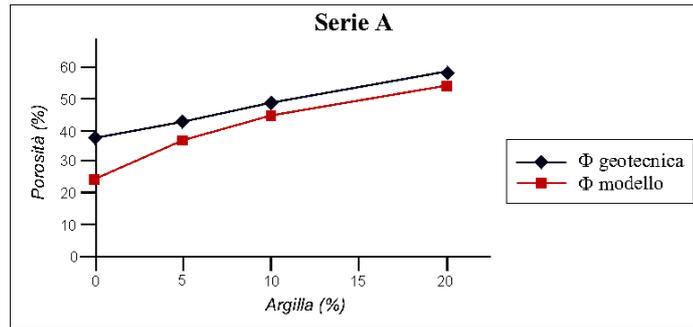


Fig. 3.18 – Variazione di porosità stimata geotecnicamente e porosità stimata da modello in funzione della percentuale di argilla presente nei campioni di serie A.

Come per le serie FPA, anche per le serie *A* l'andamento dei punti ottenuti dalle coppie di valori (ρ, V), per tutti i campioni, segue abbastanza bene l'andamento delle curve teoriche del modello stesso.

Per tutte le serie di campioni si evidenzia un'elevata sottostima del grado di saturazione, rispetto alla determinazione geotecnica, con una differenza media dei due valori del 20%, più marcata per il campione A 20, in cui lo scarto raggiunge circa il 40%.

Tale discrepanza può essere giustificata dalle caratteristiche intrinseche dei minerali argillosi e della pozzolana del cemento, che hanno una elevata porosità ma un basso grado di permeabilità, e quindi gli ioni che le argille possono rilasciare in soluzione non partecipano tutti alla conduzione essendo molti pori non interconnessi.

Si noti che, soprattutto per i campioni A5 e A10, allo stato secco si osserva una diminuzione della velocità, imputabile a microfratture che possono formarsi all'interno del campione durante l'essiccazione e non evidenti dall'esterno.

3.2.3 Campioni ricostruiti con cemento pozzolanico tipo B (Serie B 0-20)

Si è pensato di eseguire le misure di resistività e velocità anche su un secondo tipo di cemento, caratterizzato da un maggiore contenuto di pozzolana rispetto al tipo *A*, in modo da vedere l'influenza che questa può avere su porosità e grado di saturazione.

Sono state realizzate 4 serie di campioni con rapporti variabili tra loro di argilla e sabbia, mentre il cemento rimane costante, per un totale di 16 campioni (Tab. 3.1).

Nella realizzazione dei campioni sono stati mantenuti gli stessi rapporti sabbia/cemento/argilla già utilizzati per il cemento di tipo *A*, visto che la proporzione

accuratamente scelta ha consentito di ottenere campioni perfettamente cementati e nello stesso tempo dotati di una certa porosità.

Per ciascun campione le misure di resistività e velocità sono state effettuate allo stato secco, imbibito e a saturazioni intermedie lasciandolo essiccare gradualmente a temperatura ambiente (Tab. 3.7).

Le figure 3.19 – 3.22 mostrano gli andamenti delle coppie di valori (ρ, V) misurati per gli stati secco, imbibito e a saturazioni intermedie per le 4 serie di campioni ricostruiti, caratterizzati da percentuali di argilla variabili.

<i>Laboratorio Elettro - Sismico Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Napoli "Federico II"</i>						SERIE : B			
CAMPIONI	DATI					STATO DEI CAMPIONI			
	W (g)	W_d (g)	W_w (g)	L (mm)	D (mm)	Essiccato		Imbibito	
						ρ (Ω m)	V (m/s)	ρ (Ω m)	V (m/s)
B 0 - 1	1446	1227	219	187	69	58815	3069	10	3595
B 0 - 2	1279	1082	197	165	69	66654	3018	10	3480
B 0 - 3	1356	1146	210	176	69	70820	2991	9	3472
B 0 - 4	1279	1083	196	166	69	59278	3036	9	3565
B 5 - 1	1398	1109	289	195	69	79899	2111	5	1980
B 5 - 2	1423	1135	288	208	67	70626	2286	5	2081
B 5 - 3	1487	1187	300	207	69	75267	2168	5	2112
B 5 - 4	1482	1183	299	206	69	82508	2134	5	2131
B 10 - 1	1290	971	319	199	68	82953	1235	4	1832
B 10 - 2	1199	901	298	178	68	85011	1212	4	1802
B 10 - 3	1268	951	317	188	68	74298	1422	4	1838
B 10 - 4	1204	908	296	179	68	78033	1361	4	1830
B 20 - 1	1239	861	378	208	68	1364	1513	3	1514
B 20 - 2	1115	773	342	185	68	1091	1484	4	1452
B 20 - 3	1178	789	389	198	68	1764	1442	4	1371
B 20 - 4	1164	796	368	195	68	1136	1478	3	1344

Tab. 3.3 – Peso (W), peso secco (W_d), peso dell'acqua (W_w), lunghezza (L) e diametro (D) del campione, resistività (ρ) e velocità delle onde P (V) per gli stati secco e imbibito di ogni campione della serie B.

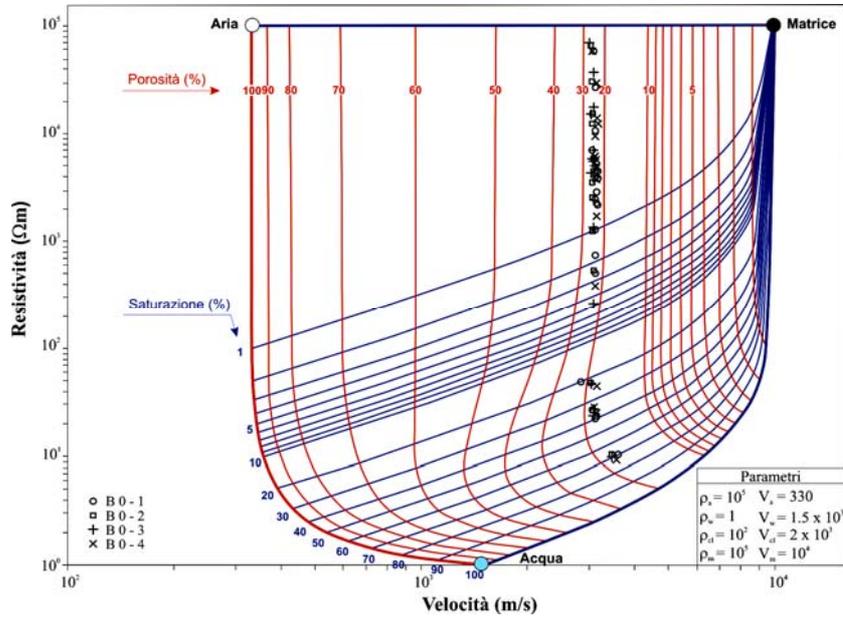


Fig. 3.19 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni della serie B0 a diversi gradi di saturazione.

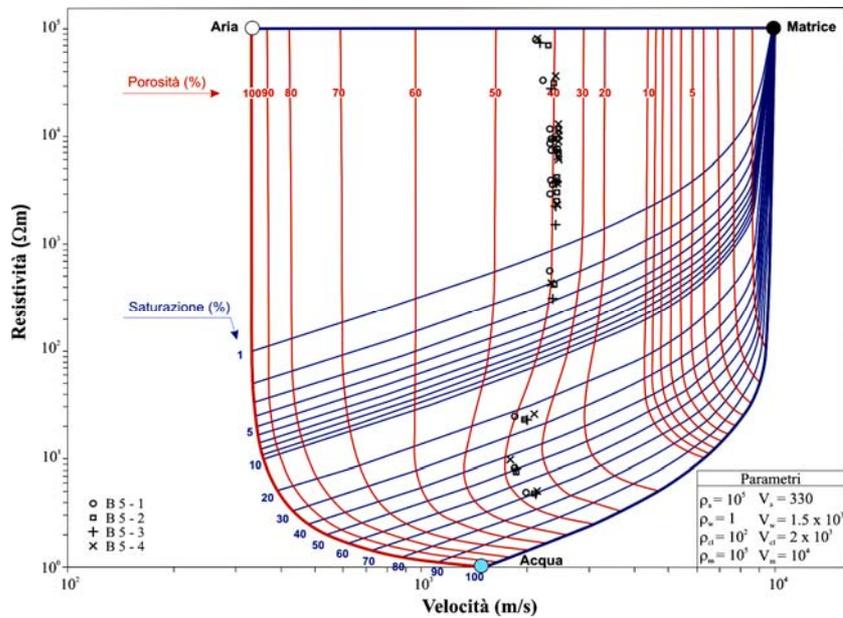


Fig. 3.20 – Diagramma $\rho - V$ e dati sperimentali dei campioni della serie B5 a diversi gradi di saturazione.

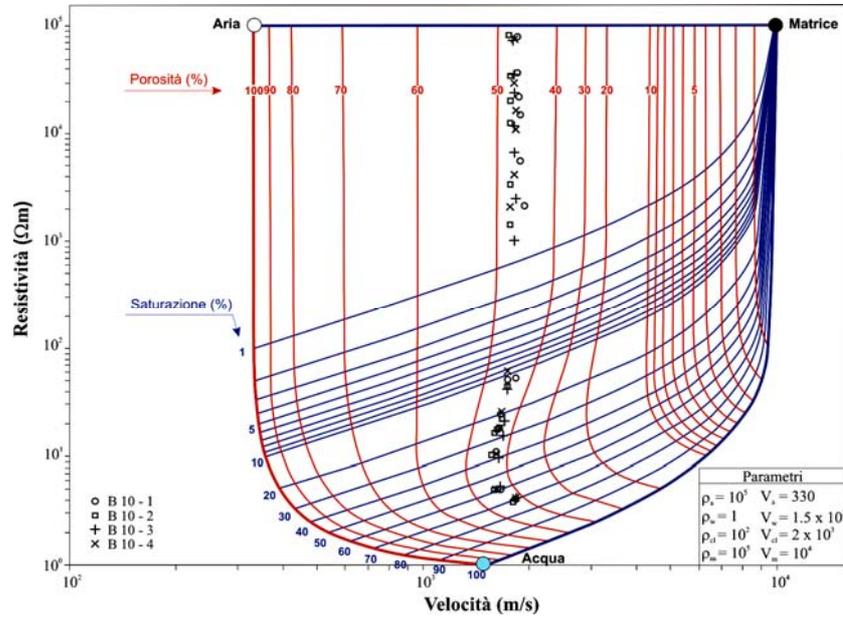


Fig. 3.21 – Diagramma ρ - V e dati sperimentali dei campioni della serie B10 a diversi gradi di saturazione.

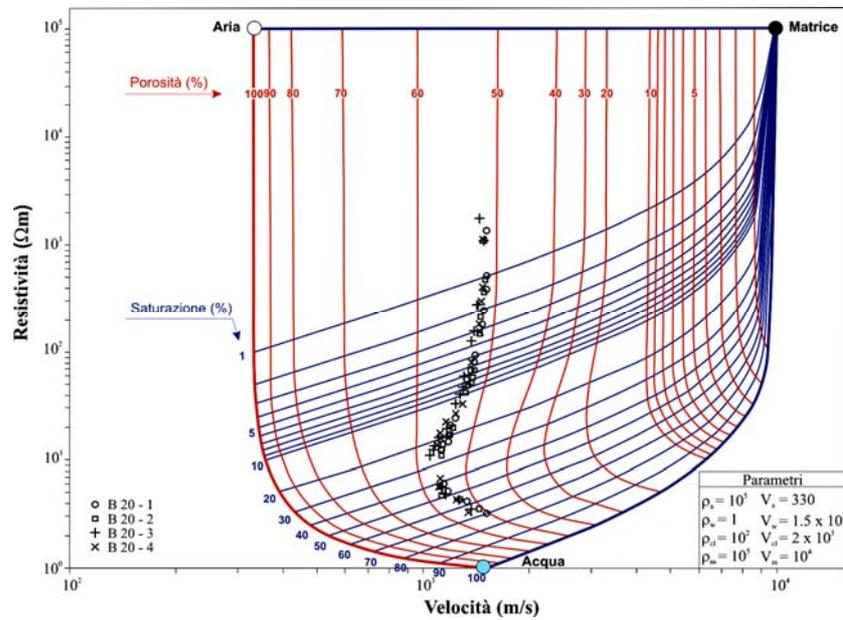


Fig. 3.22 – Diagramma ρ - V e dati sperimentali dei campioni della serie B20 a diversi gradi di saturazione.

In tabella 3.8 sono riportati i parametri geotecnici medi di ciascun gruppo di campioni, ovvero peso specifico, grado di saturazione e porosità (stimata con entrambi i metodi su descritti) e i corrispondenti valori di porosità e grado di saturazione stimati dal modello geofisico. In particolare, i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie sono rappresentati sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

CAMPIONE	PARAMETRI				
	Geotecnici			Da modello	
	Peso specifico (g/cm ³)	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)
B 0	2.57	32.2	99.0	16.6 – 23.5 20.2	68.8 – 73.4 71.0
B 5	2.63	41.6	93.3	34.2 – 43.0 38.2	67.3 – 70.5 69.3
B 10	2.72	48.8	95.2	40.9 – 47.9 44.8	69.1 – 71.6 70.3
B 20	2.63	56.7	88.3	50.5 – 57.3 53.2	64.1 – 70.3 66.4

Tab. 3.8 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello dei campioni serie B.

Confrontando i valori di porosità ottenuti con le due metodologie, si osserva che quelli medi calcolati dal modello sono leggermente sottostimati, con un rapporto medio tra quelli ottenuti per via geotecnica e quelli stimati da modello di 1.2.

Si osserva, inoltre, in tabella 3.8, che all'aumentare del contenuto in argilla, diminuisce la discrepanza tra porosità geotecnica e da modello, variando da un massimo del 12% per i campioni privi d'argilla ad un minimo del 3.5% per i campioni con 20% di argilla, raggiungendo quindi una corrispondenza accettabile (fig. 3.23). Si nota, quindi, anche per le serie B, che la variazione del rapporto argilla-sabbia nelle 4 serie influisce in modo marcato sulla porosità, causando un aumento della stessa del 30% circa; tale aumento si verifica anche nelle misure stimate geotecnicamente, anche se in misura meno accentuata del 25% circa, ed è giustificabile dall'aumento del contenuto di argilla nel campione.

Come per i campioni con cemento tipo A, l'andamento dei punti ottenuti dalle coppie di valori (ρ, V) segue abbastanza bene l'andamento delle curve teoriche del modello stesso, rispettando le teorie per le quali le velocità delle onde sismiche

mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione d'acqua, seguita da un rapido aumento a saturazioni superiori al 70%.

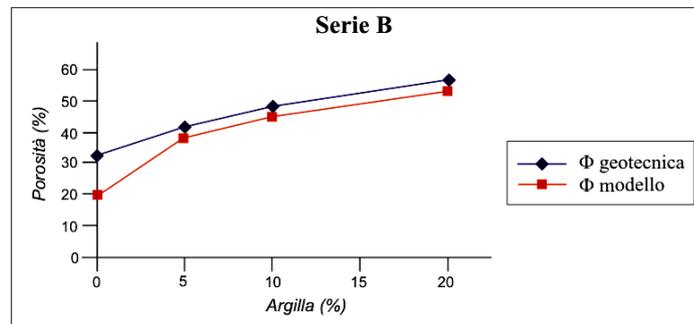


Fig. 3.23 – Variazione di porosità stimata geotecnicamente e porosità stimata da modello in funzione della percentuale di argilla presente nei campioni di serie B.

Per tutte le serie di campioni si evidenzia un'elevata sottostima del grado di saturazione, con una differenza media dei due valori del 24%, più marcata per il campione B 0, in cui lo scarto raggiunge circa il 28%.

Tale discrepanza, come già detto, può essere giustificata dalle caratteristiche intrinseche dei minerali argillosi e dal maggiore contenuto in pozzolana nel cemento, che hanno un'elevata porosità ma un basso grado di permeabilità.

3.3 ANALISI E DISCUSSIONE DEI DATI

Riassumendo, le prove di laboratorio hanno mostrato che, variando la composizione mineralogica della matrice (calcareo o pozzolanico), si ottiene uno scarto diverso tra i parametri geotecnici e quelli ottenuti dal modello.

I campioni realizzati con cemento calcareo in percentuali diverse e privi di argilla (FP) non sono influenzati dal diverso contenuto di cemento. Ciò si evince dal fatto che tutte le serie presentano porosità e grado di saturazione poco dissimili tra loro; questo comportamento potrebbe essere strettamente connesso alle reazioni chimiche che avvengono a seguito dell'idratazione del cemento. Tali campioni sono caratterizzati da una notevole differenza tra i valori di porosità stimati dal modello e quelli stimati dalle prove geotecniche (17% in media); ciò può essere spiegato dal fatto che i campioni privi d'argilla sono caratterizzati dal 50% di pori non connessi, come dimostrato dalla

quantità d'acqua assorbita (tab. 3.3), pertanto la porosità individuata dal modello è dimezzata, indicando che si tratta di sola porosità interconnessa.

Aggiungendo alla miscela cemento calcareo e sabbia, il 5 e il 10% di bentonite, si osserva che i valori di Φ geotecnica sono molto prossimi a quelli risultanti dal modello, mentre i valori geotecnici di S_w si allontanano da quelli da modello in media del 26%. Riassumendo, diminuisce lo scarto di porosità, ma aumenta quello della saturazione, probabilmente dovuto alla presenza delle argille, caratterizzate da una struttura ad elevata microporosità che potrebbe essere la causa dell'intrappolamento dei fluidi nei micropori; ciò giustificherebbe la saturazione più elevata ottenuta per via geotecnica.

In presenza di argilla, inoltre, si osserva una netta corrispondenza tra l'andamento dei punti all'aumentare della saturazione, evidenziando l'influenza che il grado di saturazione ha sulla velocità delle onde, come riportato in letteratura (LIU & RECTOR, 2001).

I campioni realizzati con cemento pozzolanico, sia di tipo A che B, sono caratterizzati da comportamenti analoghi a quelli costituiti da cemento calcareo, sabbia e bentonite, che mostrano un graduale aumento di porosità all'aumentare del contenuto in argille.

I punti ottenuti dalle coppie di valori (ρ, V) seguono abbastanza bene l'andamento delle curve teoriche del modello stesso, rispettando le teorie descritte in letteratura per cui le velocità delle onde sismiche mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione d'acqua, seguita da un rapido aumento a saturazioni superiori al 70%.

Sulla base dei risultati delle analisi di laboratorio, si è osservato che i punti sperimentali mal si inseriscono nell'abaco del modello di CARRARA *et al.* (1999) che considera la percentuale di argilla come porzione separata dalla matrice (figg. 3.24-3.26); essi infatti indicano una porosità fortemente variabile con la saturazione, da circa il 50% nello stato più saturo al 70% circa nello stato secco. Inoltre le misure allo stato secco superano la curva di saturazione con percentuale 0%.

Di conseguenza si sono utilizzati abachi con $P_{cl}=0$ e nelle equazioni II.1 e II.2, descritte nel capitolo II, il termine dovuto alle argille si annulla.

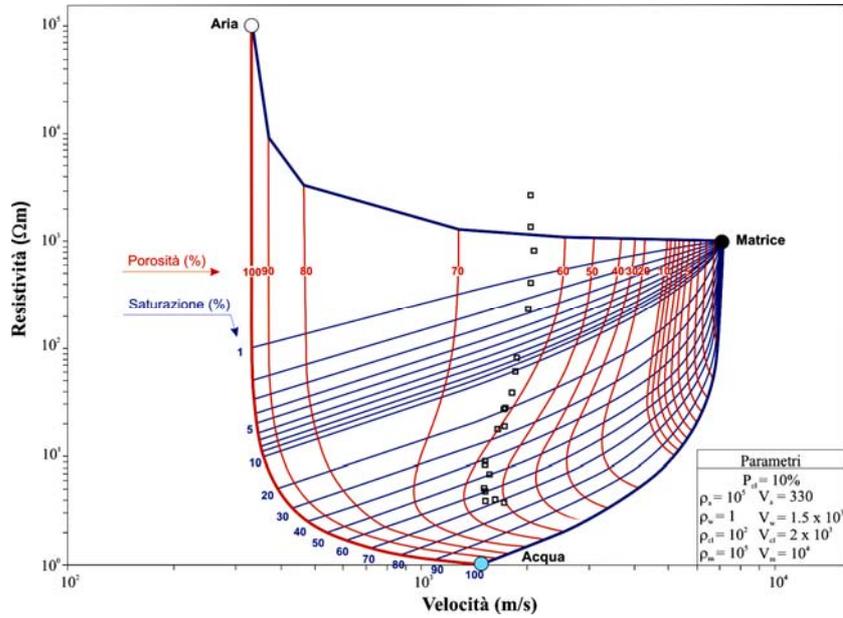


Fig. 3.24 – Diagramma del modello con $P_{cl}=10\%$ per il campione FPA10.

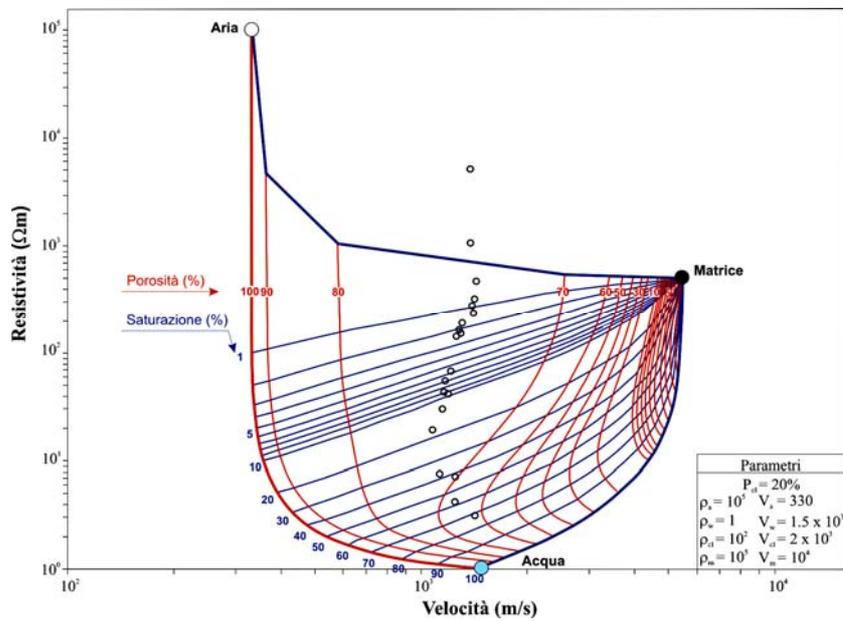


Fig. 3.25 – Diagramma del modello con $P_{cl}=20\%$ per il campione A20.

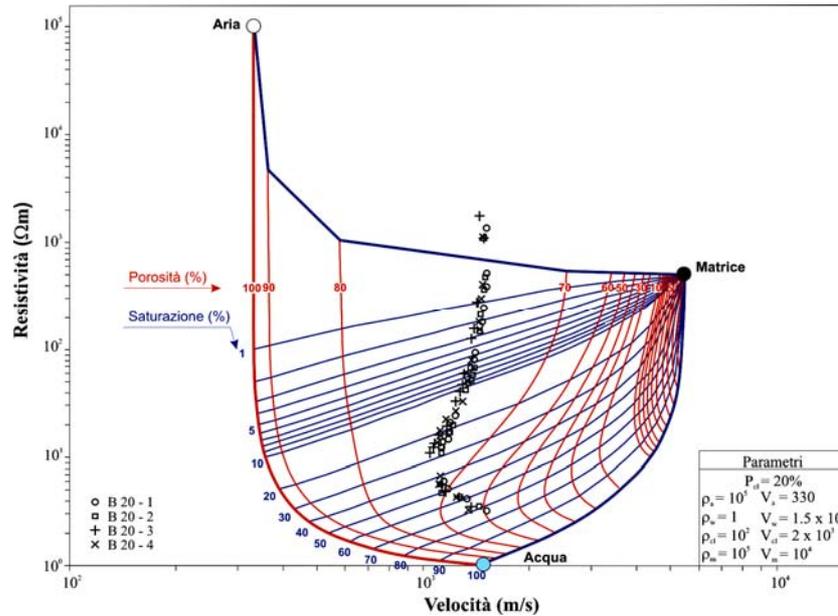


Fig. 3.26 – Diagramma del modello con $P_{cl}=20\%$ per il campione B20.

In questo modo, il modello utilizzato non considera più l'ammasso roccioso come mezzo plurifasico costituito da fasi solide, matrice o aggregati di minerali e argilla, e fasi fluide, acqua e aria, bensì diventa un mezzo trifasico.

Tale scelta è stata supportata anche dai dati sperimentali riportati in letteratura, dai quali si evince una scarsa se non nulla influenza della presenza dell'argilla sulla resistività in campioni con porosità maggiori del 25% (WORTHINGTON, 1993).

Sulla base dei risultati ottenuti e quindi delle discordanze riscontrate tra parametri geotecnici e da modello, si è pensato di apportare alcune modifiche alle formulazioni che sono alla base delle misure di porosità e grado di saturazione del modello. Poiché i parametri che influenzano l'andamento delle curve degli abachi sono la porosità interconnessa e il peso specifico della matrice, essi sono stati oggetto di studio di questa tesi.

Una prima modifica è scaturita dalla considerazione che la resistività è influenzata solo dalla porosità interconnessa, mentre la velocità delle onde sismiche è funzione della porosità totale.

Pertanto, ricordando le equazioni base del modello, derivanti dalle equazioni II.1 e II.2 (Carrara et al., 1999):

$$\Phi_{\rho} = \frac{E}{F + G \cdot S_w} \quad (\text{III.10})$$

$$\Phi_V = \frac{H}{K + L \cdot S_w} \quad (III.11)$$

con: $E = \frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_m}$; $F = \frac{1}{\rho_a} - \frac{1}{\rho_m}$; $G = \frac{1}{\rho_w} - \frac{1}{\rho_a}$ (III.12)

$$H = \frac{1}{V} - \frac{1}{V_m} ; \quad K = \frac{1}{V_a} - \frac{1}{V_m} ; \quad L = \frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_a} \quad (III.13)$$

si è introdotto un coefficiente XD , che indica la percentuale di porosità interconnessa Φ_p rispetto alla porosità totale Φ_V .

Ponendo $\Phi_p = XD \cdot \Phi_V$ con $0 < XD < 1$ (III.14)

$$\frac{E}{F + G \cdot S_w} = XD \cdot \frac{H}{K + L \cdot S_w} \quad (III.15)$$

Risolvendo l'equazione III.15 rispetto al grado di saturazione si ottiene:

$$S_w = \frac{XD \cdot H \cdot F - E \cdot K}{E \cdot L - XD \cdot H \cdot G} \quad (III.16)$$

Calcolata così S_w con la equazione III.16, dalle equazioni III.10 e III.11 si ottengono i valori di porosità interconnessa Φ_p e totale Φ_V .

In questo modo, stimando la porosità efficace dando un valore ad XD , è possibile mettere in relazione la porosità stimata dalla resistività (esclusivamente interconnessa) e quella stimata dalla velocità. Il diagramma di Eckis (BERETTA, 1993) può essere di aiuto nel dare un valore ad XD (fig. 3.27).

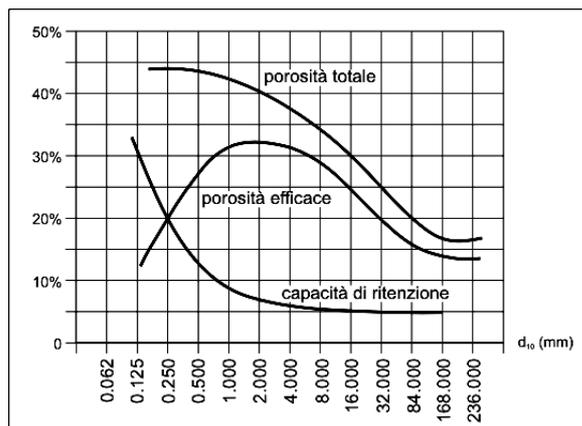


Fig. 3.27 – Diagramma di Eckis: variazione di capacità di ritenzione, porosità totale ed efficace in funzione della granulometria (BERETTA, 1993).

E' necessario però puntualizzare che per porosità interconnessa non s'intende la porosità efficace nella concezione idrogeologica del termine, bensì si intende l'insieme di porosità efficace e di porosità di struttura, caratteristica delle argille.

Inserendo il coefficiente XD , gli abachi si modificano sensibilmente variando innanzi tutto la posizione del punto acqua: ad esempio, $XD = 0.5$ indica che il 50% dei pori sono non connessi e quindi pieni di sola aria, mentre l'altro 50% sono tutti pori interconnessi e quindi partecipano alla fase di saturazione e ciò implica che la conducibilità si dimezza e la resistività si raddoppia.

La seconda modifica apportata si basa sulla definizione del punto MATRICE, ovvero di uno dei punti noti del modello.

Per matrice si intende una struttura cristallina omogenea, isotropa e compatta, caratterizzata da assenza di pori ($\Phi = 0$) e assenza di acqua ($S_w = 0$). Un materiale con queste caratteristiche è indicato cristallograficamente con il termine di CCP (*compact cubic packing*) e mineralogicamente è tipico di minerali quali la *pirite* (FeS_2 , con $\gamma = 5.02 \text{ g/cm}^3$), l'*ematite* (Fe_2O_3 , con $\gamma = 5.26 \text{ g/cm}^3$), la *magnetite* (Fe_3O_4 , con $\gamma = 5.18 \text{ g/cm}^3$) ed altri solfuri ed ossidi con densità ben superiori a quella dei silicati ($\geq 5 \text{ g/cm}^3$). Tale definizione mal si accorda con il valore di peso specifico della matrice utilizzato fino ad ora nell'equazione del fattore correttivo apportato al modello (eq. II.4), unica equazione in cui entra in gioco tale parametro, considerato come il peso specifico della roccia in esame.

Utilizzando tale definizione della matrice, si è inserito nel fattore correttivo del modello un peso specifico di 5 g/cm^3 ; modificando tale parametro, negli abachi vengono a modificarsi praticamente solo le curve di basse porosità (dove la fase prevalente è la fase MATRICE), poiché per alte porosità (>40%) non si ha molta differenza nell'utilizzare $\gamma = 2.71 \text{ g/cm}^3$ oppure $\gamma = 5 \text{ g/cm}^3$, risultando la fase prevalente quella fluida, con acqua e aria, ad influenzare la resistività e la velocità.

La modifica è stata effettuata sulla base dei risultati ottenuti dalle prove sui campioni (figg. 3.18, 3.23) che evidenziano una maggiore discrepanza tra dati geotecnici e di laboratorio alle basse porosità e quindi per i campioni privi di argilla (A0 e B0); in questo modo verranno a correggersi soprattutto queste porosità con maggiore scarto.

Per applicare le modifiche descritte ai campioni di laboratorio, si sono scelti come porosità interconnessa $XD = 0.5$, considerandolo come valore limite poiché è difficile pensare a campioni con una porosità non connessa superiore al 50%, e come peso

specifico della matrice $\gamma = 5g/cm^3$. Le prove con altri valori di XD danno risultati non dissimili da quelli ottenuti con $XD = 0.5$, che vengono descritti di seguito.

Nelle figure 3.28 – 3.30 sono riportati gli abachi del modello corretto per i campioni con cemento calcareo.

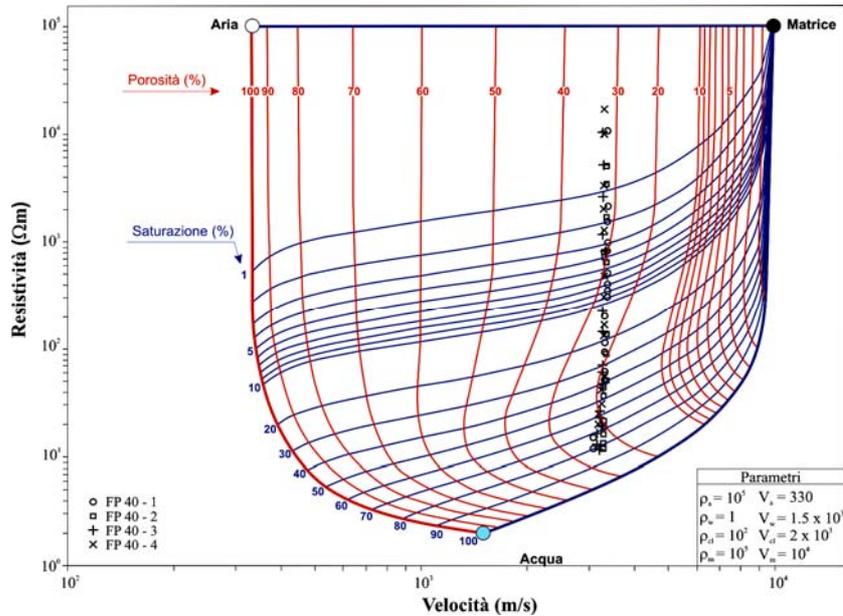


Fig. 3.28 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie FP40 a diversi gradi di saturazione.

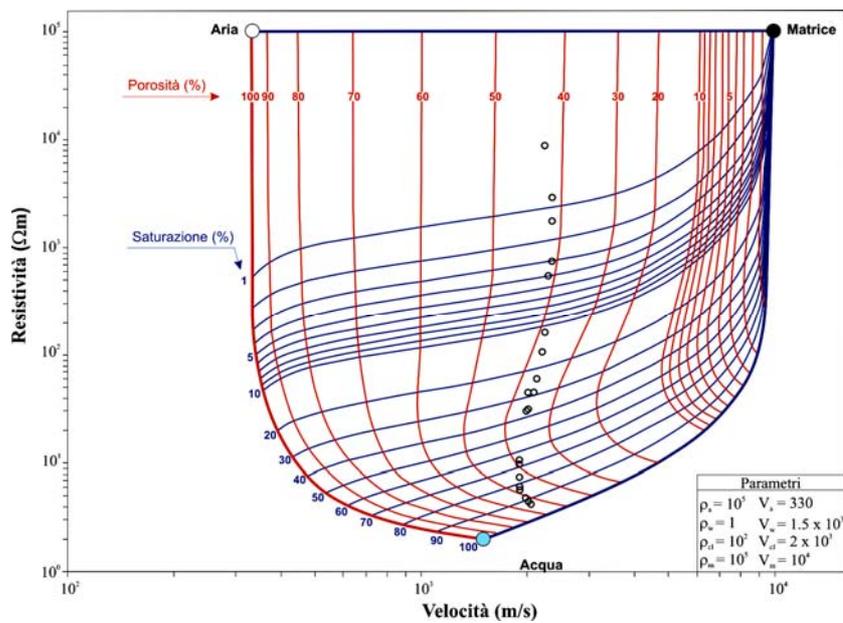


Fig. 3.29 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali del campione FPA5 a diversi gradi di saturazione.

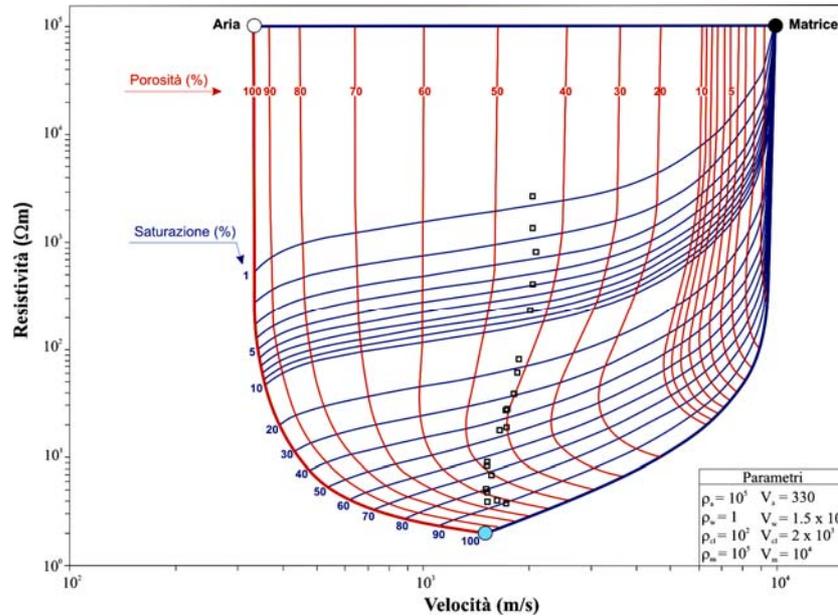


Fig. 3.30 – Diagramma ρ - V corretto con $XD=0.5$ e $\gamma_{mat}=5\text{g/cm}^3$ e dati sperimentali del campione FPA10 a diversi gradi di saturazione.

In tabella 3.9 sono riportati i valori di porosità e grado di saturazione ottenuti con prove di laboratorio e quelli stimati dagli abachi del modello, sia con $XD=0$ e $\gamma=2.71\text{g/cm}^3$, che con $XD=0.5$ e $\gamma=5\text{g/cm}^3$, dei campioni serie B. Come per le tabelle precedenti, si riportano i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie, sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

CAMPIONE	PARAMETRI						
	Geotecnici		Da modello				
			XD=0 e $\gamma_{mat}=2.71\text{g/cm}^3$		XD=0.5 e $\gamma_{mat}=5\text{g/cm}^3$		
	Porosità (%)		Grado di Saturazione (%)	Porosità Φ_p (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità Φ_v (%)	Grado di Saturazione (%)
Picnometro	Elio						
FP 40	31.2	25.4	83.0	14.5 – 18.5 16.2	58.5 – 60.7 60.1	17.7 – 31.6 24.1	79.5 – 81.5 81.0
FPA 5	40.8	36.5	98.4	34.9 – 40.7 35.4	73.7	34.6 – 50.5 40.9	92.4
FPA 10	46.3	43.9	98.8	41.0 – 47.7 43.7	70.8	39.6 – 62.8 46.9	90.1

Tab. 3.9 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello, iniziale e corretto, dei campioni serie FP.

E' possibile osservare immediatamente che le correzioni apportate migliorano il grado di saturazione che diventa comparabile con quello stimato geotecnicamente, per

tutte le serie, con scarti medi del 2.0% per la serie FP40 e del 7.3% per le serie FPA, di gran lunga migliore del 26% relativo al modello iniziale non corretto.

Riguardo alla porosità, per la serie FP40 la differenza tra Φ geotecnica e Φ da modello si riduce dal 15% al 7.1%, mentre per le serie FPA si ha una perfetta correlazione tra i due, superando di poco il valore di porosità ottenuta per via geotecnica (0.4% in media), rispetto invece allo scarto precedente del 4%. Si deduce, quindi, un migliore scarto sia dal punto di vista della saturazione, sia dal punto di vista della porosità per i campioni con argilla, ma si può anche vedere che l'andamento delle curve sperimentali mal si adattano a quelle teoriche, tagliando quelle dal 40 al 70%.

Nelle figure 3.31 – 3.34 sono riportati gli abachi del modello corretto per i campioni con cemento pozzolanico tipo A.

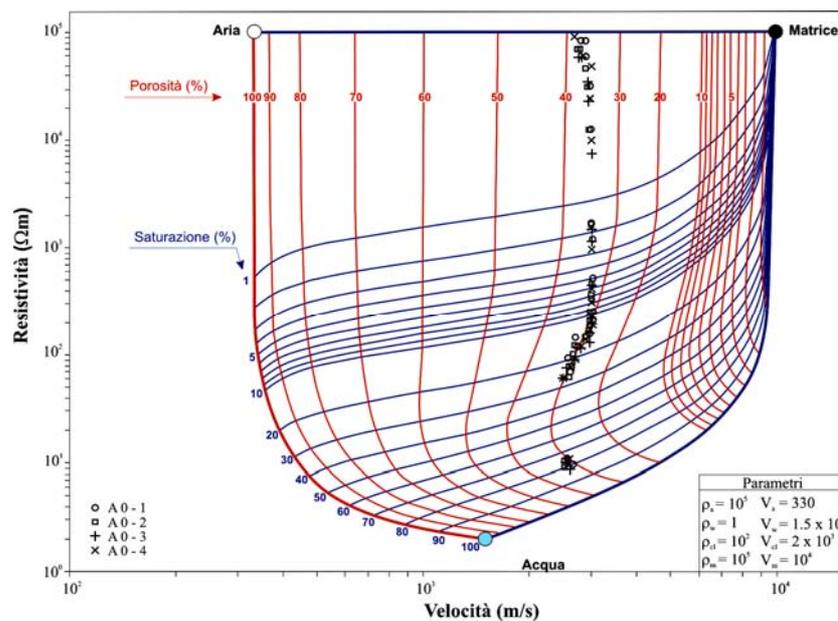


Fig. 3.31 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie A0 a diversi gradi di saturazione.

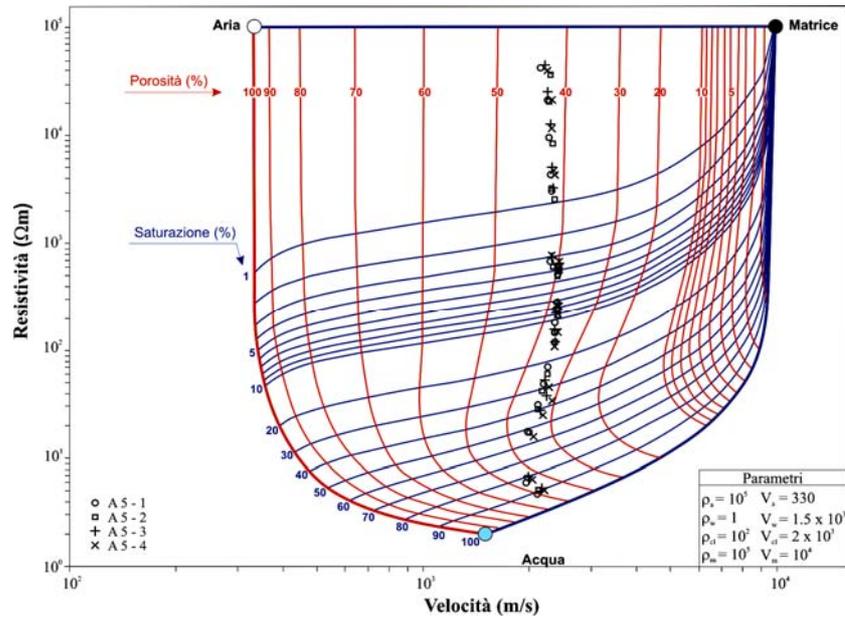


Fig. 3.32 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5 \text{ g / cm}^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie A5 a diversi gradi di saturazione.

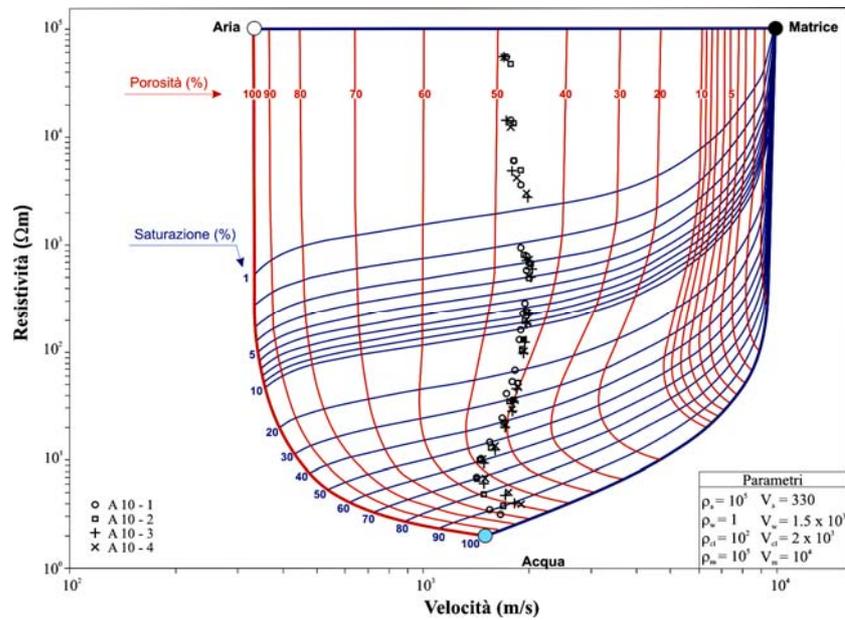


Fig. 3.33 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5 \text{ g / cm}^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie A10 a diversi gradi di saturazione.

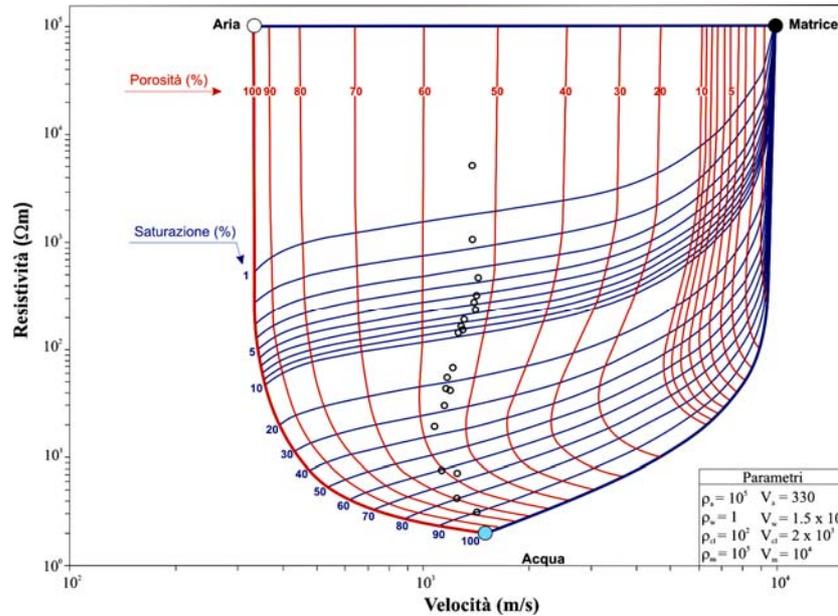


Fig. 3.34 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5 \text{ g/cm}^3$ e dati sperimentali del campione A20 a diversi gradi di saturazione.

In tabella 3.10 sono riportati i valori di porosità e grado di saturazione ottenuti con prove di laboratorio e quelli stimati dagli abachi del modello, sia con $XD = 0$ e $\gamma = 2.71 \text{ g/cm}^3$, che con $XD = 0.5$ e $\gamma = 5 \text{ g/cm}^3$, dei campioni serie B. Come per le tabelle precedenti, si riportano i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie, sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

CAMPIONE	PARAMETRI					
	Geotecnici		Da modello			
	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)	$XD=0$ e $\gamma_{mat}=2.71 \text{ g/cm}^3$		$XD=0.5$ e $\gamma_{mat}=5 \text{ g/cm}^3$	
			Porosità Φ_p (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità Φ_v (%)	Grado di Saturazione (%)
A 0	37.4	81.0	20.6 – 32.3 24.3	56.1 – 59.6 57.5	26.9 – 37.8 31.6	77.3 – 80.5 78.6
A 5	42.5	96.4	31.0 – 42.5 36.1	68.4 – 71.1 69.8	31.8 – 48.4 38.7	88.1 – 90.3 89.3
A 10	48.7	94.4	41.4 – 48.7 44.6	69.2 – 73.7 71.1	39.5 – 67.8 45.8	88.8 – 92.5 90.4
A 20	58.1	93.3	51.6 – 56.9 53.9	55.2	52.0 – 73.0 55.6	88.7

Tab. 3.10 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello, iniziale e corretto, dei campioni serie A.

E' possibile osservare, come per le serie FP, che le correzioni apportate migliorano il grado di saturazione per tutte le serie, che aumenta del 20% circa rispetto a quello stimato dal modello iniziale non corretto, divenendo comparabile con quello geotecnico, ma mantenendo comunque uno scarto minimo con i valori geotecnici che aumenta all'aumentare del contenuto di argilla passando da un minimo del 2% (per le serie A0) ad un massimo del 5% (per il campione A20).

Riguardo alla porosità, si nota una variazione tra Φ media stimata dal modello iniziale non corretto e quella del modello corretto, maggiore per le serie A0 (7.3%) e A5 (2.6%), e minima, avvicinandosi al valore geotecnico, per le altre due serie A10 e A20 (in media 1.4%). Rispetto al valore di porosità ottenuto per via geotecnica, la discrepanza con la porosità stimata dal nuovo modello si riduce leggermente all'aumentare del contenuto in argilla, variando da un massimo di 5.8%, per A0, ad un minimo di 2.5%, per A20. Si deduce, quindi, un miglioramento sia dal punto di vista della saturazione, nonostante ci sia ancora una piccola differenza col valore geotecnico (4.5% in media), che da quello della porosità, con uno scarto medio di solo 3.7%, che rientrano nell'ordine dell'errore relativo percentuale medio, stimato del $\pm 10.1\%$ (cfr Appendice A).

Come per le serie FP, anche per i campioni serie *A* si può osservare che l'andamento dei punti sperimentali mal si adatta a quelle teoriche.

Nelle figure 3.35 – 3.38 sono riportati gli abachi del modello corretto per i campioni con cemento pozzolanico tipo *B*.

In tabella 3.11 sono riportati i valori di porosità e grado di saturazione ottenuti con prove di laboratorio e quelli stimati dagli abachi del modello, sia con $XD=0$ e $\gamma = 2.71\text{g}/\text{cm}^3$, che con $XD=0.5$ e $\gamma = 5\text{g}/\text{cm}^3$, dei campioni serie *B*. Come per le tabelle precedenti, si riportano i valori di Φ e S_w stimati da tutte le misure effettuate durante la desaturazione per ogni gruppo di 4 campioni di ciascuna serie, sia come valori massimo e minimo (testo normale), sia come valore medio (in grassetto).

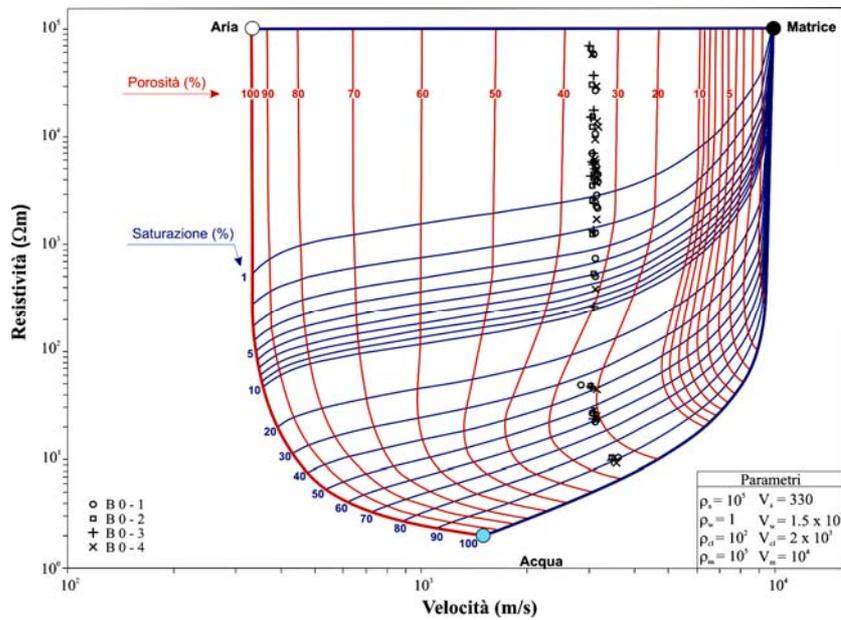


Fig. 3.35 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie B0 a diversi gradi di saturazione.

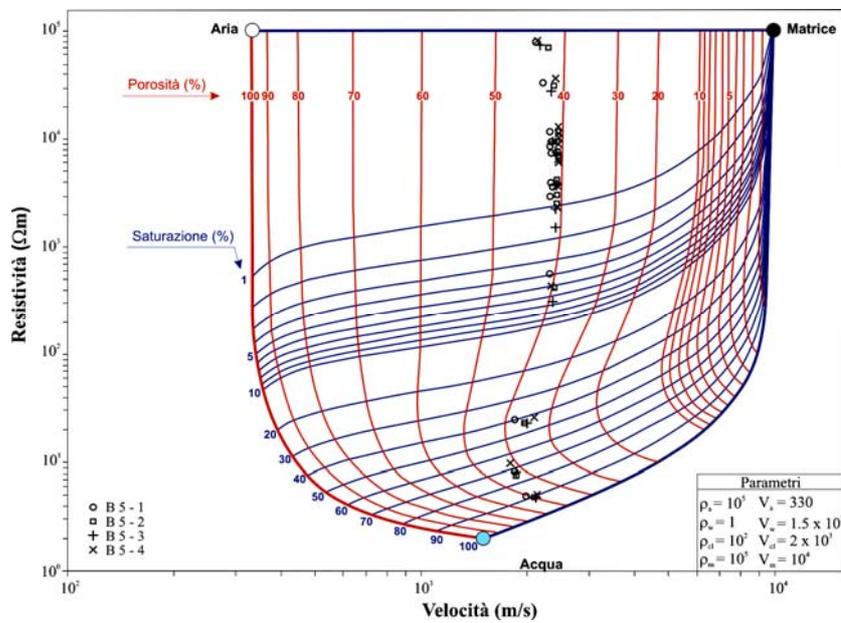


Fig. 3.36 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie B5 a diversi gradi di saturazione.

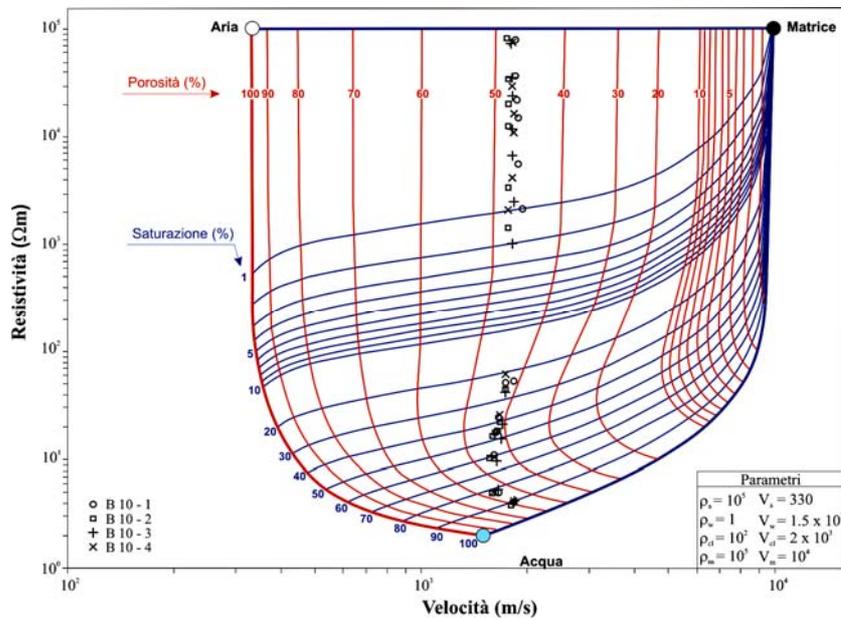


Fig. 3.37 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie B10 a diversi gradi di saturazione.

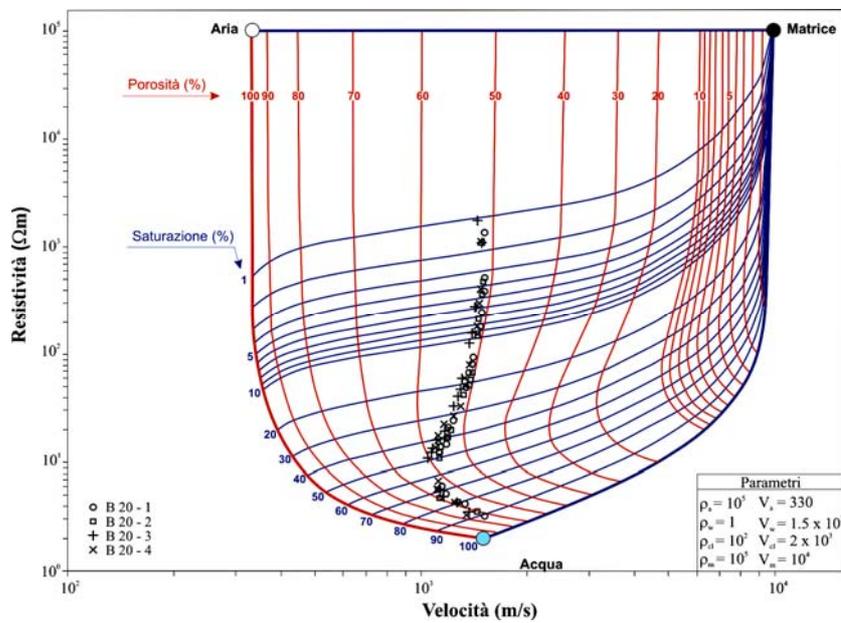


Fig. 3.38 – Diagramma $\rho - V$ corretto con $XD = 0.5$ e $\gamma_{mat} = 5g/cm^3$ e dati sperimentali dei campioni della serie B20 a diversi gradi di saturazione.

CAMPIONE	PARAMETRI					
	Geotecnici		Da modello			
			XD=0 e $\gamma_{mat}=2.71\text{g/cm}^3$		XD=0.5 e $\gamma_{mat}=5\text{g/cm}^3$	
	Porosità (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità Φ_p (%)	Grado di Saturazione (%)	Porosità Φ_v (%)	Grado di Saturazione (%)
B 0	32.2	99.0	16.6 – 23.5 20.2	68.8 – 73.4 71.0	16.6 – 23.5 30.3	88.5 – 92.2 90.3
B 5	41.6	93.3	34.2 – 43.0 38.2	67.3 – 70.5 69.3	32.9 – 48.7 40.9	87.3 – 89.9 88.9
B 10	48.8	95.2	40.9 – 47.9 44.8	69.1 – 71.6 70.3	40.2 – 58.8 46.7	88.7 – 90.1 89.7
B 20	56.7	88.3	50.5 – 57.3 53.2	64.1 – 70.3 66.4	50.7 – 71.6 55.1	84.5 – 89.7 86.5

Tab. 3.11 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e da modello, iniziale e corretto, dei campioni serie B.

E' possibile osservare, come per le serie A, che le correzioni apportate al modello migliorano il grado di saturazione per tutte le serie, che aumenta del 20% circa rispetto a quello stimato dal modello non corretto, divenendo comparabile con quello geotecnico, ma mantenendo comunque uno scarto con i valori geotecnici del 5.1% in media.

Riguardo alla porosità, si nota, analogamente ai campioni di serie A, una variazione tra Φ media stimata dal modello iniziale non corretto e quella relativa al modello corretto, maggiore per le serie B0 (10.1%), e minima, avvicinandosi al valore geotecnico, per tutte le altre serie (in media 2.2%). Rispetto al valore stimato per via geotecnica, la discrepanza con la porosità stimata dal nuovo modello è minima (in media 1.6%). Si deduce, quindi, un migliore scarto sia dal punto di vista della saturazione, nonostante ci sia ancora una piccola differenza col valore geotecnico (5.1% in media), che da quello della porosità, con uno scarto medio di solo 1.6%, che rientrano nell'ordine dell'errore relativo percentuale medio, stimato del $\pm 10.2\%$ (cfr Appendice A).

Come per le serie già descritte, anche per i campioni serie B si può osservare che l'andamento delle curve sperimentali mal si adatta a quello delle curve teoriche. Questa mancata corrispondenza potrebbe essere associata al fattore correttivo apportato al modello nel 1999; tale fattore, infatti, è stato assegnato in funzione di numerose prove di laboratorio su campioni (calcareniti, arenarie, ignimbriti e campioni ricostruiti utilizzando un particolare collante invece del cemento) diversi da quelli utilizzati in questa tesi, individuando una funzione complessa tipo gaussiana centrata

sul valore di porosità 50% (eq. II.3). E' possibile che la funzione vada modificata considerando un andamento non a campana (fig. 2.4) bensì asimmetrico. D'altro canto, l'aumento di porosità con l'aumento di saturazione può essere imputato al "rigonfiamento delle argille" che assorbono vari strati d'acqua, e l'effetto è un reale aumento di porosità (fig. 3.2).

Riassumendo, quindi, si può notare che le correzioni apportate al modello iniziale presentano i seguenti vantaggi:

- un possibile confronto tra porosità geotecnica e porosità da modello essendo entrambe porosità totali;
- un netto miglioramento del grado di saturazione che tende ad avvicinarsi a quello fornito dalla geotecnica, con uno scarto medio in alcuni campioni anche del solo 2% (serie B20);
- una migliore definizione del valore di porosità che tende ad approssimarsi a quello fornito dalla geotecnica, con uno scarto medio del solo 4%.

CAPITOLO IV

Misure in situ

INTRODUZIONE

Allo scopo di testare il modello elettrosismico anche su dati di campagna sono state scelte tre aree test con caratteristiche litologiche diverse tra loro:

- ❖ la prima area test è costituita da una zona di duna costiera, appositamente scelta come area-test rappresentativa di una litologia perfettamente omogenea: **Marina di Ascea**, nel comune di Ascea (SA);
- ❖ la seconda area test è costituita da una conca endoreica riempita da prodotti piroclastici e fluvio-lacustri, con un basamento carbonatico: **Piano di Verteglia**, in comune di Montella (AV);
- ❖ la terza area test è costituita da una piana alluvionale, caratterizzata da un'alternanza di porzioni superficiali limo-argillose, seguite da strati sabbiosi e piroclastiti rimaneggiate: **Pineta di Castel Volturno**, nel comune di Castel Volturno (CE).

4.1 METODOLOGIE APPLICATE

Le indagini in situ sono state effettuate con l'utilizzo del *metodo della resistività* per i metodi geoelettrici, ed il *metodo sismico a rifrazione* per quelli sismici.

Le prospezioni geoelettriche sono state effettuate col metodo “*Quadrupolo simmetrico di Schlumberger*” (fig. 4.1), con cui si determina la distribuzione della resistività apparente ρ al centro dello stendimento AMNB mediante l'equazione IV.1.

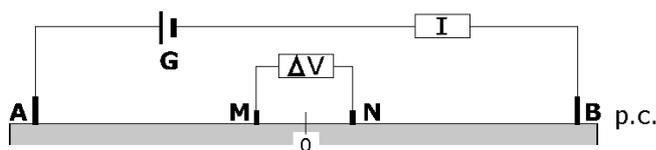


Fig. 4.1 – Schema rappresentativo della disposizione simmetrica quadrupolare Schlumberger utilizzata per l'esecuzione di Sondaggi Elettrici Verticali: **A** e **B** elettrodi di corrente, **M** e **N** elettrodi di potenziale.

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \pi \left[\frac{(AB/2)^2}{MN} - \frac{MN}{4} \right] \quad (IV.1)$$

L'interpretazione di tali sondaggi è stata eseguita utilizzando due tipologie di software:

- ❖ *Geoel*, programma che prevede l'immissione del modello di prima interpretazione sulla base del quale viene costruita una curva teorica che va confrontata con quella di campagna. Nel caso in cui le due curve non combaciano, l'interprete modifica i valori degli spessori e/o della resistività fino ad ottenere risultati soddisfacenti.
- ❖ *Resix Plus* e *IPI2win*, programmi di modellizzazione inversa per l'interpretazione di dati di sondaggi di resistività in termini di modelli 1-D di stratificazione del sottosuolo. Questi utilizzano una metodologia del tipo "trial and error": sulla base dei dati di campagna il software automaticamente valuta il modello interpretativo che meglio si adatta ai dati sperimentali, ovvero che fornisce uno scarto quadratico minimo.

Per le prospezioni sismiche si è utilizzato il *metodo sismico a rifrazione* e l'interpretazione dei sondaggi sismici a rifrazione è stata effettuata utilizzando il *Metodo Reciproco di Hawkins* (HAWKINS, 1961).

Per la sua applicazione devono essere soddisfatte le seguenti condizioni:

1. una morfologia della superficie di discontinuità con pendenze non eccessive e tale da poterne considerare piana quella porzione che farà registrare, per uno stesso geofono, impulsi rifratti provenienti dalle due sorgenti;
2. una velocità del basamento costante lungo tutto il profilo.

4.2 MARINA DI ASCEA

4.2.1 Inquadramento geologico

Le indagini sono state eseguite in località Baia Tirrena, immediatamente a nord di Torre del Telegrafo, nel territorio comunale di Ascea.

Questa rappresenta una piccola baia circondata da rilievi, spesso con pareti subverticali, con altezze che arrivano mediamente sui 70-80 m sul livello del mare, in cui affiorano terreni ascrivibili alla Formazione del Saraceno (BONARDI *et al.*, 1988). Si tratta di una successione costituita da torbiditi calcaree e calcareo-marnose, spesso silicizzate, con porzioni, soprattutto nella parte alta, in cui prevale la frazione silicoclastica, di età eocene-oligocene superiore; la successione si presenta fortemente deformata, con una serie di sistemi di pieghe isoclinali, di faglie e di clivaggi.

Alla base dei rilievi si rinviene una falda detritica costituita da ciottolame derivante dall'alterazione e dal disfacimento delle rocce suddette, immersi in una matrice sabbiosa grossolana, passante nella parte più interna della baia a depositi di conoide torrentizia, originatisi allo sbocco degli impluvi a regime torrentizio sulla piana; tali conoidi attualmente si presentano reincise e in alcune porzioni terrazzate e coltivate a uliveto.

Procedendo verso la costa si rinvencono depositi sabbiosi di duna mobile e di spiaggia, che costituiscono una fascia continua lungo tutto il litorale di Marina di Ascea fino a Punta del Telegrafo. Si tratta di sabbie in genere giallastre o grigiastre, a composizione prevalentemente quarzosa, a granulometria medio-grossolana con qualche ciottoletto ben arrotondato di dimensioni centimetriche, in cui si evidenziano strutture sedimentarie tipo laminazioni o ripples. La morfologia che questi depositi restituiscono è sub-pianeggiante, debolmente degradante verso mare, interrotta da un cordone a debole rilievo, morfologicamente ben definito. Su questa fascia si rinvencono ancora piccoli lembi di vegetazione tipica della macchia mediterranea. La piana, inoltre, è interrotta da due canali artificiali che raccolgono le acque provenienti dagli impluvi torrentizi che scendono dai rilievi presenti lungo il bordo della baia.

Oltre il cordone si passa alla spiaggia attuale, che si presenta con una pendenza leggermente più accentuata ed è costituita da sabbie giallastre grossolane passanti a ghiaiette lungo la battigia.

I sondaggi eseguiti nell'area sono stati ubicati tutti nella zona di duna mobile, oltre il cordone o al margine interno dello stesso, con due in particolare a ridosso del canale di deflusso delle acque, e con azimuth sub-parallelo alla linea di costa, nel limite ovviamente delle possibilità operative. Tale area è stata scelta al fine di testare l'attendibilità del modello su una litologia il più omogenea possibile, in modo da limitare al minimo le variabili che possono influenzare l'interpretazione dei dati, quali la presenza di intercalazioni argillose.

4.2.2 Analisi ed interpretazione dei dati

SONDAGGI ELETTRICI VERTICALI

Sono stati effettuati 3 sondaggi posizionati su profili sub-paralleli allineati alla costa, con direzioni rispettivamente di N335, N315, N320 (fig. 4.2) e con quote topografiche del centro del profilo rispettivamente di 3.2, 3 e 3.1 metri; su ciascun profilo sono stati ubicati un Sondaggio Elettrico Verticale (SEV) e un Sondaggio Sismico a Rifrazione (SSR).

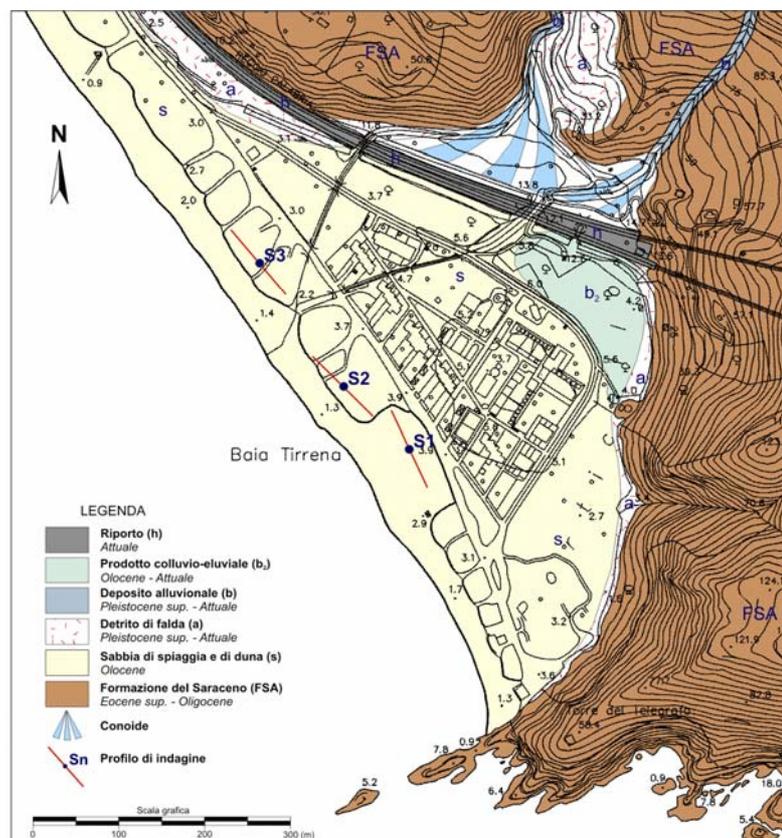


Fig. 4.2 – Schema geologico dell'area d'indagine con ubicazione dei sondaggi.

Per l'effettuazione dei SEV, si è utilizzato lo strumento monocanale STING R1/IP e adottato il dispositivo quadripolare simmetrico Schlumberger con 7 punti per decade (fig. 4.3).

Nelle figure 4.4 *a*, *b* e *c* sono riportati i modelli interpretativi dei SEV risultanti dall'analisi effettuata con il RESIXP; in alto a destra è indicato lo scarto tra curva sperimentale e curva calcolata sul modello interpretativo del sottosuolo proposto, mentre in basso sono riportati i valori di resistività e profondità degli elettrostrati ipotizzati dal modello.

I dati elettrici, riassumendo, mostrano la presenza di 5 elettrostrati:

- *elettrostrato ad alta resistività*: porzione superficiale della duna con resistività media di 3625 Ωm e spessore maggiore per il SEV 1 (1.8 m) e minore per i successivi due (0.3 m in media);
- *elettrostrato a medio-alta resistività*: resistività media pari a 907 Ωm e spessore piccolo per il SEV 1 (0.7 m) e maggiore per i successivi due (2.3 m in media);
- *elettrostrato a medio-bassa resistività*: resistività media pari a 65 Ωm e spessore medio pari a 1.6 m;
- *elettrostrato a bassa resistività*: resistività media pari a 23 Ωm e spessore medio pari a 1.7 m;
- *elettrostrato a resistività molto bassa*: elettrostrato più profondo a resistività media pari a 3 Ωm .



Fig. 4.3 – Esecuzione di un Sondaggio Elettrico Verticale con dispositivo quadripolare Schlumberger nella fascia di duna in località Baia Tirrena, Marina di Ascea, mediante l'utilizzo dello strumento STING R1/IP.

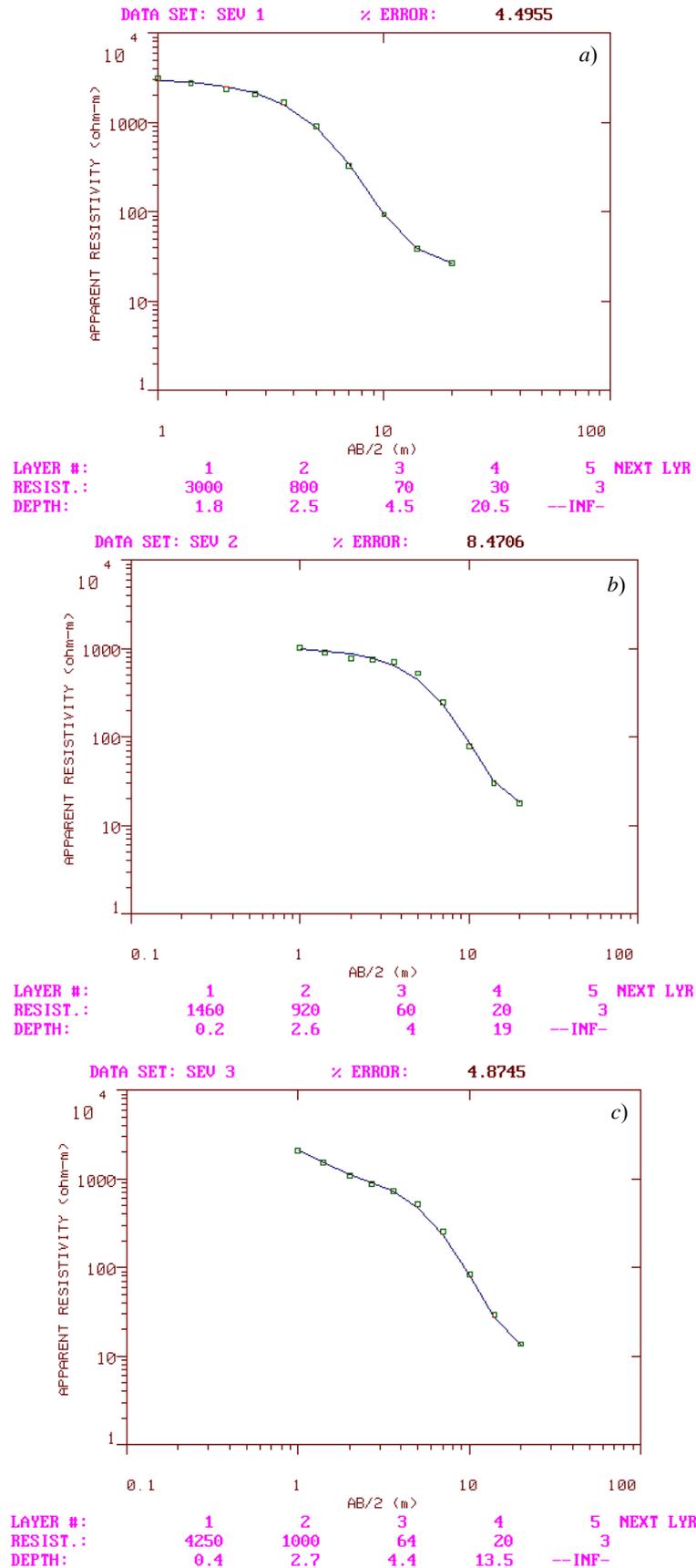
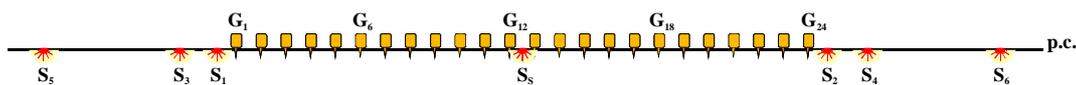


Fig. 4.4 – Modelli interpretativi dei SEV effettuati a Marina di Ascea, risultanti dall'utilizzo del software Resix Plus: (a) SEV 1, (b) SEV 2 e (c) SEV 3 (per l'ubicazione si veda Fig. 4.2).

SONDAGGI SISMICI A RIFRAZIONE

I sondaggi sismici, come già detto, sono stati ubicati in modo che il centro dello stendimento e il suo azimut coincidano con il centro del sondaggio elettrico, per cui anche per la sismica si sono effettuati 3 sondaggi distribuiti su tre profili paralleli alla costa; le indagini sismiche sono state effettuate utilizzando il sismografo modulare GEODE a 24 canali e 24 bit di risoluzione, prodotto dalla Geometrics (figg. 4.5 - 4.6), e utilizzando una distanza intergeofonica di 1 metro.

Le sorgenti S_i utilizzate sono costituite da: massa battente del peso di 8 kg per le configurazioni *split spread* ed *end on* (posta ad 1 metro dallo stendimento), e esplosivo in candelotti di perclorato di potassio e polvere di alluminio del peso di 50 grammi inseriti ciascuno in fori di 2 metri di profondità per le configurazioni *long offset shot* (posto a 3 e 13 metri dallo stendimento). Di seguito è riportato uno schema riassuntivo della configurazione adottata:



Nelle figure 4.7 *a*, *b* e *c* sono riportate le dromocrone e i corrispondenti rifrattori ricostruiti per ciascun sondaggio.

Dallo studio delle dromocrone è evidente la presenza di un'unica variazione di velocità e quindi un unico rifrattore sismico. Il metodo della morfologia variabile di Hawkins per l'interpretazione dei dati e la stima delle velocità delle onde *P* dei mezzi attraversati, individua i seguenti due strati:

- *strato a bassa velocità*: con velocità media di 264 m/s e profondità media 2.5 m;
- *strato ad alta velocità*: con velocità media di 1661 m/s.



Fig. 4.5 – Esecuzione di un Sondaggio Sismico a Rifrazione nella fascia di duna in località Baia Tirrena, Marina di Ascea, mediante l'utilizzo del sismografo GEODE a 24 canali.

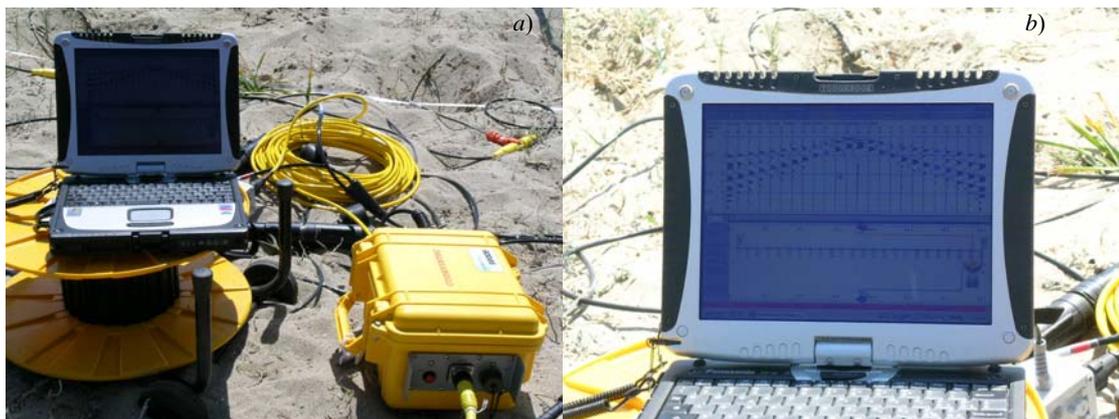


Fig. 4.6 – a) Strumentazione sismica GEODE durante l'acquisizione in configurazione split spread; b) Particolare dell'immagine rappresentante la registrazione sismica delle tracce sui 24 canali.

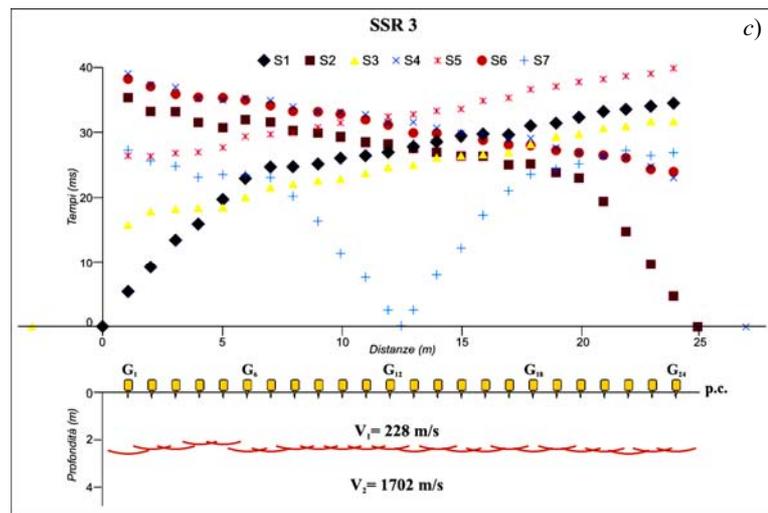
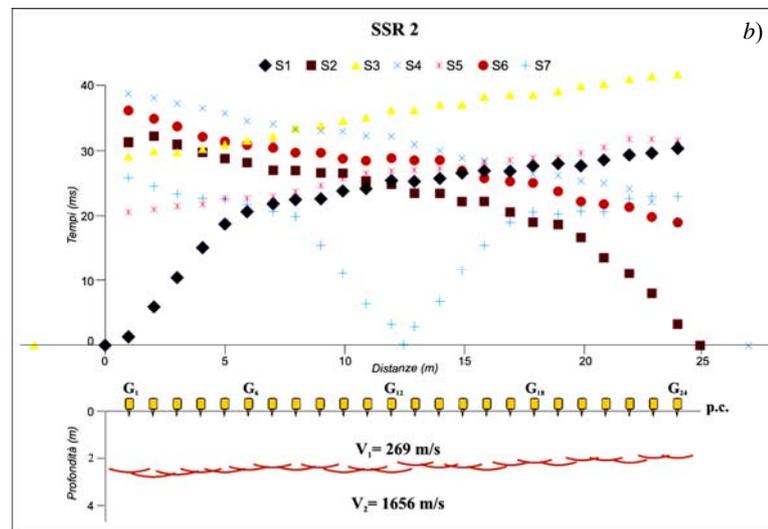
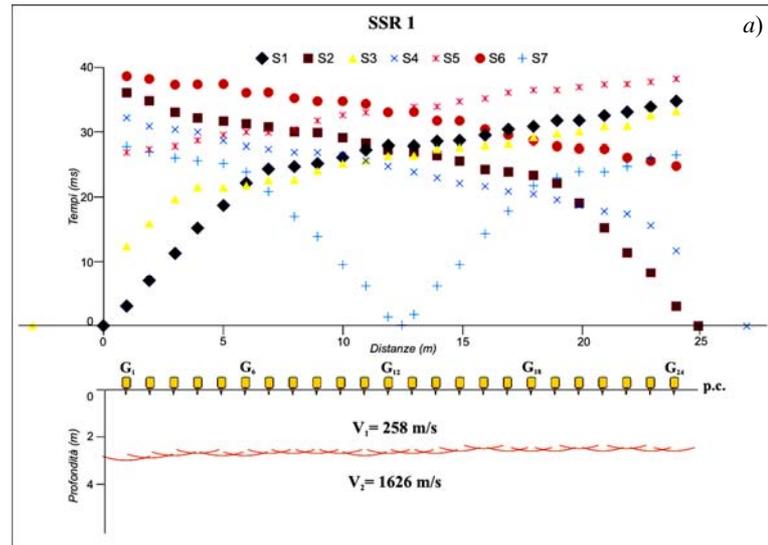


Fig. 4.7 – In alto sono visualizzate le dromocrone relative ai sondaggi sismici a rifrazione 1 (a), 2 (b) e 3 (c), e in basso l'interpretazione con le profondità del rifrattore sotto ciascun geofono e le corrispondenti velocità dei mezzi attraversati (per l'ubicazione si veda Fig. 4.2).

E' evidente che la porzione superficiale della duna sabbiosa mostra valori di velocità più bassi della velocità dell'aria. Questo rappresenta un problema molto diffuso relativo all'aerato superficiale, per cui sorge il dubbio che quelle individuate con una sorgente superficiale siano in realtà le velocità di onde superficiali o di onde di taglio e non di onde tipo *P*.

Per valutare tale ipotesi è stato effettuato un test nell'area in esame consistente nell'utilizzo di 5 triplette di geofoni (fig. 4.8), ciascuna costituita da un geofono verticale e due geofoni orizzontali (disposti rispettivamente parallelamente e perpendicolarmente allo stendimento). L'intervallo tra le triplette di geofoni è di 2 metri.



Fig. 4.8 – Tripletta di geofoni: uno verticale e due orizzontali disposti parallelamente e perpendicolarmente allo stendimento.

Il test è consistito nell'utilizzo di due tipi di sorgenti: una superficiale, costituita da una massa battente del peso di 8 Kg, posta a 2 metri dalla prima tripletta; e una profonda costituita da una microcarica di esplosivo a innesco elettrico, posta a 2 metri di profondità in corrispondenza della verticale della sorgente superficiale. In figura 4.9 sono riportate le dromocrone risultanti dall'esperimento effettuato.

E' evidente che le dromocrone dei primi arrivi relative alla sorgente in profondità sono caratterizzate da un coefficiente angolare minore e quindi da una velocità maggiore rispetto a quelle relative alla sorgente superficiale. Da notare che le dromocrone delle onde rifratte portano a calcolare una velocità di 1507 m/s per la sorgente superficiale e di 1587 m/s per la sorgente in profondità, che sono comparabili, in media 1550 m/s. E' altresì evidente che i tempi di arrivo, relativi ad ogni geofono che forma la tripletta, si

scostano l'uno dall'altro in media di 1 millisecondo, scarto che rientra negli errori di lettura dei tempi.

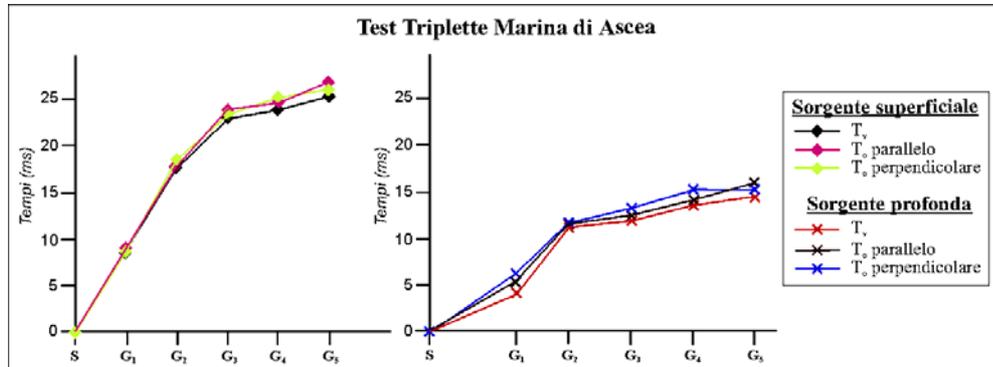


Fig. 4.9 – Dromocrone ricostruite per le due sorgenti utilizzate (martello e esplosivo) e per i geofoni orizzontali e verticale.

Per definire la velocità delle onde che attraversano l'aerato e i sismostrati sottostanti, è necessario però considerare la variazione di quota che si ha tra la sorgente posizionata in profondità e i geofoni posti in superficie (fig. 4.10); in questo modo i tempi di percorso dei raggi diretti e rifratti generati dalla sorgente esplosiva sita in profondità ($Z_s = 2m$ nel nostro caso) sono espressi dalle seguenti equazioni:

$$T_d = \frac{\sqrt{Z_s^2 + X^2}}{V_1}$$

$$T_r = \frac{X}{V_2} + \frac{(2h - Z_s) \cos i_c}{V_1}$$

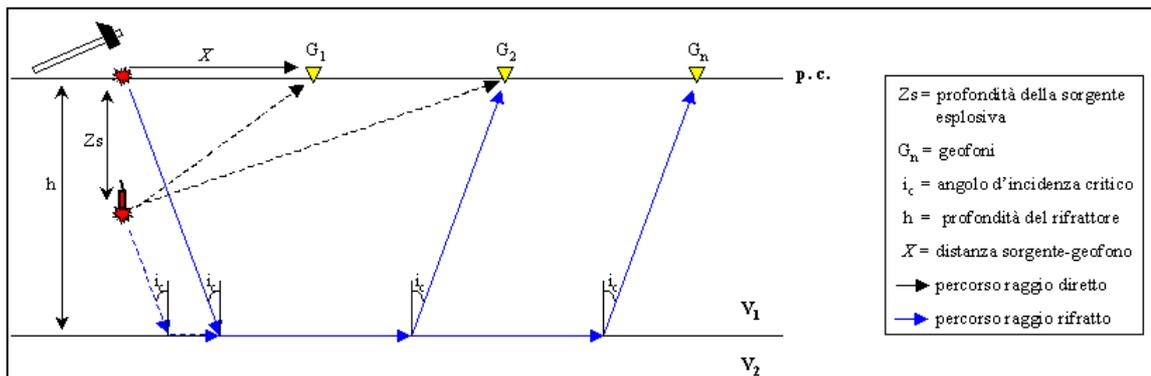


Fig. 4.10 – Percorso dei raggi diretti e rifratti generati dalle due sorgenti utilizzate (martello ed esplosivo).

In questo modo le velocità dell'aerato calcolate sono rispettivamente di 417 m/s per la sorgente in profondità e 220 m/s per la sorgente in superficie.

Ipotizzando che la velocità calcolata mediante l'utilizzo di una sorgente superficiale sia in realtà la velocità delle onde S, rispetto invece a quella calcolata

mediante l'utilizzo di una sorgente profonda, attribuita alla velocità delle onde P , si otterrebbe, per il sito in esame, un coefficiente di Poisson di 0.31, tipico di materiali sciolti quali sabbie.

Ciò confermerebbe l'ipotesi iniziale, per la quale in un aerato superficiale la velocità delle onde individuate con una sorgente superficiale si riferisce ad onde di taglio o superficiali e non ad onde di tipo P , in pratica circa la metà di quella individuata con una sorgente profonda, come mostrato in fig. 4.11.

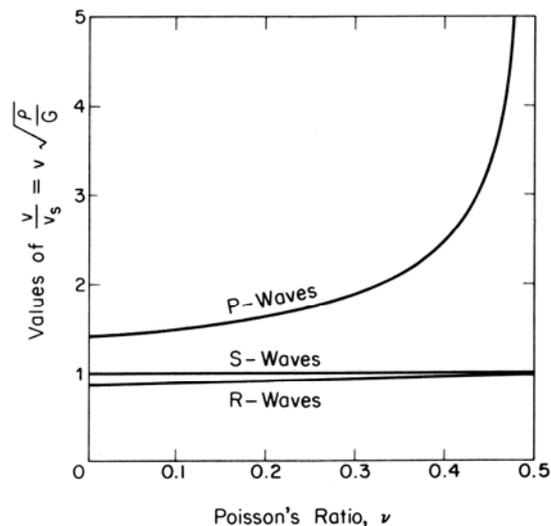


Fig. 4.11 – Relazione tra rapporto di Poisson (ν) e velocità di propagazione delle onde di compressione (P), di taglio (S) e di Rayleigh (R) in un mezzo elastico semi-infinito (da RICHART *et al.*, 1970)

E' evidente che una singola prova non è esaustiva per generalizzare l'ipotesi effettuata, ma la risposta positiva che ha fornito questo test ci induce ad eseguire ulteriori indagini e test per confermare o meno l'ipotesi avanzata.

Sulla base di quanto detto, si sono omessi nei grafici del modello le velocità degli strati superficiali.

Dalla correlazione dei profili geoelettrici e sismici, si è ricostruita la possibile stratificazione del sottosuolo nell'area in esame (fig. 4.11).

Dai rilievi di superficie e sulla base delle caratteristiche geologiche, è lecito ipotizzare una stratigrafia del sottosuolo omogenea, costituita da sabbie di duna e di spiaggia, litologia compatibile con i valori di resistività e velocità V_p riscontrate nei sondaggi geofisici. Sulla base di questi ultimi, si mette in evidenza un diverso contenuto di acqua scendendo in profondità. Si riscontra, infatti, un primo livello di sabbie completamente asciutte, caratterizzato da resistività molto alta, seguito da un

intervallo a resistività più bassa situato immediatamente al di sopra della superficie piezometrica, interpretabile come una frangia capillare. Quest'ultima presenta uno spessore maggiore in corrispondenza del canale che convoglia le acque meteoriche dai rilievi alle spalle della baia verso mare, per lo scambio idrico dal canale verso la falda.

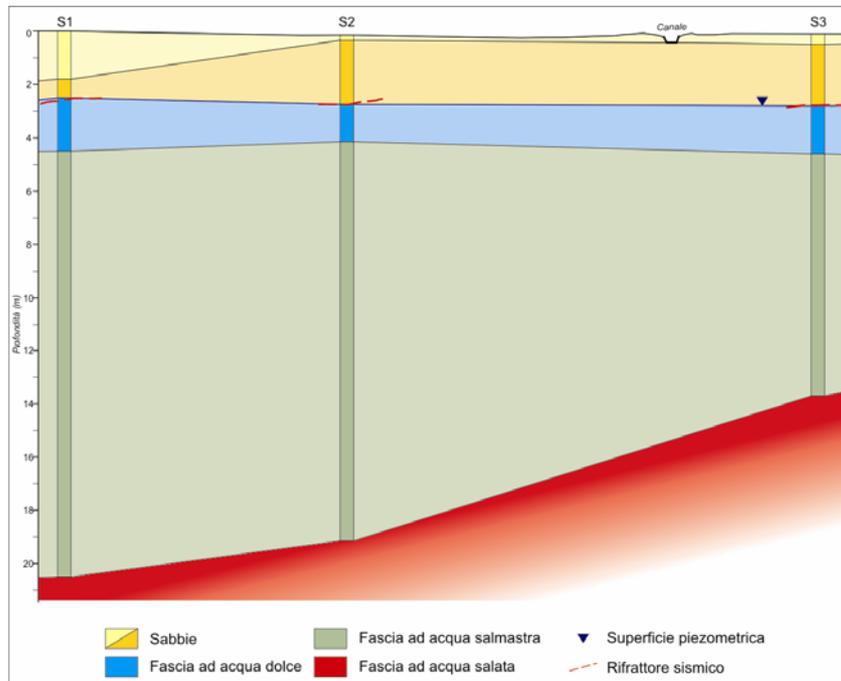


Fig. 4.11 – Sezione geologica dell'area investigata.

La falda, posta ad una profondità media di 2.6 metri, si deprime leggermente procedendo dal SEV 1 verso il SEV 3, a causa probabilmente di emungimento della falda effettuato dalle abitazioni situate alle spalle del cordone dunare. La superficie piezometrica è stata ben individuata da entrambe le metodologie applicate. Verso il basso si assiste ad una contaminazione della falda da acqua marina, con entità sempre maggiore via via che aumenta la profondità. Sempre in corrispondenza del SEV 3 si assiste ad una forte risalita dell'interfaccia, così come ci si aspetterebbe dalle leggi che regolano l'equilibrio tra acqua dolce e acqua salata (CELICO, 1986).

4.2.3 Applicazione del Modello Elettrosismico

Le “Sezioni Elettrosismiche” (SES) associano a ciascuno strato una coppia di valori (ρ , V), da inserire negli abachi del modello per la valutazione dei corrispondenti

parametri fisici di porosità e grado di saturazione. Di seguito sono riportate le sezioni elettrosismiche relative ai tre profili effettuati (fig. 4.12).

E' possibile osservare che, man mano che si va in profondità, diminuisce la resistività passando da valori prossimi a 67 a 25 e 3 Ωm , indicando un passaggio tra acqua dolce ad acqua gradualmente più contaminata dall'acqua salata. Di conseguenza si sono dovuti riportare i valori dei singoli orizzonti su abachi diversi, con la resistività del punto ACQUA variabile in funzione della salinità riscontrata (fig. 4.13), adottando un valore di 20 Ωm per acqua dolce, sulla base di misure eseguite nell'acqua di falda di pozzi presenti nell'area, 7 Ωm per acqua salmastra e 1 Ωm per acqua salata, ipotizzati sulla base delle fasce di salinità descritte in figura 1.1 del capitolo I, risultanti dalla relazione resistività-salinità riportata da KELLER & FRISHKNECHT (1966).

Come si è detto, non sono considerati negli abachi i primi due strati elettrosismici, caratterizzati da velocità più bassa dell'aria.

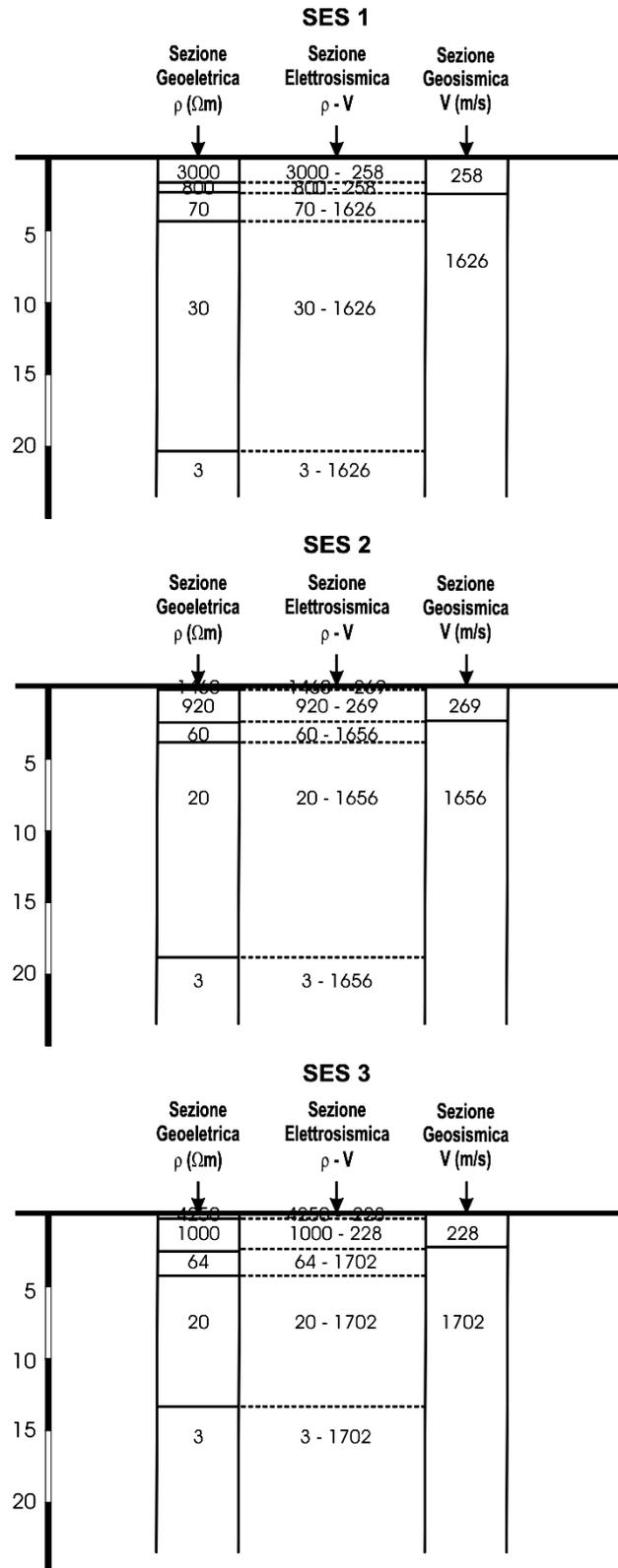


Fig. 4.12 – Sezioni Elettrosismiche costruite per ciascun profilo associando ad ogni elettrostrato il corrispondente sismostrato.

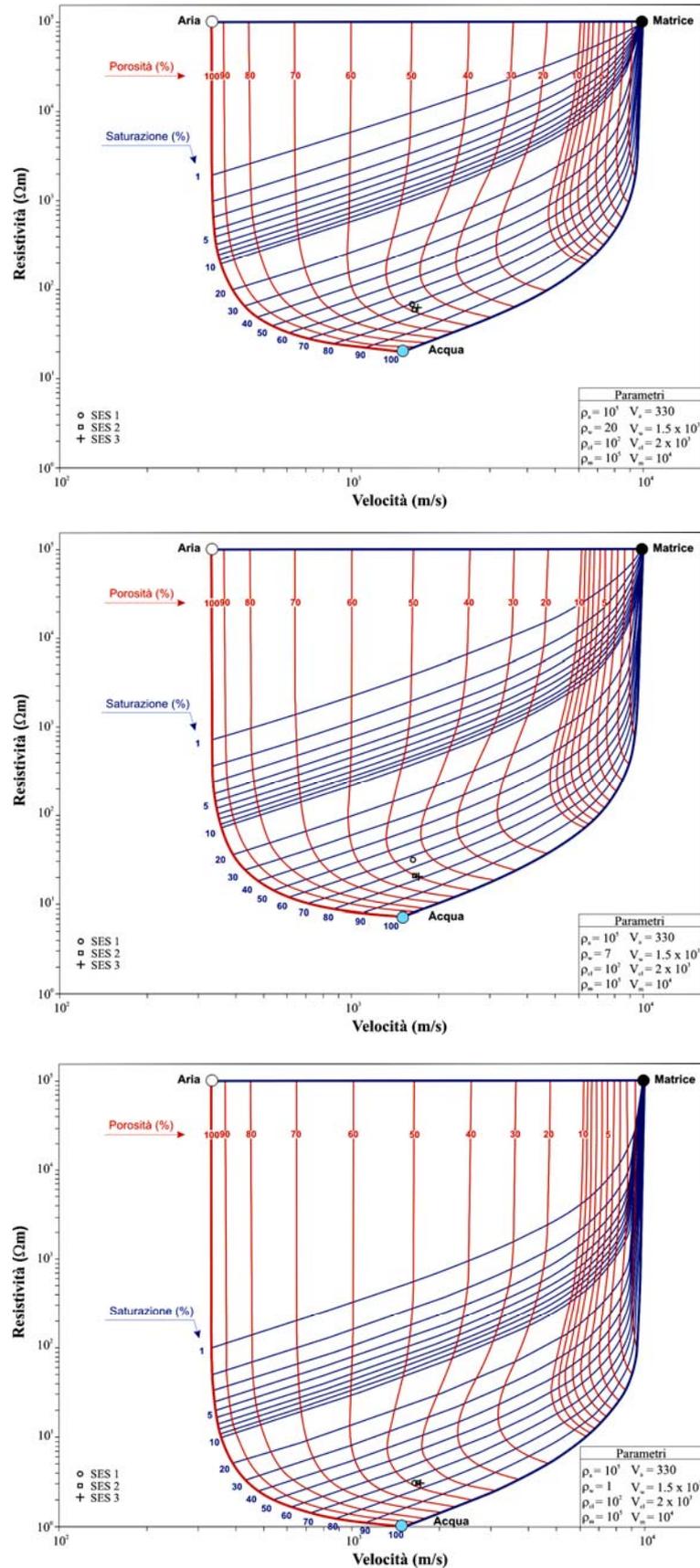


Fig. 4.13 – Modello elettrosismico ottenuto per i diversi orizzonti individuati nei tre profili effettuati a Marina di Ascea; i tre grafici differiscono tra loro per la resistività del punto ACQUA.

Tenendo conto delle variazioni topografiche dell'area, si sono individuati tre orizzonti elettrosismici (fig. 4.14).

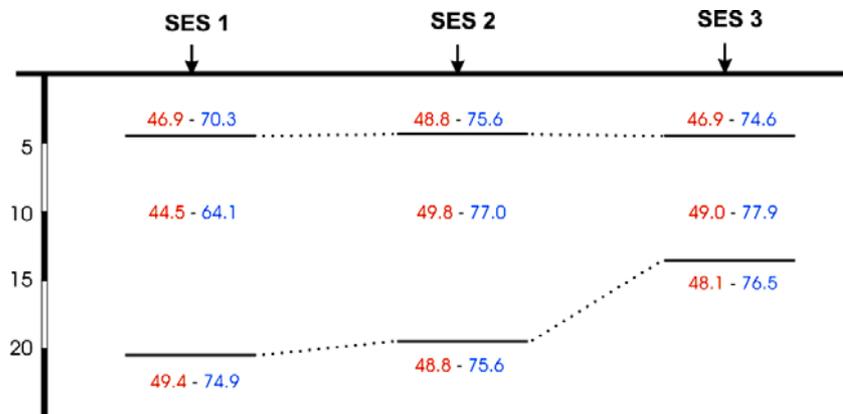


Fig. 4.14 – Orizzonti Elettrosismici individuati per ciascun sondaggio dall'analisi del modello, con individuazione dei parametri fisici di porosità (rosso) e grado di saturazione (azzurro), espressi in percentuale e corrispondenti per ciascun orizzonte.

- *orizzonte I*: livello sabbioso con porosità media di 47.5% e saturazione alta di 73.5%; lo spessore medio è 1.7 m, probabilmente sede di una falda idrica;
- *orizzonte II*: livello sabbioso con porosità media di 47.8% e saturazione alta di 73.0%; lo spessore medio è 13.4 m, in cui probabilmente si ha contaminazione della falda da acqua salata;
- *orizzonte III*: livello sabbioso con porosità media di 48.8% e saturazione alta di 75.7%, in cui si verifica ingressione di acqua salata.

4.2.4 Determinazione del peso di volume in situ

Nell'area in esame sono state eseguite misure direttamente in sito del peso di volume dei terreni posti a circa 1 metro di profondità dal piano campagna.

Il metodo utilizzato è quello del *volumetro a sabbia*: tale metodo prevede il prelievo di una quantità nota di materiale, appartenente alla struttura in terra da analizzare, mediante l'esecuzione di un foro di forma il più regolare possibile (RAVIOLO, 1993). Il metodo consiste nel riempire di sabbia calibrata il foro di prova; nota la quantità di sabbia introdotta ed il suo peso di volume, si risale al volume del foro. Determinando il volume del foro, la densità γ in condizioni di umidità naturale viene calcolata attraverso la seguente relazione:

$$\gamma = \frac{\text{peso del terreno prelevato}}{\text{volume del foro}}$$

Il riempimento del foro di prova viene effettuato mediante sabbia calibrata, pressoché monogranulare. L'operazione più importante, per quanto riguarda l'affidabilità dei risultati, è rappresentata dalla preparazione del foro, la cui forma e dimensioni dovrebbero avvicinarsi il più possibile a quelle del cilindro di taratura (fig. 4.15).

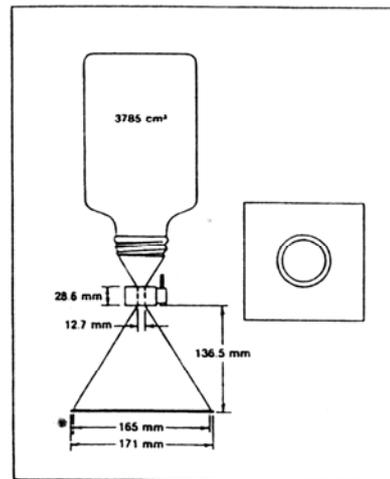


Fig. 4.15 – Volumometro a sabbia (Norme ASTM) (da RAVIOLO, 1993).

Le prove sono state effettuate applicando il procedimento di seguito descritto:

- a) con l'apposito utensile livellare la superficie del terreno su cui si intende eseguire il foro, per una dimensione di circa 50x50 cm;
- b) sistemare la piastra dotata di foro centrale (fig. 4.16), verificando che essa presenti buona aderenza al terreno, in particolare lungo il bordo del foro, fissando la piastra con appositi picchetti;



Fig. 4.16 – Sistemazione della piastra sul terreno durante l'esecuzione della prova a Marina di Ascea.

- c) scavare il foro partendo dal bordo, in modo da evitare qualsiasi disturbo del terreno al di fuori di esso;
- d) man mano che si procede nello scavo raccogliere il materiale smosso, sistemarlo in un contenitore di peso noto sigillandolo ogni volta, in modo da evitare perdite di umidità;
- e) raccogliere tutto il materiale smosso ed in particolare le particelle che rimangono sul fondo del foro e sulla piastra di appoggio del cono;
- f) riempire di sabbia calibrata il boccione, controllandone il peso;
- g) posizionare il boccione completo di cono esattamente sul foro della piastra, in modo che risulti saldamente incastrato (fig. 4.17). Aprire la valvola e, quando il flusso di sabbia si è arrestato, richiuderla. Evitare qualsiasi colpo o vibrazione che possa influenzare l'addensamento della sabbia;



Fig. 4.17 – Rimozione del boccione dopo il riempimento del foro con la sabbia calibrata durante l'esecuzione della prova a Marina di Ascea.

- h) pesare il boccione con la sabbia rimasta;

Dalle tarature iniziali sono noti:

P_S = peso della sabbia contenuta nel cono (g)

γ_S = peso di volume della sabbia (g/cm^3).

Dalle misure effettuate in fase di prova si ha:

P_B = peso del boccione vuoto completo di cono (g)

P_{BS0} = peso del boccione pieno di sabbia, completo di cono (g)

P_{BS1} = peso del boccione completo di cono con la sabbia rimasta (g)

P_G = peso del terreno prelevato dal foro (g)

W_n = contenuto d'acqua del terreno prelevato (%).

Il peso di volume del terreno (g/cm^3) in condizioni di umidità naturale è espresso dalla seguente equazione:

$$\gamma = \frac{P_G}{P_{BS0} - P_{BS1} - P_S} \cdot \gamma_S \quad (IV.2)$$

Il peso di volume secco del terreno (g/cm^3) è espresso dalla seguente equazione:

$$\gamma_d = \frac{\gamma}{100 + W_n} \cdot 100 \quad (IV.3)$$

Noti il peso di volume del terreno, naturale e secco, è stato possibile determinare il contenuto d'acqua, che è risultato di circa 4%.

Per avere poi informazioni circa la porosità della sabbia in esame, è stato necessario definire il suo peso specifico, ovvero il valore medio del peso unitario delle particelle granulari che lo compongono, mediante il metodo del picnometro, descritto nel paragrafo 3.1.4 della tesi, e applicando la seguente equazione:

$$\Phi = 1 - \frac{\gamma_d}{G_S} \quad (IV.4)$$

dove:

γ_d = peso di volume unitario della sabbia essiccata (g/cm^3)

G_S = peso specifico delle particelle granulari (g/cm^3)

Dalle tre prove in sito effettuate, ciascuna per ogni profilo, sono stati misurati i parametri geotecnici riportati in tabella 4.1

SITI	1	2	3
Profondità da p.c. (m)	1.05	1.00	1.00
Contenuto d'acqua (%)	4.1	4.1	3.2
Peso di volume secco (g/cm^3)	1.16	1.18	1.19
Peso specifico delle particelle (g/cm^3)	2.62	2.62	2.62
Porosità (%)	56	55	55

Tab. 4.1 – Schema riassuntivo dei parametri geotecnici ricavati dalle prove eseguite a Marina di Ascea lungo i 3 profili.

Si può osservare che la porosità stimata dalle prove geotecniche differisce da quella stimata dal modello di solo 7%, garantendo una stima di porosità abbastanza attendibile dal modello geofisico.

4.3 PIANO DI VERTEGLIA

4.3.1 Inquadramento geologico

Il Piano di Verteglia è una conca tettono-carsica, ubicata nel massiccio del M.te Terminio, che rappresenta la porzione nord-occidentale del gruppo montuoso dei M.ti Picentini (fig. 4.18). E' costituito da successioni carbonatiche di retroscogliera di età giurassico - cretacea con uno spessore complessivo di circa 1500 metri, su cui sono localmente conservati depositi miocenici in facies di flysch e prodotti piroclastici alto-pleistocenici (CALCATERRA *et al.*, 1994).

Esso è interessato da numerose faglie per lo più ad andamento appenninico che hanno generato numerose conche intermontane (Piana del Dragone, Campolaspierto, Piano di Verteglia, Acque Nere e Piani d'Ischia), all'interno delle quali si è impostato un classico drenaggio carsico (polje strutturali): si tratta di piccole conche tettono-carsiche sviluppatesi per l'azione congiunta di differenti eventi tettonici.

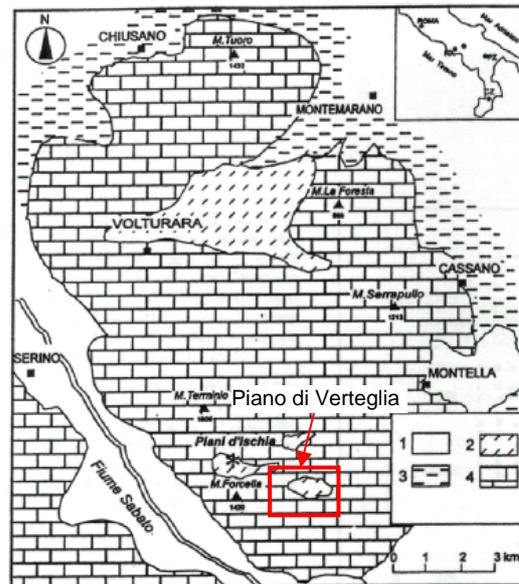


Fig. 4.18 – Ubicazione dell'area in esame. 1) Alluvioni di fondovalle (Pleistocene superiore-Olocene); 2) Depositi di riempimento dei campi carsici (Pleistocene superiore-Olocene); 3) Unità terrigene (Miocene); 4) Unità carbonatiche (Mesozoico) (modificato da BRANCACCIO *et al.*, 1998).

Vista la mancanza in bibliografia di studi geologici specifici sul Piano di Verteglia, si è preso come riferimento per l'inquadramento geologico dell'area in oggetto il lavoro di BRANCACCIO *et al.* (1998). Questi hanno ricostruito in dettaglio la successione dei terreni che riempiono la conca di Piani d'Ischia, studiando la sezione

naturale affiorante lungo le pareti dell'inghiottitoio che smaltisce le acque della piana. La sezione geologica riportata nel lavoro medesimo evidenzia la presenza di due corpi sedimentari separati da una superficie di erosione (fig. 4.19a): la successione inferiore, di cui è riportata la colonna stratigrafica (fig. 4.19b), è costituita da una fitta alternanza di argille e limi in facies lacustre, cui s'intercalano livelli più grossolani costituiti esclusivamente da pomici, sia da caduta che rimaneggiati (spessore di circa 8 metri); la successione superiore è costituita da argille, limi e sabbie, sempre a forte componente piroclastica (spessore di circa 5.5 metri), e si differenzia dalla prima per il colore scuro e l'assenza di una stratificazione regolare. Considerando la vicinanza delle due conche e che entrambe mostrano la stessa genesi ed evoluzione geologica e geomorfologia è lecito ipotizzare che nella piana in studio si sia depositata una successione di terreni molto simile a quella su descritta.

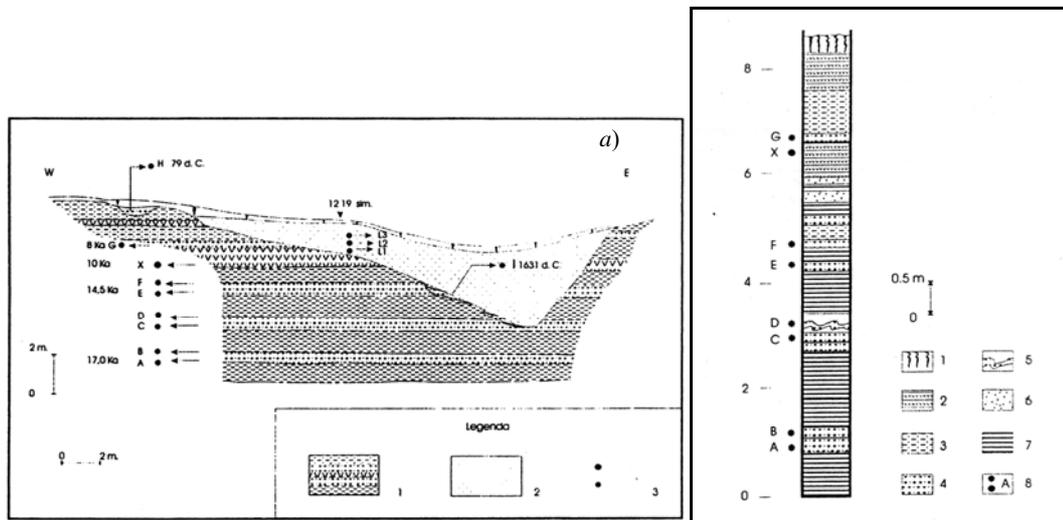


Fig. 4.19 – a) Sezione geologica dell'inghiottitoio di Piani d'Ischia: 1) Successione inferiore; 2) Successione superiore; 3) Livelli campionati e sigla indicativa: l'asterisco indica i livelli piroclastici, il pallino il campione su cui è stata effettuata la datazione 14C. b) Colonna stratigrafica della Successione inferiore: 1) Suolo attuale; 2) limi e sabbie piroclastiche a laminazione incrociata; 3) paleosuolo; 4) livelli pomicei; 5) livelli pomicei rimaneggiati; 6) limi; 7) limi; 8) livelli campionati e sigla identificativa; l'asterisco indica i livelli piroclastici, il pallino il campione su cui è stata effettuata la datazione (da BRANCACCIO et al., 1998).

4.3.2 Analisi ed interpretazione dei dati

SONDAGGI ELETTRICI VERTICALI

Sono stati effettuati 4 sondaggi posizionati su due profili sub-paralleli con direzioni 81N e 90N (fig. 4.20); su ciascun profilo sono stati ubicati 2 Sondaggi Elettrici Verticali e due Sondaggi Sismici a Rifrazione. Per l'effettuazione dei SEV si è

utilizzato lo strumento Sting R1/IP e adottato il dispositivo quadripolare simmetrico Schlumberger con 7 punti per decade.

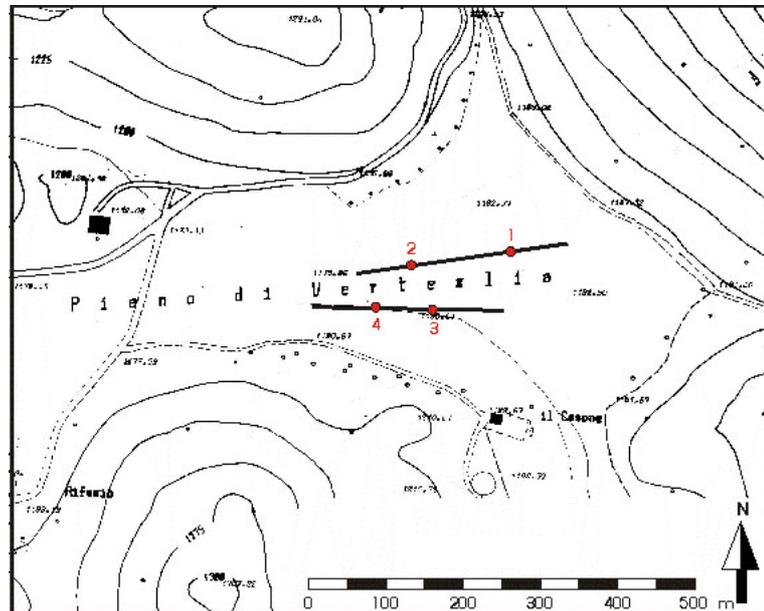


Fig. 4.20 – Ubicazione dei sondaggi sulla mappa.

Nelle figure 4.21 *a* e *b* sono riportati i modelli interpretativi dei SEV effettuati lungo i due profili e risultanti dall'analisi effettuata con il software RESIXP; in alto a destra è indicato lo scarto tra curva sperimentale e curva calcolata sul modello interpretativo del sottosuolo proposto, mentre in basso sono riportati i valori di resistività e profondità degli elettrostrati individuati dal modello.

I dati elettrici mostrano, riassumendo, 4 elettrostrati:

- *elettrostrato a medio-bassa resistività*: porzione superficiale della piana con resistività media pari a $247 \Omega\text{m}$ e spessore medio pari a 3.8 m ;
- *elettrostrato a bassa resistività*: resistività media pari a $42 \Omega\text{m}$ e spessore medio pari a 4.4 m ;
- *elettrostrato a medio-alta resistività*: resistività media pari a $720 \Omega\text{m}$; in entrambi i profili si osserva un aumento notevole dello spessore dell'elettrostrato andando verso est, passando da uno spessore medio di 12.2 m ad uno di 36.5 m ;
- *elettrostrato ad alta resistività*: elettrostrato più profondo a resistività media pari a $1585 \Omega\text{m}$.

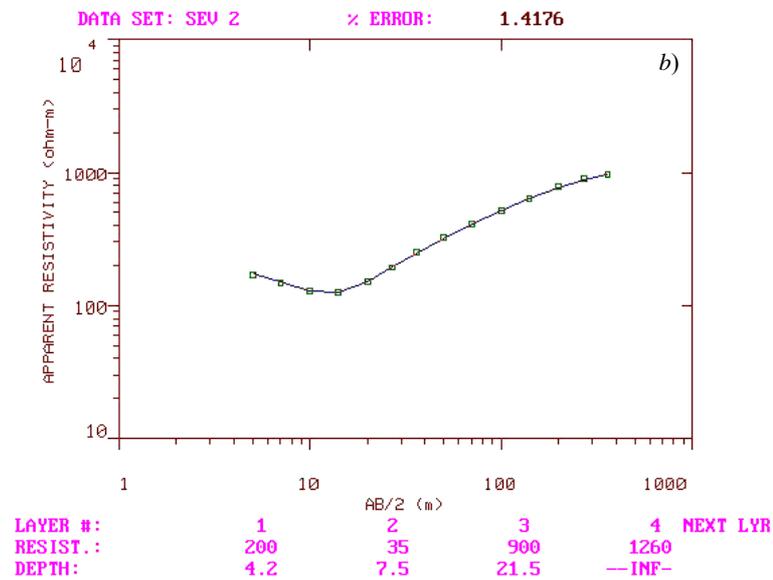
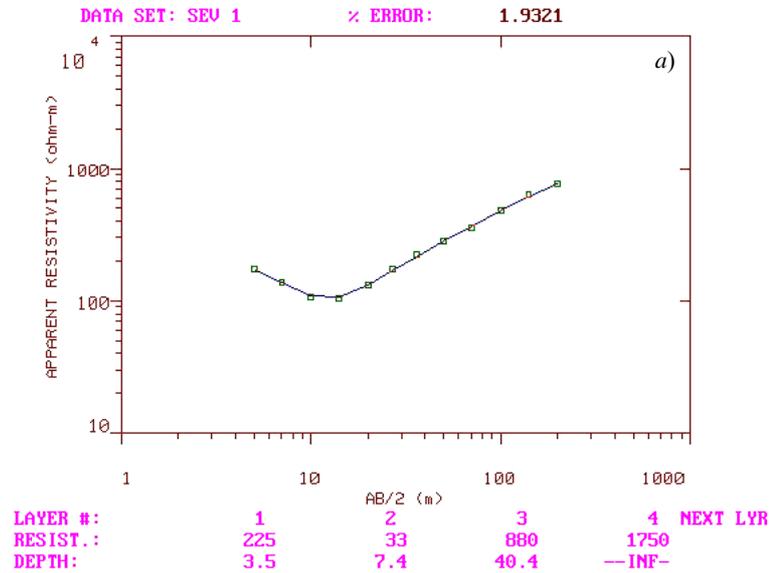


Fig. 4.21a – Modelli interpretativi dei SEV posizionati lungo il profilo nord, risultanti dall'utilizzo del programma iterativo Resix Plus: (a) SEV 1 e (b) SEV 2 (per l'ubicazione si veda Fig. 4.20).

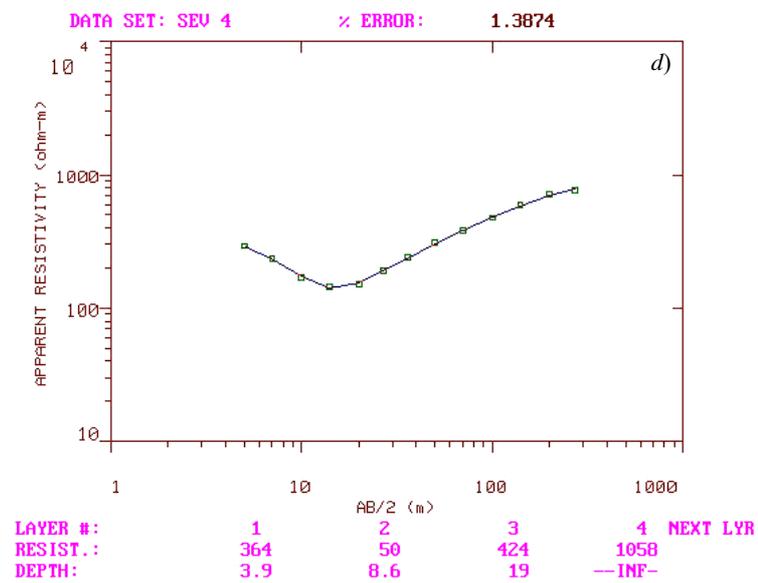
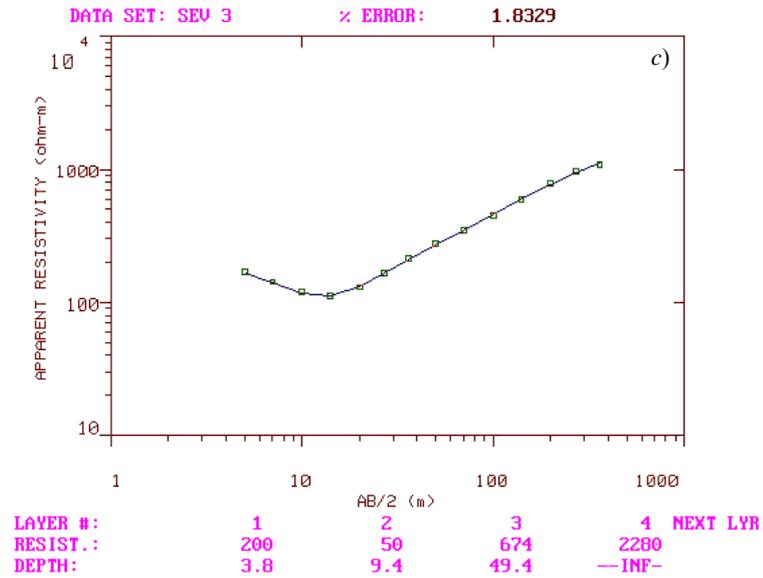
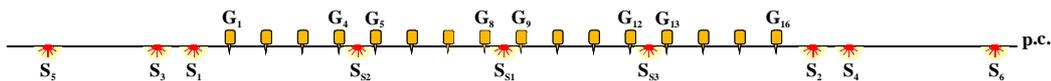


Fig. 4.21b – Modelli interpretativi dei SEV posizionati lungo il profilo sud, risultanti dall'utilizzo del programma iterativo Resix Plus: (c) SEV 3 e (d) SEV 4 (per l'ubicazione si veda Fig. 4.20).

SONDAGGI SISMICI A RIFRAZIONE

I sondaggi sismici sono stati ubicati in modo che il centro dello stendimento e il suo azimut coincidano con il centro del sondaggio elettrico, per cui anche per la sismica si sono effettuati 2 sondaggi per ciascun profilo; le indagini sismiche sono state effettuate utilizzando il sismografo a 16 canali A3000-S, prodotto dalla M.A.E e utilizzando una distanza intergeofonica di 5 metri.

La sorgente S_i utilizzata è costituita da esplosivo in candelotti di perclorato di potassio e polvere di alluminio del peso di 100 grammi inseriti ciascuno in fori di 2 metri di profondità. Per ciascun sondaggio sono stati eseguiti 3 scoppi posizionati all'interno dello stendimento (*split spread*) e 3 scoppi a distanze crescenti dallo stendimento di 5, 10 e 30 metri (*end-on* e *long offset shot*). Di seguito è riportato uno schema riassuntivo della configurazione adottata:



L'interpretazione dei sondaggi sismici è stata effettuata innanzi tutto costruendo le dromocrone relative ai sondaggi sismici effettuati lungo i due profili.

Nelle figure 4.22, *a* e *b*, sono riportate le dromocrone e i corrispondenti rifrattori ricostruiti per ciascun sondaggio lungo i due profili.

Già dallo studio delle dromocrone si riconoscono due punti di flesso e quindi due superfici di discontinuità sismiche. Dopodiché è stato applicato il metodo della morfologia variabile di Hawkins (HAWKINS, 1961), per l'interpretazione dei dati e la stima delle velocità delle onde P dei mezzi attraversati; si è reso necessario estendere la formulazione in modo da consentirne l'utilizzo ad un numero "n" di strati e non solo al semplice caso a 2 strati. Si sono quindi individuati i seguenti tre strati:

- *strato a bassa velocità*: con velocità media di 293 m/s e profondità media 3.5 m;
- *strato a media velocità*: con velocità media di 1285 m/s e profondità media di 10.7 m;
- *strato ad alta velocità*: con velocità media di 4250 m/s.

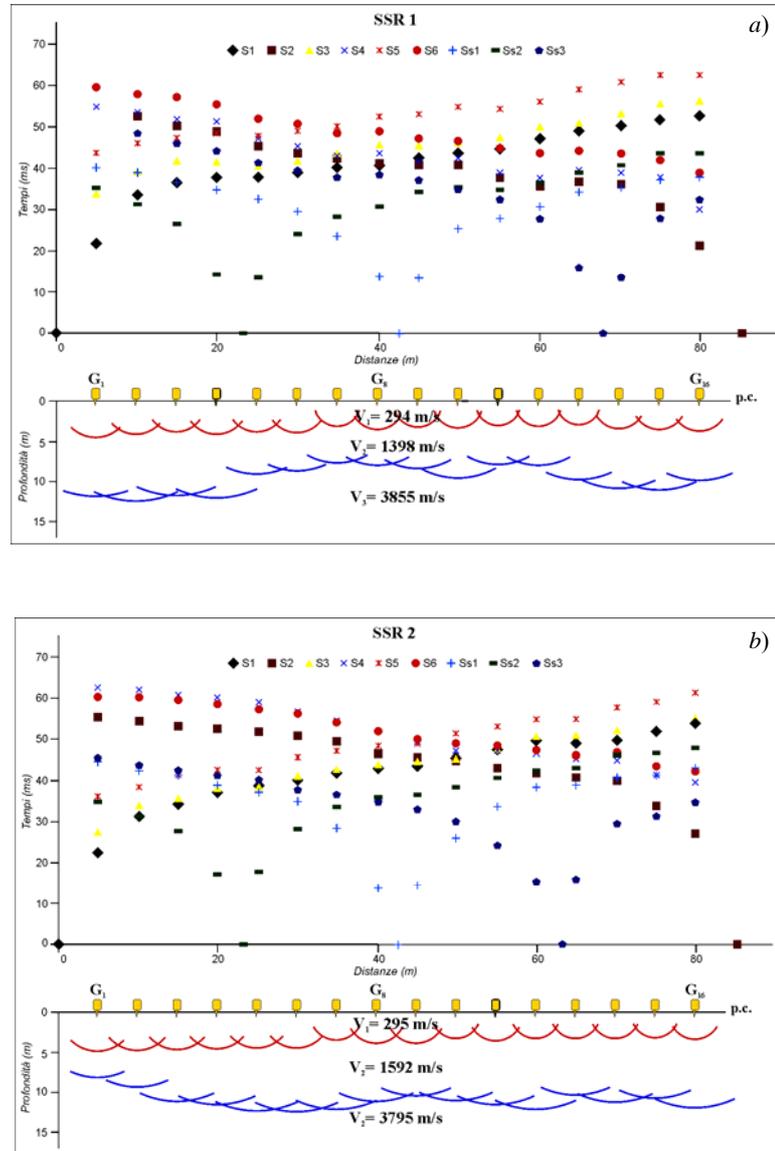


Fig. 4.22a – In alto sono visualizzate le dromocrone relative ai sondaggi sismici a rifrazione 1 (a) e 2 (b), effettuati lungo il profilo nord, e in basso l'interpretazione con le profondità del rifrattore sotto ciascun geofono e le corrispondenti velocità dei mezzi attraversati (per l'ubicazione si veda Fig. 4.20).

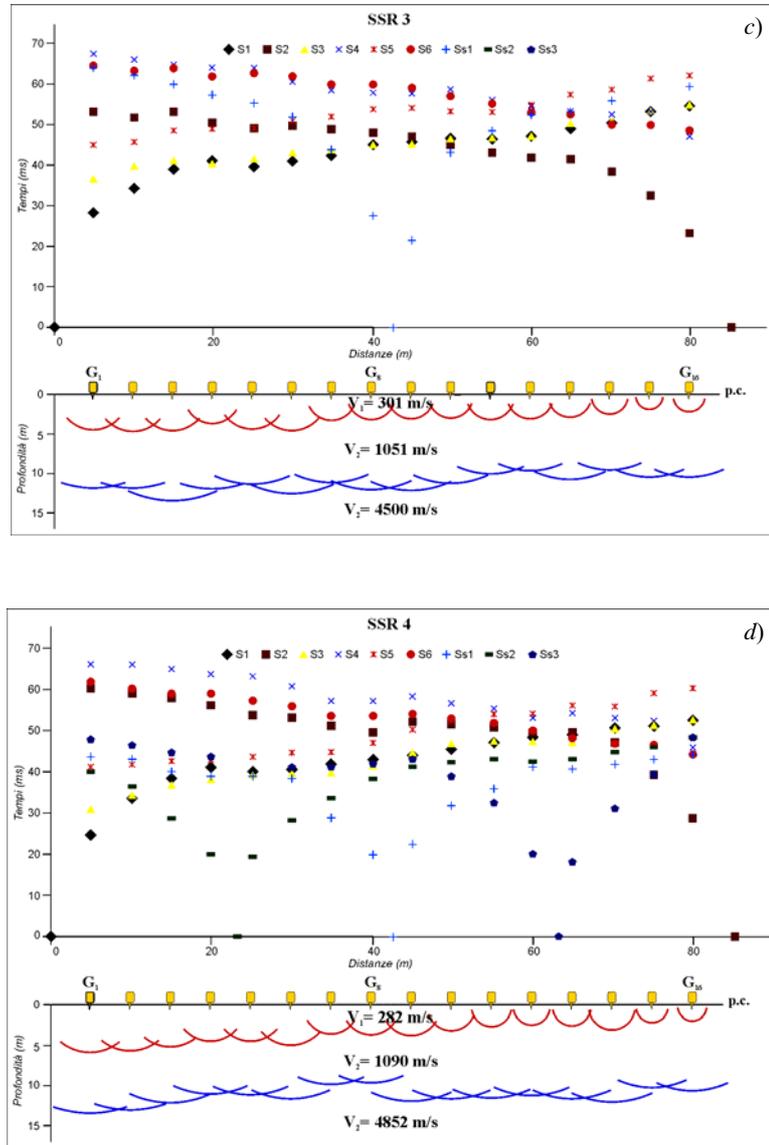


Fig. 4.22b – In alto sono visualizzate le dromocrone relative ai sondaggi sismici a rifrazione 3 (c) e 4 (d), effettuati lungo il profilo sud, e in basso l'interpretazione con le profondità del rifrattore sotto ciascun geofono e le corrispondenti velocità dei mezzi attraversati (per l'ubicazione si veda Fig. 4.20).

Dalla correlazione dei profili geoelettrici e sismici e dagli studi di Calcaterra *et al.* (1994) e Brancaccio *et al.* (1998), si è ricostruita la possibile stratigrafia del sottosuolo nell'area in esame (fig. 4.23).

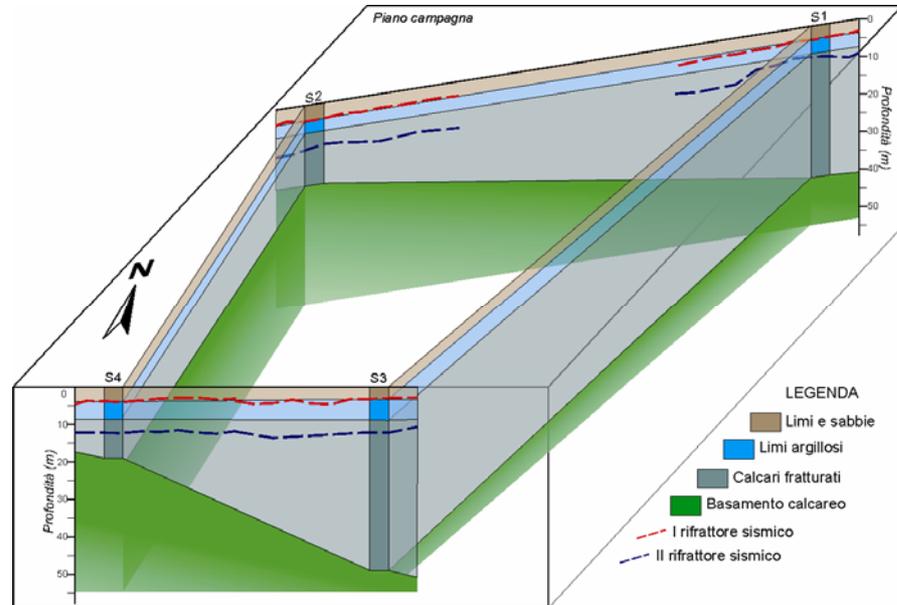


Fig. 4.23 – Schema geologico dell'area investigata.

In particolare si individua, con entrambe le metodologie, un primo strato spesso in media 3 m di sabbie e limi, di origine probabilmente lacustre, frammiste a materiale piroclastico rimaneggiato, pedogenizzato nella porzione superficiale, come d'altronde è stato verificato da un rilievo in campagna e come si ritrovano anche in conche di simile origine ed evoluzione (BRANCACCIO *et al.*, 1998). Segue un intervallo spesso circa 3 m di argille o piroclastiti argillificate, che poggia sulla successione carbonatica. Dalla correlazione delle superfici di discontinuità evidenziate dalla geofisica, è possibile ricostruire una stratigrafia che mostra una diminuzione del grado di fratturazione dal tetto del carbonatico verso il basso, come evidenziato in studi che hanno interessato la parte superficiale di successioni carbonatiche in aree limitrofe (CELICO & GUADAGNO, 1998; CELICO *et al.*, 1998). In particolare si riconoscono una porzione sommitale molto fratturata e carsificata, con le cavità riempite dal materiale piroclastico sovrastante, una porzione inferiore a grado di fratturazione più basso e un basamento indisturbato. La discontinuità tra gli ultimi due mostra una immersione verso est, probabilmente dovuta alla vicinanza della faglia che taglia trasversalmente la

piana (cfr. Carta Geologica d'Italia, F° 186 “S. Angelo dei Lombardi”), che provoca un maggiore grado di fratturazione in quella fascia.

4.2.3 Applicazione del Modello Elettrosismico

Nelle figure 4.24 *a* e *b* sono riportate le SES costruite per i 4 sondaggi effettuati nella piana.

Le relative coppie di valori (ρ, V) ottenute dalle SES sono state inserite nel diagramma del modello, non considerando i primi due strati elettrosismici, caratterizzati da velocità più bassa dell'aria; è possibile osservare che, man mano che si va in profondità, si ha un aumento sia della resistività che della velocità, indicando un passaggio verso litotipi sempre più coerenti.

Come parametro di resistività del punto ACQUA si è adottato 10 Ωm , misurato nell'acqua di falda di pozzi presenti nell'area.

Nelle figure 4.25 *a* e *b* sono riportati gli abachi del modello risultanti con i punti corrispondenti a ciascuna coppia di valori, per i sondaggi 1 e 2 (fig. 4.25*a*), allineati lungo il primo profilo (sito più a nord nella piana), e per i sondaggi 3 e 4 (fig. 4.25*b*), allineati lungo il secondo profilo (sito più a sud nella piana).

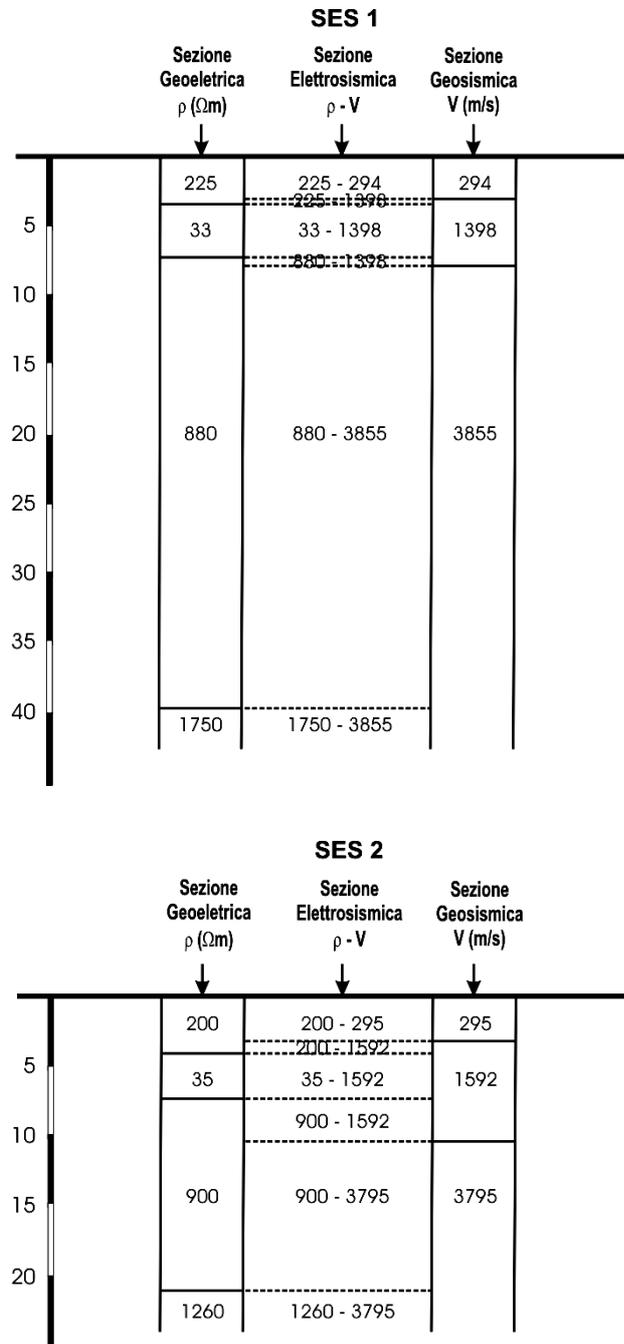


Fig. 4.24a – Sezioni Elettrosismiche costruite per i sondaggi effettuati lungo il profilo nord, associando ad ogni elettrostrato il corrispondente sismostrato.

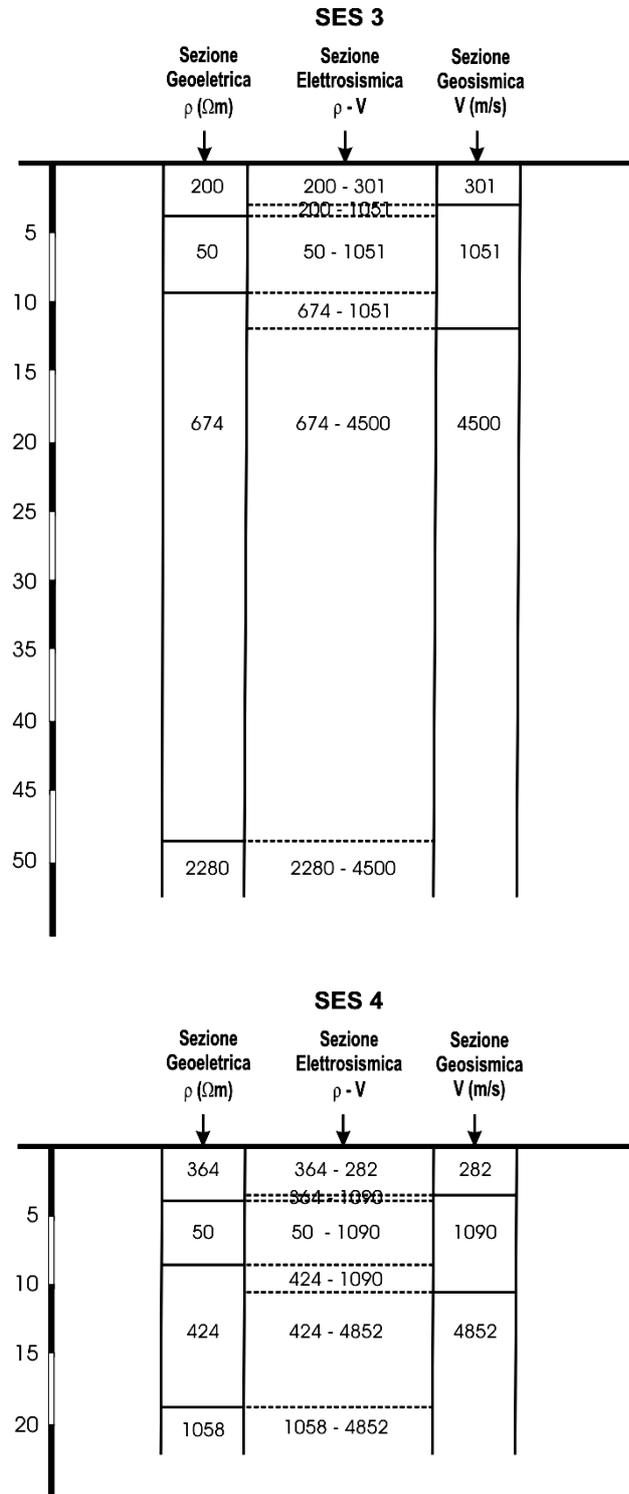


Fig. 4.24b – Sezioni Elettrosismiche costruite per i sondaggi effettuati lungo il profilo sud, associando ad ogni elettrostrato il corrispondente sismostrato.

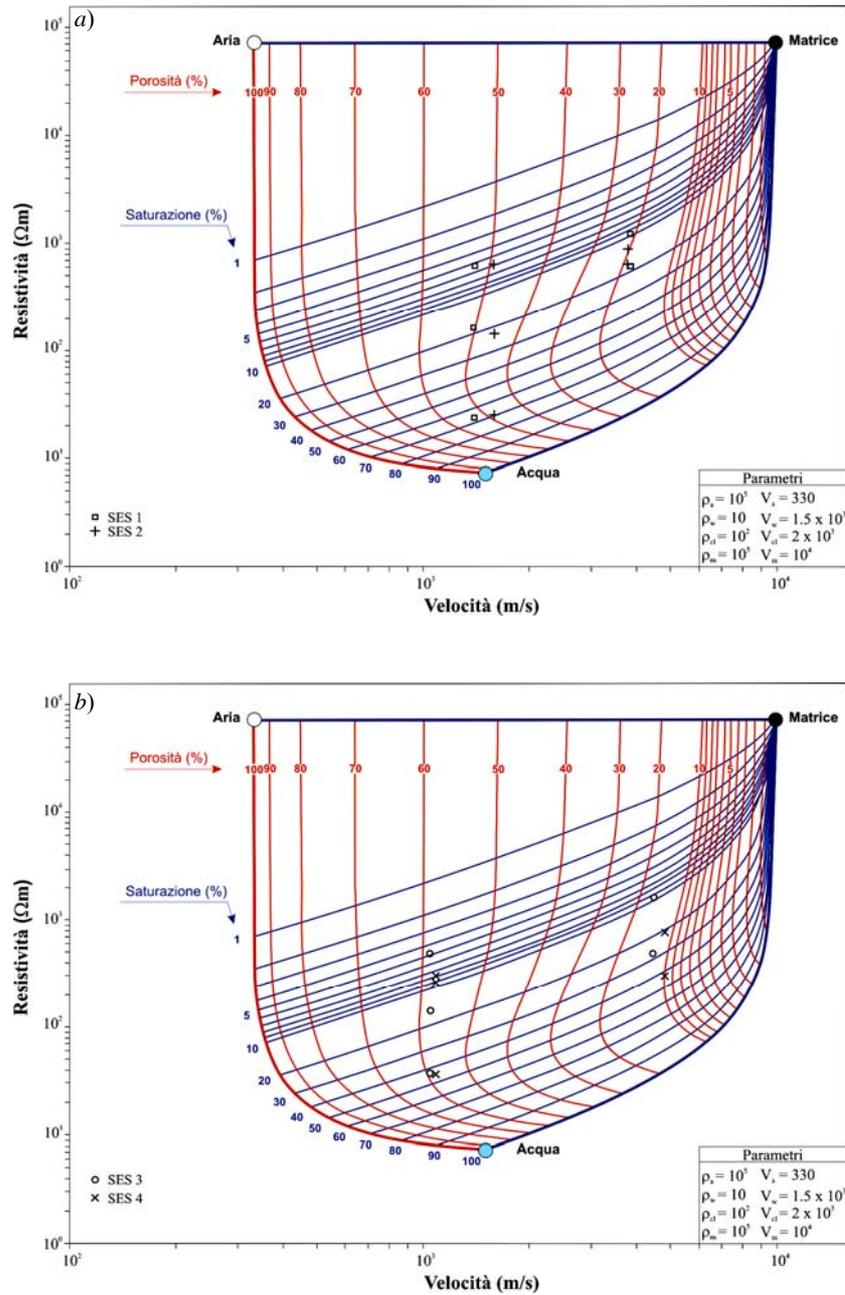


Fig. 4.25 – Modello ottenuto dalle coppie di valori ρ, V per i quattro sondaggi: 1 e 2 (a), 3 e 4 (b).

Dai risultati del modello, si sono ricostruiti gli “orizzonti elettrosismici” (fig.4.26 a e b) con i corrispondenti valori di porosità (rosso) e grado di saturazione (azzurro).

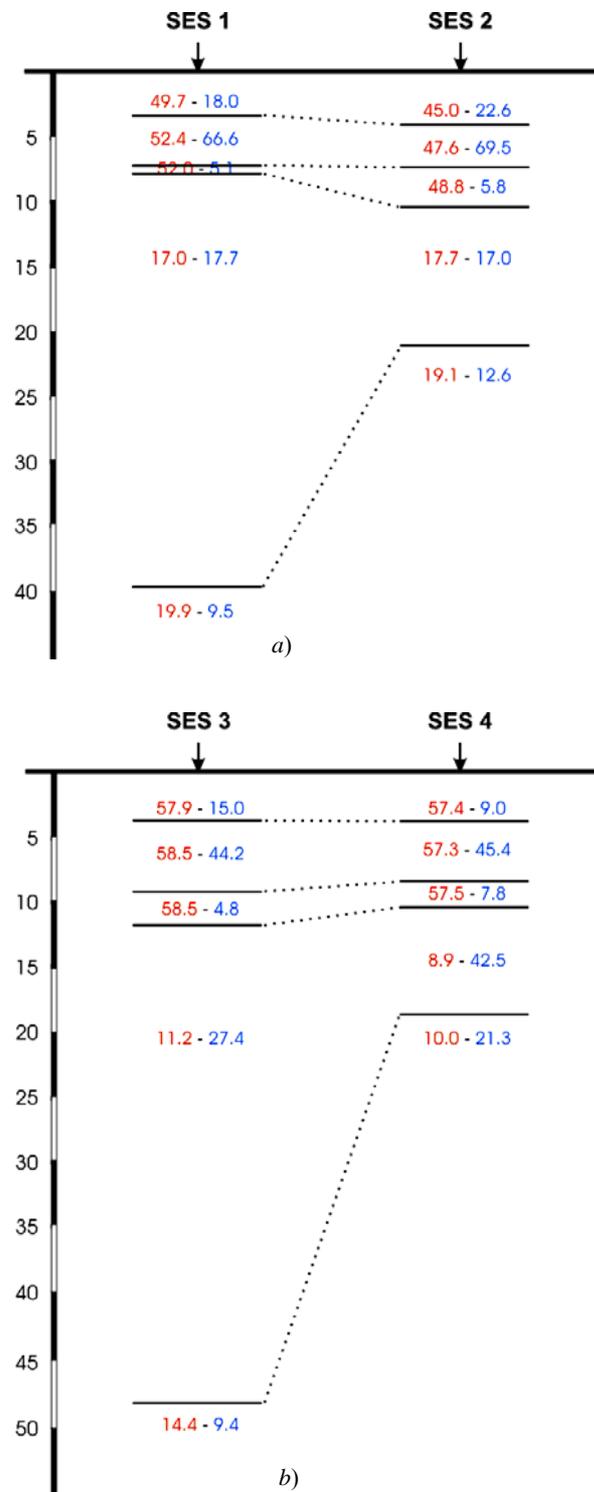


Fig. 4.26 – Orizzonti Elettrosismici individuati, per i due profili, a e b, dall'analisi del modello con individuazione dei parametri fisici di porosità (rosso) e grado di saturazione (azzurro), espressi in percentuale e corrispondenti per ciascun orizzonte.

- *orizzonte I*: livello di limi e sabbie fini a forte componente piroclastica con porosità media di 47.3% per il profilo nord e 57.6% per quello sud, e saturazione bassa, del 20.3% in media per il profilo nord e 12.0% in media per quello sud; lo spessore medio è 3.8 m;
- *orizzonte II*: livello limo-argilloso, che giustifica l'alta porosità e la bassa resistività che lo caratterizza, con porosità medio-alta, del 50.0% in media per il profilo nord e 57.9% in media per quello sud, e saturazione medio-alta, del 68.0% in media per il profilo nord e 44.8% in media per quello sud; lo spessore medio è 4.3 m;
- *orizzonte III*: livello di calcari carsificati e molto fratturati le cui cavità sono riempite da materiale piroclastico, con porosità medio-alta, del 50.4% in media per il profilo nord e 58.0% in media per quello sud, e saturazione molto bassa, del 5.4% in media per il profilo nord e 6.3% in media per quello sud; lo spessore medio è circa 2.0 m;
- *orizzonte IV*: livello a calcari con minor grado di fratturazione con porosità molto bassa, del 17.3% in media per il profilo nord e del 10.6% in media per quello sud, e saturazione bassa, del 17.3% in media per il profilo nord e 35.0% in media quello sud; lo spessore di tale orizzonte è maggiore per i sondaggi posti più ad est su entrambi i profili, passando da uno spessore medio di 12.2 m ad uno di 36.5 m;
- *orizzonte V*: basamento calcareo con porosità molto bassa, del 19.5% in media per il profilo nord e 12.2% in media per quello sud, e saturazione bassa, che passa dal 11.0% al 15.3% procedendo da ovest verso est.

4.4 PINETA DI CASTEL VOLTURNO

4.4.1 Inquadramento geologico

La Pineta di Castel Volturno è situata nel territorio comunale di Castel Volturno in prossimità del confine di questo con i comuni di Villa Literno e di Giugliano in Campania. L'area appartiene all'estesa piana alluvionale del Fiume Volturno ed è caratterizzata da una morfologia sub-orizzontale con quota prossima a quella del livello del mare.

La geologia è stata condizionata dalle frequenti variazioni eustatiche e dagli eventi vulcanici susseguitisi negli anni, che hanno provocato una frequente interdigitazione e alternanza di depositi di ambiente marino, di transizione, alluvionale e di depositi vulcanici.

La successione stratigrafica dei depositi caratterizzanti il sottosuolo è stata ricostruita da dati bibliografici, tra cui ROMANO *et al.* (1994), CORNIELLO *et al.* (1990) e PAGLIUCA (1998).

La successione dei terreni ricostruita è costituita da un intervallo superficiale limo-argilloso, seguito da depositi sabbiosi ed infine da un intervallo molto eterogeneo costituito da torbe argillose, piroclastiti rimaneggiate e ceneri, tutti di ambiente continentale.

Gli spessori di questi depositi non sono facilmente valutabili, avendo spesso questi una morfologia lenticolare e mancando nell'area dati di sondaggi, ma raggiungono verosimilmente spessori di varie decine di metri e sono sovrapposti a depositi marini o di transizione (ROMANO *et al.*, 1994).

Il particolare assetto geologico dell'area, caratterizzato da un'alternanza di livelli di diversa litologia e granulometria, ad andamento spesso lenticolare, determina una circolazione idrica sotterranea per falde sovrapposte. L'equilibrio di tali strati d'acqua sovrapposti non è però stabile per cui, quando viene operato un eccessivo emungimento dei pozzi per scopi irrigui, si verifica, soprattutto in prossimità della costa, una risalita dell'interfaccia acqua dolce-acqua salata, con una fascia di mescolanza più o meno ampia. Questo fenomeno può essere accentuato da particolari condizioni geomorfologiche, che spesso si riscontrano nell'area in oggetto. Infatti, le pianure alluvionali, quali il Basso Volturno, sono generalmente caratterizzate da basse

pendenze e da quote spesso inferiori al livello del mare legate alla graduale evoluzione geomorfologica che ha contribuito alla formazione di vaste aree dunari sviluppatasi parallelamente alla costa e di ampie zone lagunari depresse che sono state successivamente colmate dal progressivo accumulo di depositi limo-argillosi e sabbiosi e di torba (PAGLIUCA, 1998).

CELICO (1983, 1986) ha ipotizzato l'esistenza nella piana del fiume Volturno di una prima falda freatica che viene alimentata preferenzialmente dagli apporti pluviometrici e, nei settori topograficamente depressi, anche per “*drenanza*” (scambio idrico che avviene in presenza di falde tra loro intercomunicanti tra l'acquifero a carico piezometrico maggiore verso quello a carico minore). La falda superficiale è generalmente poco produttiva perché, specie nelle aree di basso morfologico, in affioramento si rinvenivano prevalentemente depositi limo-argillosi; al contrario, le falde sottostanti presentano in genere una buona produttività e danno spesso origine a falde confinate e semi-confinate.

Le condizioni geologiche e morfologiche hanno determinato, nel passato, l'affioramento della superficie piezometrica con conseguente instaurazione di ambienti palustri. Tale situazione si è protratta fino alle bonifiche del XVIII secolo, con la realizzazione di una fitta rete di canali di drenaggio superficiali ad opera dei Borboni.

Nella zona terminale (a sud dei Regi Lagni) la falda trova recapito nei canali di bonifica ubicati lungo la fascia costiera, ad est delle dune. Verso gli stessi canali, che si trovano qualche metro sotto il livello del mare, confluisce anche una certa aliquota d'acqua marina e parte della falda delle sabbie costiere. Esiste perciò un delicato equilibrio che, soprattutto per motivi topografici e antropici, consente la presenza di acque salate anche a distanza di chilometri dalla costa.

4.4.2 Analisi ed interpretazione dei dati

SONDAGGI ELETTRICI VERTICALI

Sono stati effettuati 5 sondaggi posizionati su 2 profili ortogonali tra loro, disposti l'uno ortogonalmente e l'altro parallelamente alla costa (fig. 4.27).

Il profilo A, ortogonale alla costa, è lungo 200 metri, con direzione N60; su di esso sono stati posizionati 3 Sondaggi Elettrici Verticali ed altrettanti Sondaggi Sismici a

Rifrazione. Il profilo B, parallelo alla costa, è lungo 150 metri, con direzione N160; su di esso sono stati posizionati altri 2 sondaggi sia elettrici che sismici.

Per l'effettuazione dei SEV si è utilizzato lo strumento STING R1/IP e adottato, analogamente alle altre indagini realizzate, il dispositivo quadripolare simmetrico Schlumberger con 7 punti per decade.

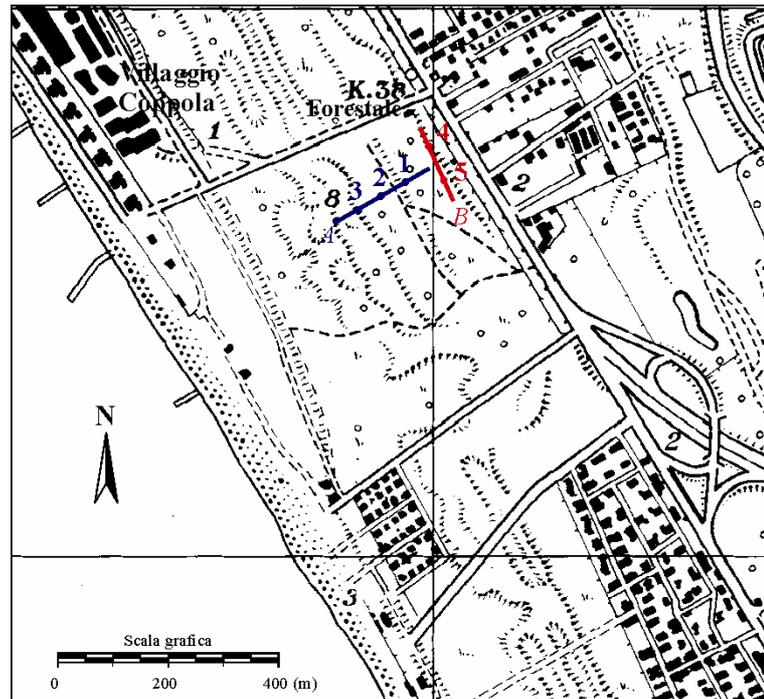


Fig. 4.27 – Ubicazione dei sondaggi.

Nelle figure 4.28 *a* e *b* sono riportati i modelli interpretativi dei SEV, risultanti dall'analisi effettuata con il RESIXP; in alto a destra è indicato lo scarto tra curva sperimentale e curva calcolata sul modello interpretativo del sottosuolo proposto, mentre in basso sono riportati i valori di resistività e profondità degli elettrostrati individuati dal modello.

I dati elettrici mostrano la presenza di 5 elettrostrati, sia nel primo che nel secondo profilo.

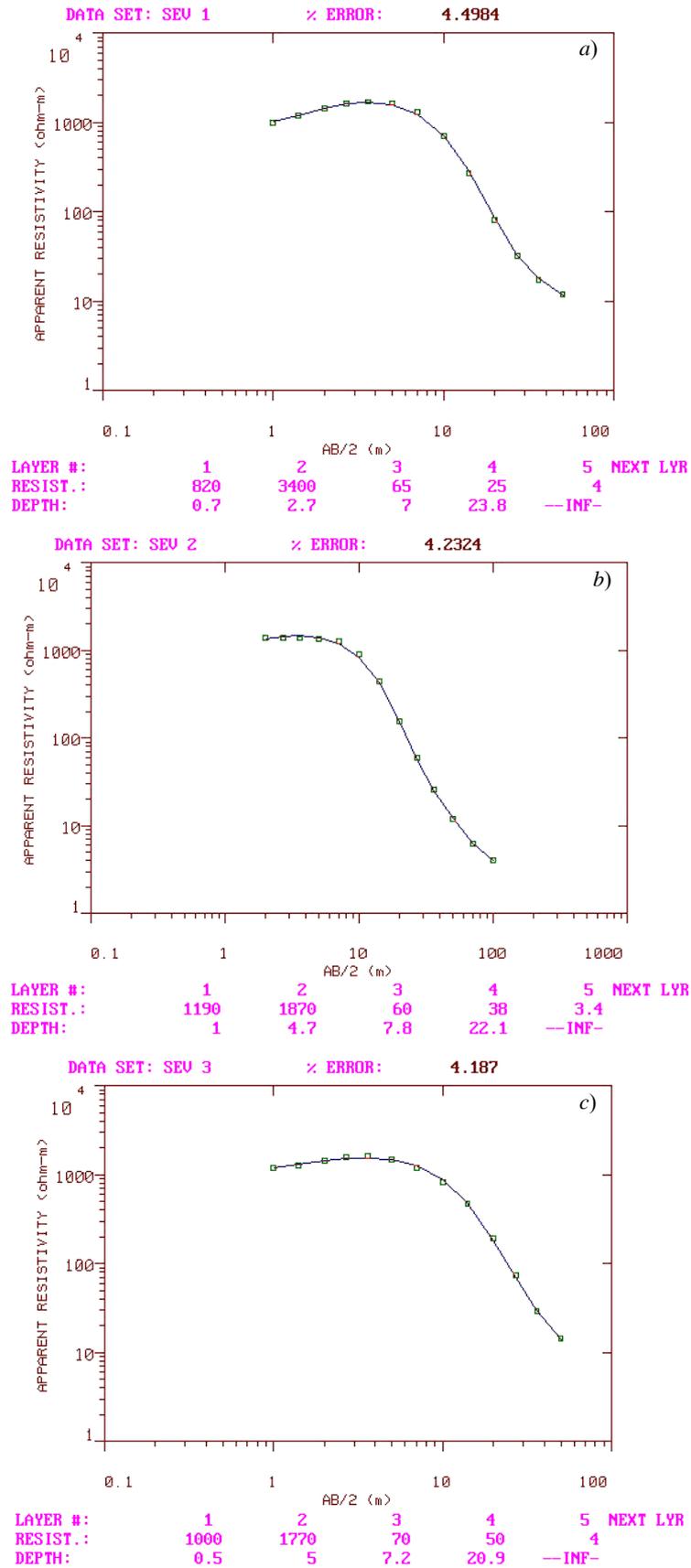


Fig. 4.28a – Modelli interpretativi dei SEV posizionati lungo il profilo A, risultanti dall'utilizzo del programma Resix Plus: (a) SEV 1, (b) SEV 2 e (c) SEV 3 (per l'ubicazione si veda Fig. 4.27).

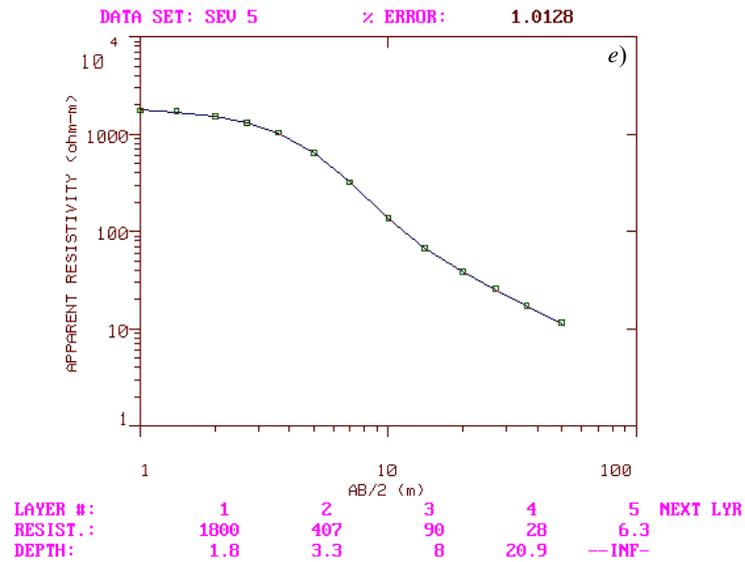
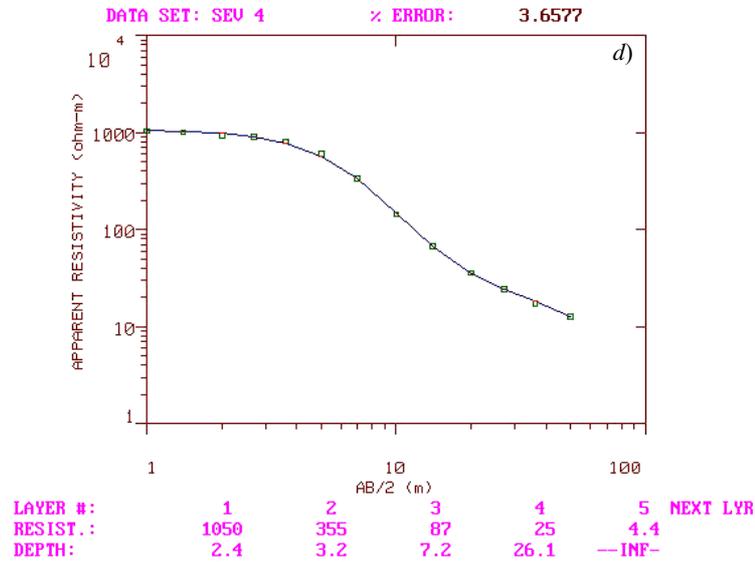


Fig. 4.28b – Modelli interpretativi dei SEV posizionati lungo il profilo *B*, risultanti dall'utilizzo del programma iterativo *Resix Plus*: (d) SEV 4 e (e) SEV 5 (per l'ubicazione vedi Fig. 4.27).

Nel profilo A, riassumendo, sono stati individuati:

- *elettrostrato ad alta resistività*: porzione superficiale con resistività media pari a 1000 Ωm e spessore esiguo di 0.7 m in media;
- *elettrostrato a resistività molto alta*, soprattutto per il primo sondaggio (3400 Ωm) e meno per gli altri due (1820 Ωm in media) con spessore che va gradualmente aumentando (variando da 2 m per il SEV 1 a 4.5 m per il SEV 3) man mano che ci si avvicina alla costa;
- *elettrostrato a medio-bassa resistività*: resistività media pari a 65 Ωm e spessore medio pari a 3.2 m;
- *elettrostrato a bassa resistività*: resistività media pari a 38 Ωm e spessore alto, in media pari a 15 m;
- *elettrostrato a resistività molto bassa*: elettrostrato più profondo a resistività media pari a 3.8 Ωm .

Nel profilo B, riassumendo, sono stati individuati:

- *elettrostrato ad alta resistività*: porzione superficiale con resistività media pari a 1400 Ωm e spessore medio di 2.1 m;
- *elettrostrato a resistività media*: 381 Ωm , in media, con spessore medio di 1.2 m;
- *elettrostrato a medio-bassa resistività*: resistività media pari a 89 Ωm e spessore medio pari a 4.4 m;
- *elettrostrato a bassa resistività*: resistività media pari a 27 Ωm e spessore alto, in media pari a 16 m;
- *elettrostrato a resistività molto bassa*: elettrostrato più profondo a resistività media pari a 4.2 Ωm .

SONDAGGI SISMICI A RIFRAZIONE

I sondaggi sismici sono stati ubicati in modo che il centro dello stendimento e il suo azimut coincidano con il centro e azimut del sondaggio elettrico, per cui anche per la sismica si sono effettuati 3 sondaggi distribuiti sul profilo ortogonale alla costa e 2 sondaggi distribuiti sul profilo parallelo alla costa.

Le indagini sismiche sono state effettuate utilizzando il sismografo a 24 canali Abem Terraloc MK6 System e utilizzando una distanza intergeofonica di 3 metri. Le sorgenti utilizzate per ciascun sondaggio sono state differenziate secondo la distanza dallo stendimento: le energizzazioni vicine allo stendimento (a 3 metri da esso), in posizione *end-on*, sono state effettuate mediante l'utilizzo di un *Minibang*, così come anche l'energizzazione all'interno dello stendimento (*split spread*), mentre le energizzazioni lontane dallo stendimento (a 21 metri da esso), in configurazione *long offset shot*, sono state effettuate mediante l'utilizzo di *microcariche* costituite da candelotti di perclorato di potassio e polvere di alluminio del peso di 100 grammi inseriti ciascuno in fori di 2 metri di profondità. In figura 4.29 è riportato uno schema riassuntivo della posizione dei sondaggi sismici sui due profili, rispetto a quelli elettrici, e della posizione delle sorgenti utilizzate.

Nelle figure 4.30 *a* e *b*, sono riportate le dromocrone e i corrispondenti rifrattori ricostruiti per ciascun sondaggio.

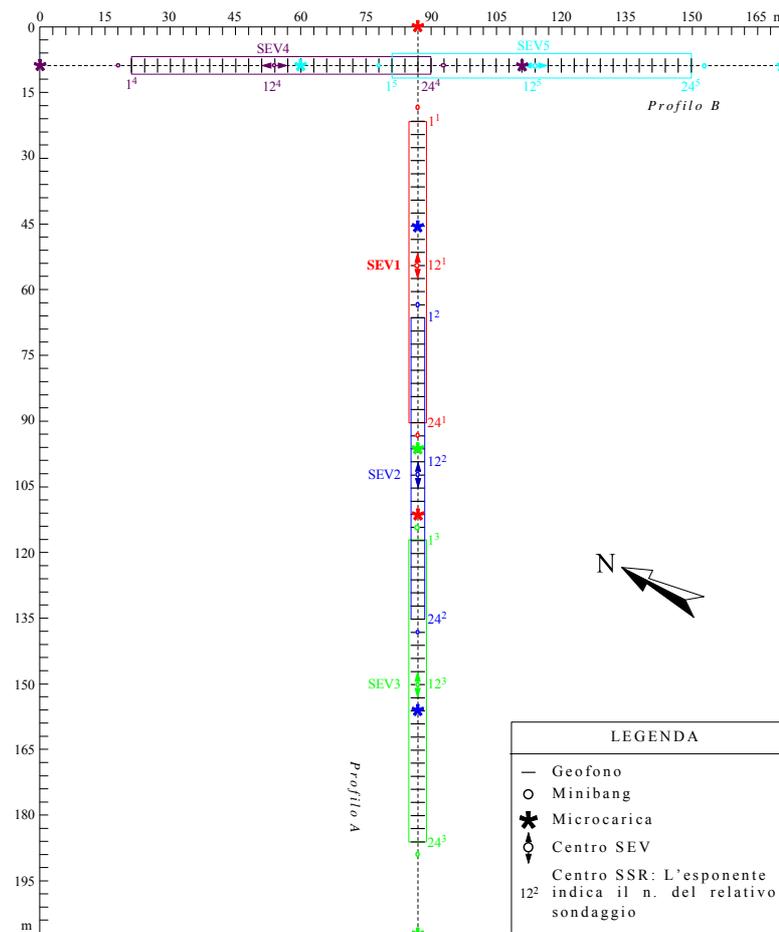


Fig. 4.29 – Ubicazione dei singoli sondaggi elettrici e sismici lungo i due profili.

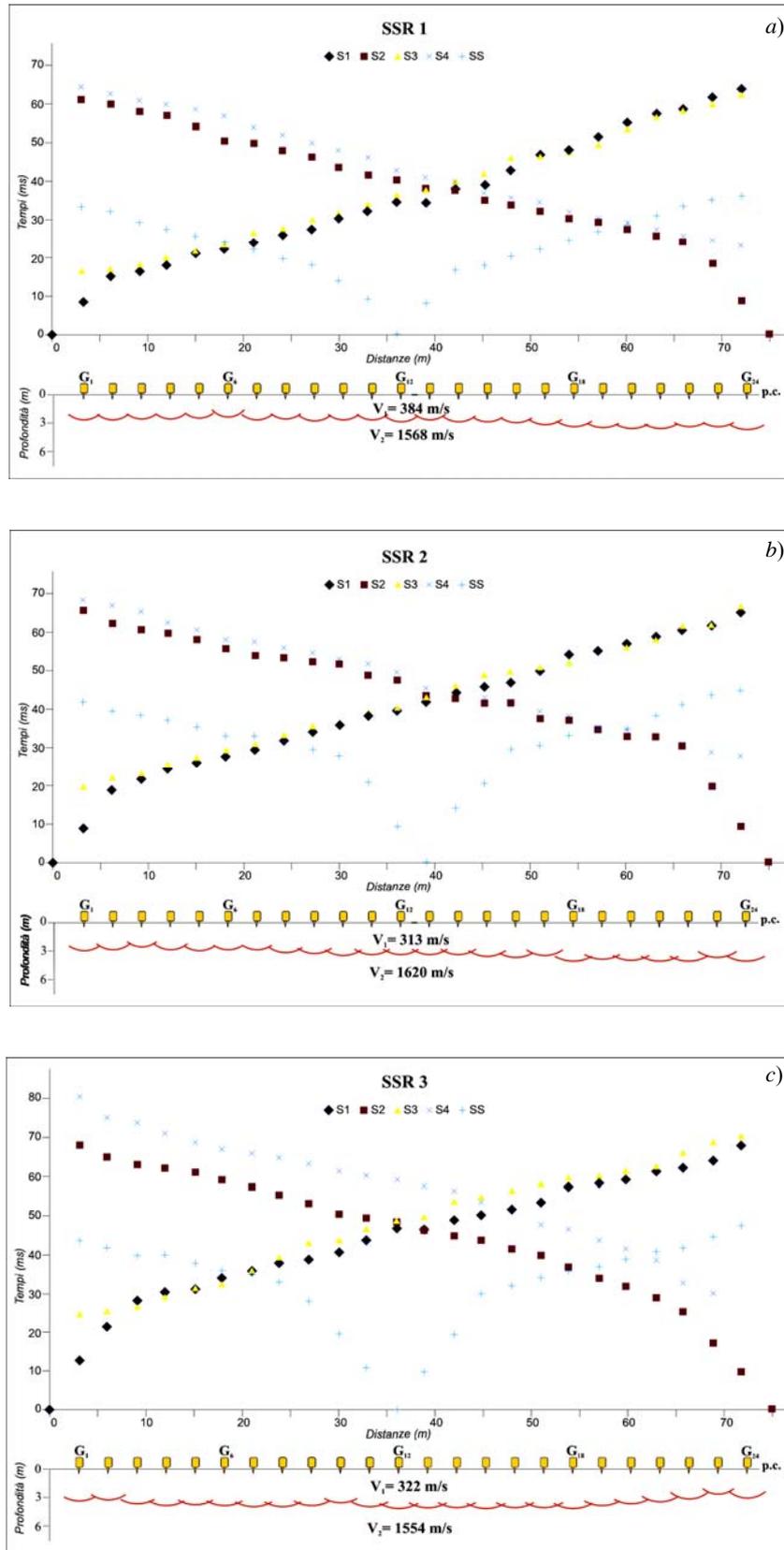


Fig. 4.30a - In alto sono visualizzate le dromocrone relative ai sondaggi sismici a rifrazione 1 (a), 2 (b) e 3 (c), effettuati lungo il profilo A, e in basso l'interpretazione con le profondità del rifrattore sotto ciascun geofono e le corrispondenti velocità dei mezzi attraversati (per l'ubicazione si veda Fig. 4.27).

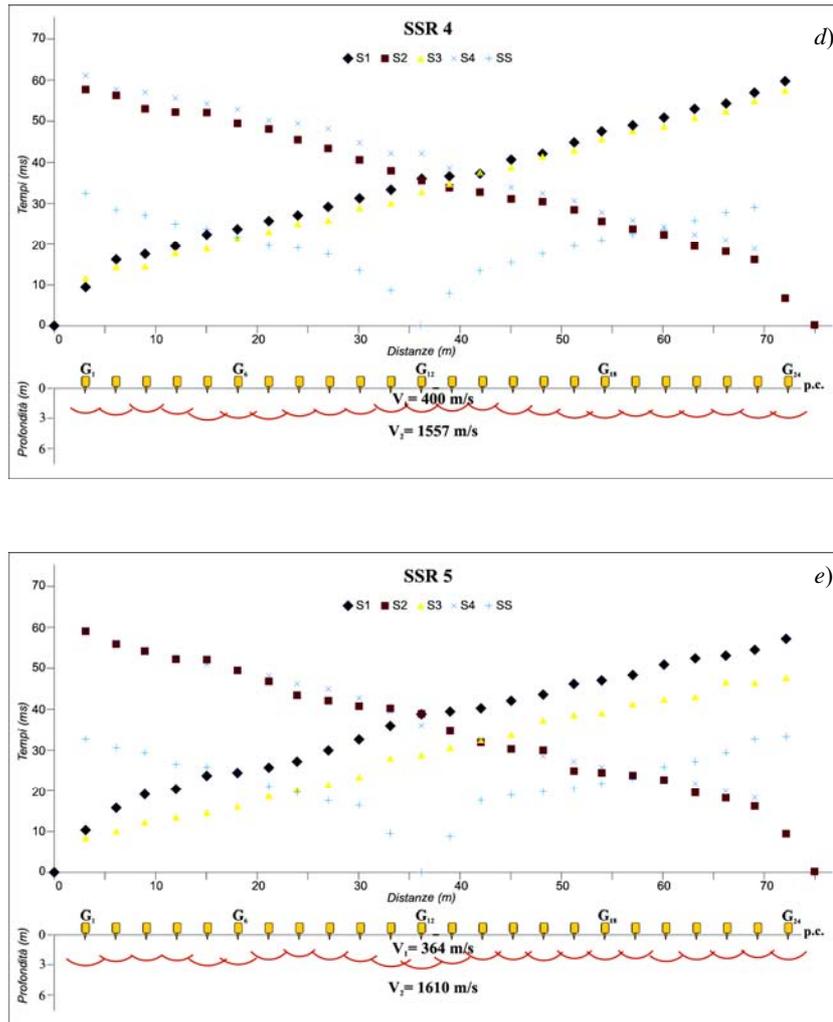


Fig. 4.30b - In alto sono visualizzate le dromocrone relative ai sondaggi sismici a rifrazione 4 (d), e 5 (e), effettuati lungo il profilo B, e in basso l'interpretazione con le profondità del rifrattore sotto ciascun geofono e le corrispondenti velocità dei mezzi attraversati (per l'ubicazione vedi Fig. 4.26).

Le dromocrone relative ai tre sondaggi sismici effettuati evidenziano la presenza di un'unica variazione di velocità e quindi un unico rifrattore sismico. Dopodiché è stato applicato il metodo della morfologia variabile di Hawkins per l'interpretazione dei dati e la stima delle velocità delle onde P dei mezzi attraversati, individuando, per entrambi i profili, due strati perfettamente correlabili:

- *strato a bassa velocità*: con velocità media di 361 m/s e profondità medie di 2.9 m;
- *strato ad alta velocità*: con velocità media di 1582 m/s.

Dalla correlazione dei profili geoelettrici e sismici e dagli studi di Romano *et al.* (1994), Corniello *et al.* (1990) e Pagliuca (1998), si è ricostruita la possibile stratificazione del sottosuolo nell'area in esame (fig. 4.31).

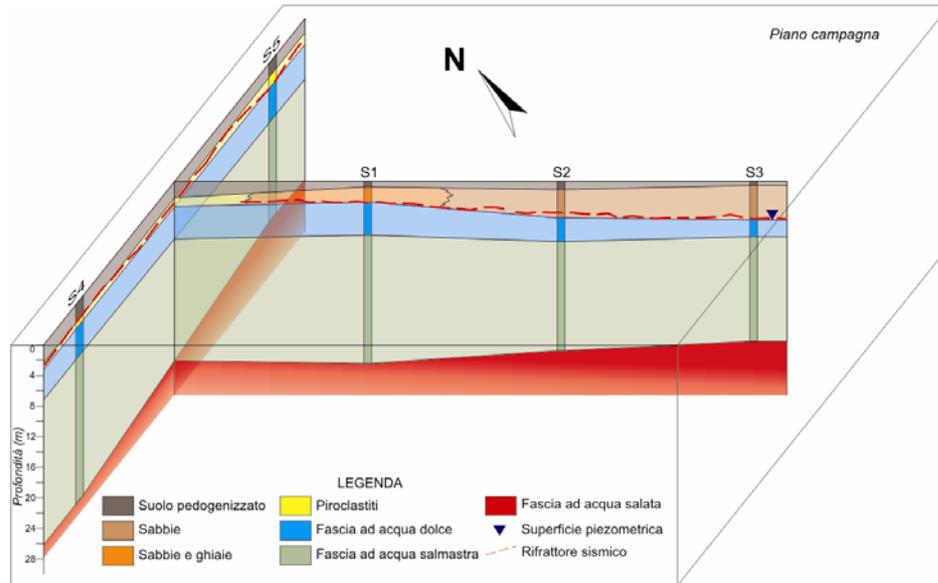


Fig. 4.31 – Schema geologico dell'area investigata.

Dalle indagini geoelettriche si evidenzia un primo strato molto superficiale di circa 1 m con resistività di 1200 Ωm , associabile a materiale eterogeneo quale ghiaiette, sabbie e limi sia di ambiente alluvionale che costiero, parzialmente umificato. Immediatamente al di sotto si continua a riscontrare materiale eterogeneo organizzato in lenti più o meno spesse che si vanno ad interdigitare: procedendo da mare verso l'interno si incontrano prima sabbie e poi ghiaie frammiste a sabbie, infine limi o piroclastiti argillificate. Al di sotto è stata individuata, sia tramite le indagini geoelettriche che sismiche, la superficie piezometrica che presenta una morfologia leggermente ondulata a causa probabilmente di emungimenti localizzati. Verso il basso è stato possibile discriminare, soltanto tramite la geoelettrica, prima la transizione da acqua dolce (*elettrostrato a medio-bassa resistività*) a salmastra (*elettrostrato a bassa resistività*) e infine ad acqua salata (*elettrostrato a bassissima resistività*), con l'interfaccia ad una profondità di circa 25 metri, che si deprime procedendo verso l'entroterra.

4.4.3 Applicazione del Modello Elettrosismico

Sulla base delle “*Sezioni Elettrosismiche*” previste dal modello, si hanno le coppie di valori (ρ , V), da utilizzare come parametri da inserire negli abachi del modello per la valutazione di porosità e grado di saturazione di ogni strato.

Nelle figure 4.32 *a* e *b* sono riportate le SES costruite rispettivamente per i 3 sondaggi effettuati lungo il profilo ortogonale alla costa e per i 2 sondaggi effettuati lungo quello parallelo.

Eliminando dal modello i primi due strati elettrosismici, caratterizzati anche in quest'area da velocità basse, è possibile osservare che, man mano che si va in profondità, diminuisce la resistività passando da valori prossimi a 65 a 38 e 3.8 Ωm per il profilo *A*, e 89 a 27 e 4.2 Ωm per il profilo *B*, indicando un passaggio tra acqua dolce ad acqua gradualmente più contaminata dall'acqua salata. Di conseguenza si sono dovuti riportare i valori dei singoli orizzonti su abachi diversi, con la resistività del punto ACQUA variabile in funzione della salinità riscontrata (figg. 4.33 - 4.34), adottando un valore di 20 Ωm per acqua dolce, sulla base di misure eseguite nell'acqua di falda di pozzi presenti nell'area, 7 Ωm per acqua salmastra e 1 Ωm per acqua salata, ipotizzati sulla base delle fasce di salinità descritte in figura 1.1 del capitolo I, risultanti dalla relazione resistività-salinità riportata da KELLER & FRISHKNECHT (1966).

Le relative coppie di valori (ρ, V) così determinate, sono state inserite nel modello elettrosismico.

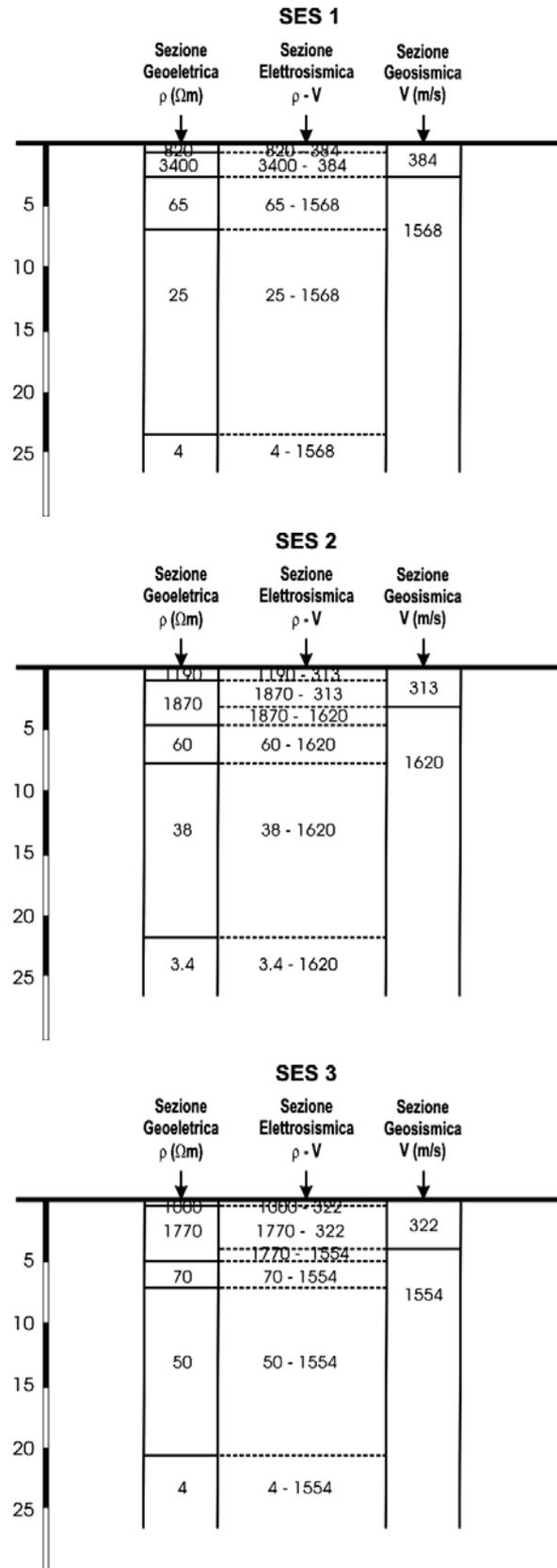


Fig. 4.32a – Sezioni Elettrosismiche costruite per i tre sondaggi effettuati lungo il profilo A, associando ad ogni elettrostrato il corrispondente sismostrato.

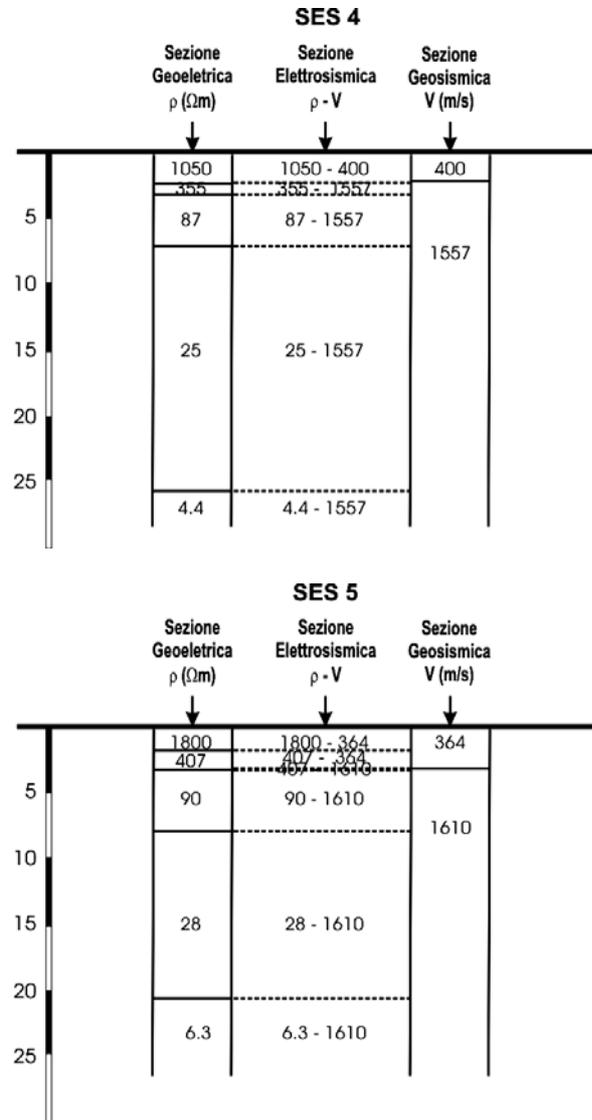


Fig. 4.32b – Sezioni Elettrosismiche costruite per i due sondaggi effettuati lungo il profilo B, associando ad ogni elettrostrato il corrispondente sismostrato.

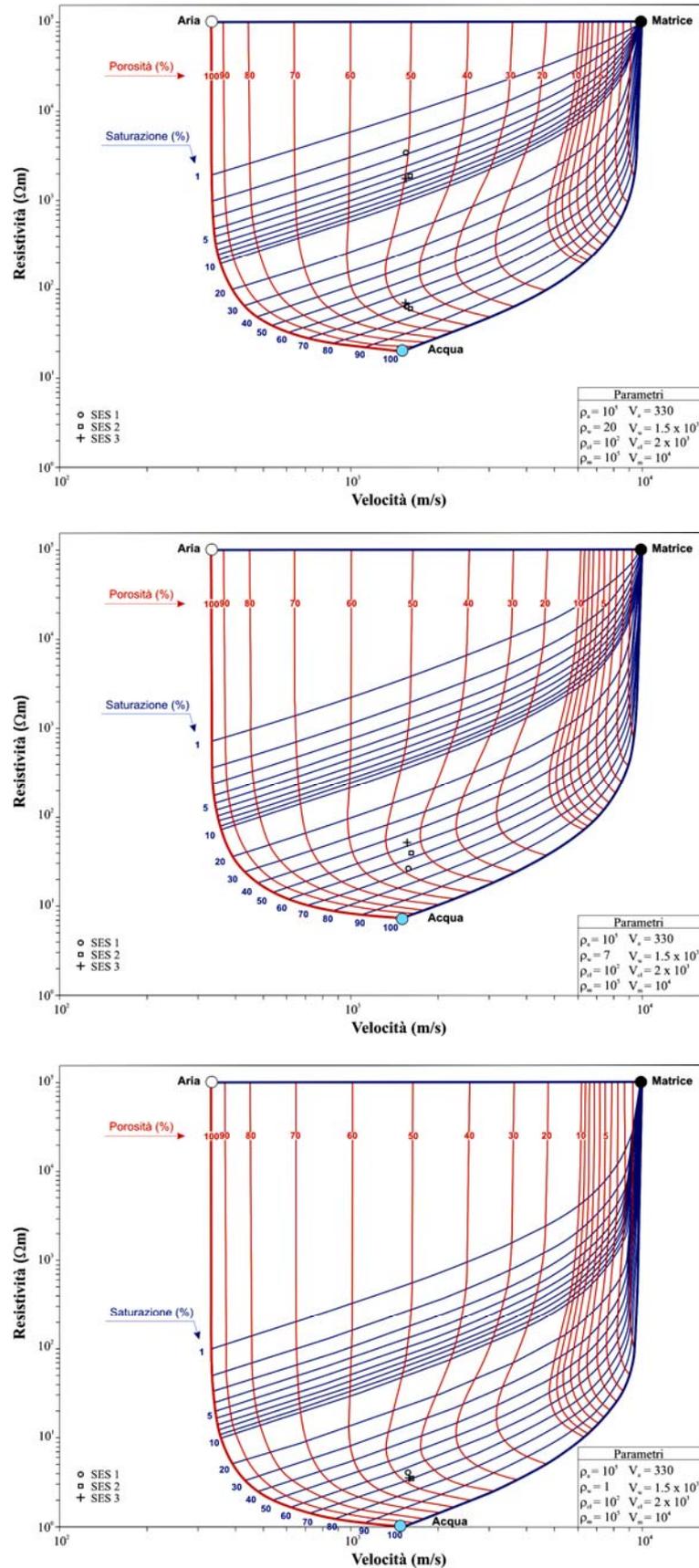


Fig. 4.33 – Modello Elettrosismico ottenuto per i diversi orizzonti individuati nel profilo A effettuato a Pineta di Castel Volturno; i tre grafici differiscono tra loro per la resistività del punto ACQUA.

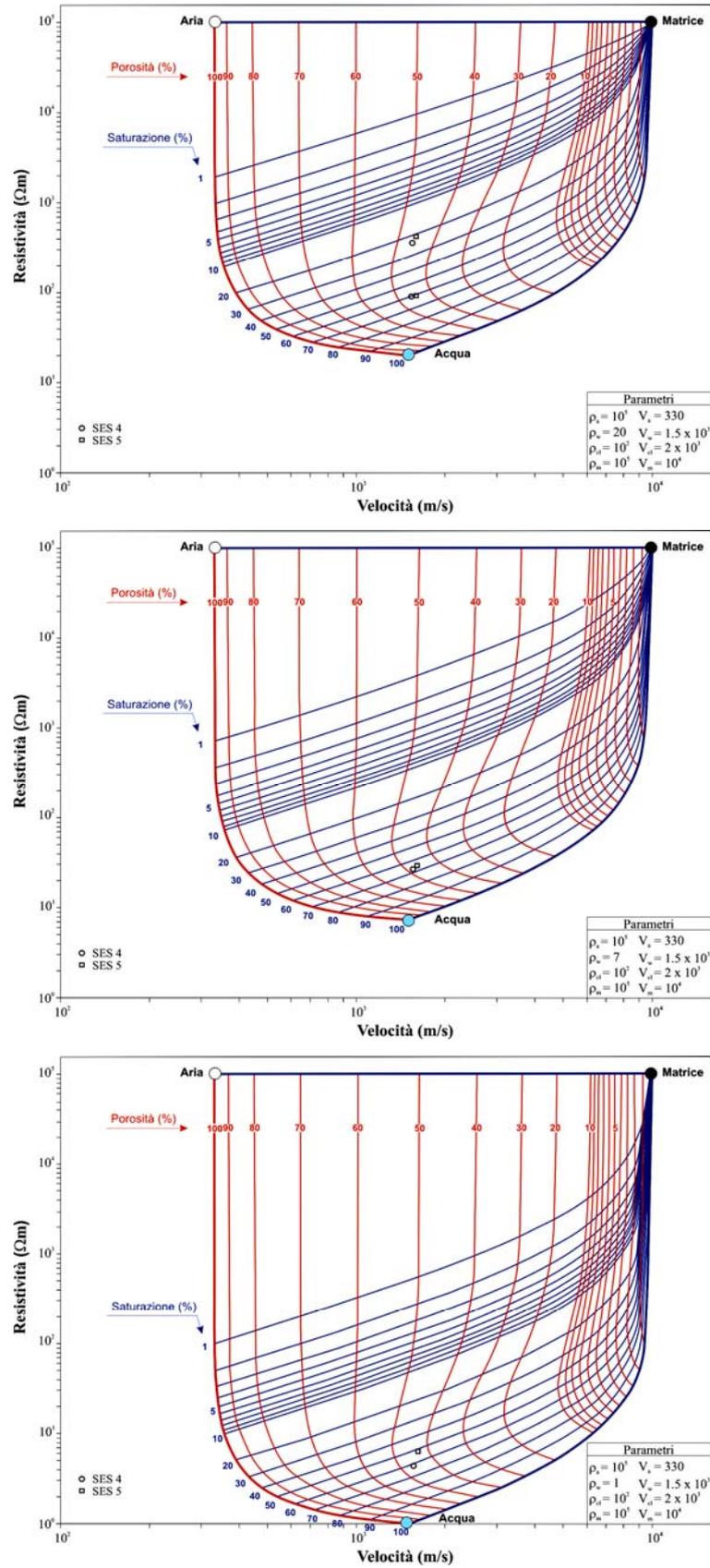


Fig. 4.34 – Modello Elettrosismico ottenuto per i diversi orizzonti individuati nel profilo B effettuato a Pineta di Castel Volturno; i tre grafici differiscono tra loro per la resistività del punto ACQUA.

Dai risultati ottenuti si sono individuati quattro orizzonti elettrosismici (fig. 4.35).

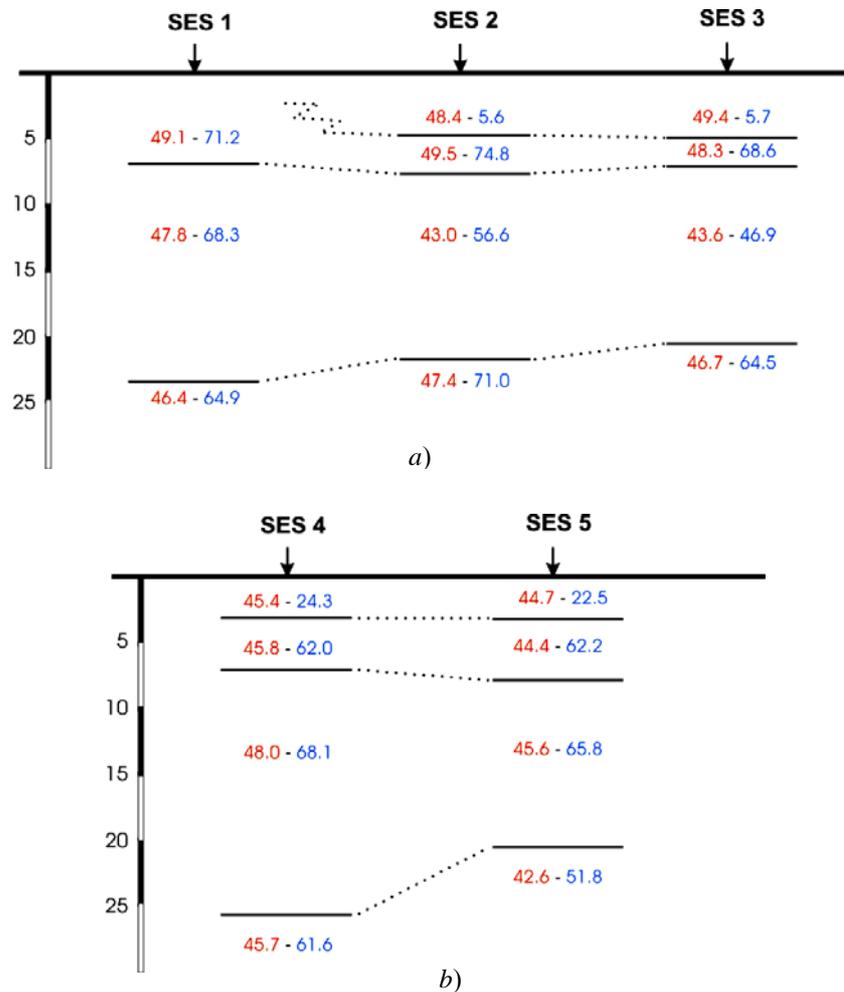


Fig. 4.35 – Orizzonti Elettrosismici individuati, per i due profili, a) e b), dall'analisi del modello con individuazione dei parametri fisici di porosità (rosso) e grado di saturazione (azzurro), espressi in percentuale e corrispondenti per ciascun orizzonte.

Profilo A:

- *orizzonte I*: lente sabbiosa, localizzata solo in corrispondenza dei sondaggi 2 e 3, con porosità media di 48.9% e saturazione molto bassa di 5.7%; lo spessore va aumentando verso SW ed è in media di 4.1 m;
- *orizzonte II*: livello sabbioso con porosità media di 49.0% e saturazione alta di 71.5%; lo spessore va diminuendo verso SW e in media è di 3.2 m, sede di una falda idrica superficiale;
- *orizzonte III*: livello, presumibilmente ancora sabbioso, con porosità media di 44.8% e saturazione media di 57.3%; lo spessore è elevato e va

diminuendo verso SW, passando da 16.8 m a 13.7 m, in cui si ha contaminazione della falda da acqua salata;

- *orizzonte IV*: livello basale con piroclastiti rimaneggiate e probabilmente in parte argillificate con porosità media di 46.8% e saturazione alta di 66.8%, in cui si verifica un'ingressione di acqua salata.

Profilo B:

- *orizzonte I*: livello limo-argilloso, a forte componente piroclastica, con porosità di 45.0% e saturazione medio-bassa di 23.4%; lo spessore medio è di 1.2 m;
- *orizzonte II*: livello sabbioso con porosità media di 45.1% e saturazione medio-alta di 62.1%; lo spessore medio è 4.5 m, sede di una falda idrica;
- *orizzonte III*: livello, presumibilmente ancora sabbioso, con porosità media di 46.8% e saturazione alta di 67.0%; lo spessore è elevato e va diminuendo verso SE, passando da 18.9 m a 14.7 m, in cui si ha contaminazione della falda da acqua salata;
- *orizzonte IV*: livello basale con piroclastiti rimaneggiate e probabilmente in parte argillificate con porosità media di 44.1% e saturazione medio-alta di 56.7%, in cui si verifica un'ingressione di acqua salata.

4.4 DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Il modello elettrosismico in esame è stato testato su tre aree test con differenti caratteristiche litologiche.

La prima area-test è la duna costiera di *Marina di Ascea*, appositamente scelta in quanto rappresentativa di una litologia perfettamente omogenea, caratterizzata da sabbie giallastre, a composizione prevalentemente quarzosa, a granulometria medio-grossolana.

La seconda area-test è il *Piano di Verteglia*, una conca tettono-carsica, ubicata nel massiccio del M.te Terminio, caratterizzata prevalentemente da argille, limi e sabbie, a forte componente piroclastica, che poggiano su un basamento carbonatico.

Infine la terza area-test è la *Pineta di Castel Volturno*, una piana alluvionale, caratterizzata da un'alternanza di porzioni superficiali limo-argillose, seguite da strati sabbiosi e piroclastiti rimaneggiate.

L'interpretazione e la correlazione dei sondaggi elettrici e sismici effettuati nelle tre aree hanno permesso di ricostruire modelli di sottosuolo che riproducono in modo soddisfacente la stratigrafia dei terreni depositatisi nei vari siti d'indagine, desunta da dati bibliografici, anche se per nessuna delle zone di indagine è stato possibile reperire le stratigrafie da sondaggi geomeccanici.

L'applicazione del modello sui dati ottenuti dalle prospezioni geofisiche ha consentito di ricostruire una “*stratigrafia geofisica*”, costituita da valori di resistività e velocità delle onde sismiche dei terreni attraversati, associata ad una “*stratigrafia geotecnica*”, costituita da valori di porosità e grado di saturazione degli stessi.

Per quanto concerne la porosità, non è stato possibile per tutti i siti, effettuare un confronto tra i valori ricavati dal modello e quelli misurati con indagini geotecniche dirette di campagna, poiché non si disponeva di sondaggi geomeccanici o di parametri geotecnici dei litotipi investigati. Solo per Ascea è stato possibile effettuare misure geotecniche dirette in situ ed in laboratorio che ci consentissero la determinazione della porosità delle sabbie, riscontrando valori molto prossimi a quelli stimati dal modello, con una differenza di solo 7%.

Tuttavia, ove mancavano misure dirette dei parametri geotecnici, è stato effettuato un confronto tra i valori calcolati dal modello e quelli di riferimento per la successione dei litotipi ricostruiti nel sottosuolo mediante interpretazione dei sondaggi geofisici e consultazione dei dati bibliografici. Da questo confronto è stata riscontrata una significativa coerenza tra i valori di porosità stimati dal modello e quelli riportati in bibliografia per i litotipi investigati.

Si sono, invece, riscontrate delle discrepanze nella determinazione del grado di saturazione dei litotipi investigati utilizzando il modello elettrosismico: nelle aree in cui è presente una falda idrica superficiale (*Pineta di Castel Volturno* e *Marina di Ascea*), il modello ha dato valori di grado di saturazione inferiori alle aspettative per gli orizzonti interessati dall'acquifero. Infatti, ipotizzando che la porosità fosse completamente interconnessa, a fronte di una completa saturazione prossima al 100%, che caratterizza un acquifero, si sono stimati valori variabili tra il 50 e il 80%

utilizzando il modello. Tale discrepanza potrebbe essere imputata alla difficoltà di associare un valore preciso alla resistività del punto ACQUA, la cui posizione all'interno del modello determina l'andamento delle curve di saturazione.

Altra difficoltà riscontrata nell'applicazione del modello ad indagini in situ è l'impossibilità della sua applicazione agli orizzonti sismici più superficiali, ove si riscontrano valori di velocità più bassi della velocità dell'aria, fenomeno riscontrato per altro in molti lavori di letteratura. Essendo velocità così basse, al limite del parametro velocità del punto ARIA del modello, le coppie di valori (ρ, V) relative all'aerato superficiale di ciascun sondaggio non sono state inserite nel programma di calcolo del modello, in quanto si posizionerebbero fuori dal campo del modello.

Alla luce delle esperienze acquisite in campagna, si possono ritenere soddisfacenti i risultati ottenuti dal modello nella determinazione della porosità, fatta eccezione per l'aerato superficiale, per altro non fondamentale per le finalità della ricerca in oggetto. Naturalmente i dati ottenuti non sono esaustivi per giudicare il modello applicabile in qualsiasi condizione geologica, e bisogna continuare nella sperimentazione per affinarlo sempre di più, volgendo particolare attenzione anche alla determinazione in situ o in laboratorio dei parametri geotecnici investigati per ottenere un riscontro il più oggettivo possibile.

Dalle indagini effettuate si evince che il modello proposto non può, per sua natura, considerato il range di errori di misura e di interpretazione propri della geofisica applicata, definire gli esatti valori di Φ e S_w ; tuttavia ne evidenzia, e con accuratezza, le variazioni relative nell'ambito dell'area di studio, permettendo così di individuare i siti più favorevoli allo sfruttamento delle risorse idriche ed evitando costose indagini geognostiche.

CONCLUSIONI

Questa tesi di dottorato si propone una ulteriore verifica dell'applicabilità del “Modello Elettrosismico” (CARRARA *et al.*, 1994), che prevede l'utilizzo di indagini geoelettriche e sismiche contemporanee, per definire con minore ambiguità porosità Φ e grado di saturazione S_w dei litotipi nel sottosuolo, correlando i valori misurati di velocità delle onde sismiche e resistività dei terreni interessati dalle indagini. Particolare attenzione è dedicata agli effetti che le argille hanno in questo tipo di indagini, anche con analisi di laboratorio su campioni ricostruiti con argille, essendo già dimostrata l'attendibilità del modello su campioni privi di argille (CARRARA *et al.*, 1999).

La verifica del modello teorico è stata eseguita sia in laboratorio sia in situ.

Innanzitutto si è tentato di dare un quadro generale delle attuali conoscenze sul comportamento dei parametri geofisici, quali resistività e velocità, al variare dei parametri fisici, quali porosità e grado di saturazione, e soprattutto al variare del contenuto in argille.

Una prima fase della ricerca si è concentrata su analisi di laboratorio atte a testare il modello geofisico su campioni ricostruiti, costituiti da sabbia e argilla, aggregati da cemento, calcareo e pozzolanico.

Le analisi sono state effettuate su campioni caratterizzati da un contenuto variabile di argilla, fino ad un massimo del 20%.

Le prove di laboratorio hanno mostrato che, variando la composizione mineralogica della matrice (calcareo o pozzolanico), si ha uno scarto diverso tra i valori di porosità e saturazione misurati con metodi geotecnici ed i valori stimati dal modello.

In una prima analisi dei risultati sperimentali si è osservato che:

- ❖ i campioni realizzati con cemento calcareo (par. 3.2.1), in assenza di argille, sono caratterizzati da una notevole differenza tra i valori di porosità Φ stimati dal modello e quelli stimati dalle prove geotecniche (17% in media); aggiungendo il 5 e il 10% di bentonite, si osserva che i valori di Φ geotecnica sono prossimi a quelli risultanti dal modello (con uno scarto

medio del 4%). Per tutte le serie i valori geotecnici di saturazione S_w si allontanano da quelli da modello in media del 26%;

- ❖ i campioni realizzati con cemento pozzolanico, sia di tipo *A* che *B* (par. 3.2.2 – 3.2.3), analogamente a quelli costituiti da cemento calcareo, mostrano un graduale aumento di porosità all'aumentare del contenuto in argille. La porosità da modello risulta sottostimata per entrambi i tipi di campioni risultando uno scarto medio massimo del 12% (campioni privi di argille) e minimo del 4% (campioni con 20% di argille). Si nota, inoltre, una netta sottostima del grado di saturazione da modello rispetto a quello calcolato geotecnicamente, con uno scarto variabile tra il 20-30%;
- ❖ in presenza di argilla, l'andamento dei punti sperimentali segue abbastanza bene l'andamento delle curve teoriche del modello stesso, rispettando le teorie descritte in letteratura per cui le velocità delle onde sismiche mostrano una graduale diminuzione all'aumentare della saturazione d'acqua, seguita da un rapido aumento a saturazioni superiori al 70%.

Il modello iniziale (CARRARA *et al.*, 1994) considera l'argilla come porzione della parte solida separata dalla matrice e la presenza di argilla si traduce in una riduzione dei parametri ρ e V della parte solida, modificando la posizione del punto MATRICE nell'abaco, come mostrato in figura 2.7 del capitolo II.

Considerando questo primo modello e inserendo i dati ottenuti dalle analisi di laboratorio, si è visto che si individua una porosità fortemente variabile con la saturazione, da circa il 50% allo stato saturo a circa il 70% allo stato secco (si vedano figg. 3.24-3.26 del capitolo III). Inoltre le ultime misure effettuate allo stato secco superano la curva di saturazione 0%, andandosi a posizionare al di fuori dell'abaco.

Di conseguenza si sono utilizzati abachi con $P_{cl}=0$ e nelle equazioni II.1 e II.2, descritte nel capitolo II, il termine dovuto alle argille si annulla. In questo modo, il modello utilizzato non considera più l'ammasso roccioso come un mezzo plurifasico costituito da fasi solide, matrice o aggregati di minerali e argilla, e fasi fluide, acqua e aria, bensì diventa un mezzo trifasico.

In definitiva, confrontando quanto già noto dalla letteratura, dalla quale si evince una scarsa se non nulla influenza della presenza dell'argilla sulla resistività in campioni con porosità maggiori del 25% (WORTHINGTON, 1993), si suggerisce di

ridurre a 3 le fasi del *Volume Elementare di Riferimento* eliminando la fase argilla almeno nel campo delle porosità superiori al 30%.

Sulla base dei risultati ottenuti e quindi delle discrepanze individuate tra parametri geotecnici e da modello, si è pensato di apportare alcune modifiche alle formulazioni che sono alla base delle misure di porosità e grado di saturazione del modello.

Una prima modifica, scaturita dalle misure effettuate in laboratorio (par. 3.2.1-3.2.3), nasce dalla considerazione che la resistività è influenzata solo dalla porosità interconnessa, mentre la velocità delle onde sismiche è funzione della porosità totale.

Per cui, si è introdotto un coefficiente XD , che indica la percentuale di porosità interconnessa Φ_p rispetto alla porosità totale Φ_v (par. 3.3):

$$\Phi_v = \Phi_p XD$$

in questo modo, è possibile confrontare i parametri fisici stimati dal modello (Φ_v, S_w) e quelli stimati dalla geotecnica.

Inserendo il parametro XD , gli abachi si modificano sensibilmente variando innanzi tutto la posizione del punto acqua: ad esempio, $XD = 0.5$ indica che il 50% dei pori sono non connessi e quindi pieni di sola aria, mentre l'altro 50% sono tutti interconnessi e quindi partecipano alla fase di saturazione e ciò implica che la conducibilità si dimezza e la resistività si raddoppia.

La seconda modifica apportata si basa su una migliore definizione del punto *MATRICE*, ovvero di uno dei punti noti del modello, almeno per quanto riguarda le misure in laboratorio.

Si definisce come *MATRICE* una struttura cristallina omogenea, isotropa e compatta, caratterizzata da assenza di pori ($\Phi = 0$) e assenza di acqua ($S_w = 0$); un materiale con queste caratteristiche è indicato cristallograficamente con il termine di *CCP* (*compact cubic packing*) e mineralogicamente è tipico di solfuri ed ossidi con densità ($\geq 5g/cm^3$) ben superiori a quella dei silicati fino ad ora utilizzata nell'equazione del fattore correttivo apportato al modello (CARRARA *et al.*, 1999).

Si noti, comunque, che modificando il parametro γ , negli abachi vengono a modificarsi praticamente solo le curve di basse porosità (dove la fase prevalente è la fase *MATRICE*), poiché per alte porosità (>30%) non si ha molta differenza al variare della densità, risultando la fase prevalente quella fluida, con acqua e aria.

In base alle modifiche descritte, il modello è stato corretto scegliendo come porosità interconnessa $\chi D = 0.5$, considerato come valore limite in quanto è difficile pensare a campioni con una porosità non connessa superiore al 50%, e come peso specifico della matrice $\gamma = 5 \text{ g} / \text{cm}^3$.

L'applicazione del modello così corretto ai campioni di laboratorio ha portato i seguenti risultati:

- per i campioni con cemento calcareo, si osserva una migliore stima del grado di saturazione che diventa comparabile con quello stimato geotecnicamente, per tutte le serie, con scarti medi del 2% per la serie FP40 e del 7.3% per le serie FPA, di gran lunga migliore del 26% relativo al modello iniziale non corretto. Riguardo la porosità, per le serie FP40 la differenza tra Φ geotecnica e Φ da modello si riduce dal 15% al 7.1%, mentre per le serie FPA si ha una perfetta correlazione tra i due, superando di poco il valore di porosità ottenuto per via geotecnica (0.4% in media), rispetto invece allo scarto precedente del 4%;
- per i campioni con cemento pozzolanico, si osserva, come per i precedenti, che le correzioni apportate migliorano il grado di saturazione per tutte le serie, che aumenta del 20% circa rispetto a quello stimato dal modello iniziale non corretto, diventando comparabile con quello stimato per via geotecnica, ma mantenendo comunque uno scarto massimo con i valori geotecnici di circa 4%. Rispetto al valore di porosità stimato geotecnicamente, la discrepanza con la porosità stimata dal nuovo modello varia in media dal 3.7% per le serie A e 1.6% per le serie B;
- a differenza del modello iniziale non corretto, per tutte le serie l'andamento delle curve sperimentali mal si adatta a quelle teoriche, notando che, soprattutto per le più alte saturazioni, le porosità dei campioni paiono aumentare del 10-20%. Questo può essere dovuto al fatto che le argille utilizzate (le più diffuse in natura) possono assorbire facilmente molta acqua, dilatando gli strati cristallografici ("*rigonfiamento delle argille*") e quindi si ha un effettivo aumento di porosità (fig. 3.2). Questa mancata corrispondenza potrebbe essere associata al fattore correttivo apportato al modello nel 1999; tale fattore, infatti, è stato assegnato in funzione di

numerose prove di laboratorio su campioni (calcareniti, arenarie, ignimbriti e campioni ricostruiti utilizzando un particolare collante invece del cemento) diversi da quelli utilizzati in questa tesi, individuando una funzione complessa tipo gaussiana sul valore di porosità 50% (eq. II.3). E' possibile che la funzione vada modificata considerando un andamento non a campana (fig. 2.4) bensì asimmetrico. In questa sede non è stato possibile individuare una funzione che potesse modificare il fattore correttivo in modo da renderlo generalizzabile alle più svariate condizioni litologiche e quindi di porosità, in quanto non è stato possibile disporre di campioni in un ampio range di porosità ed in numero tale da consentire di verificare i dati in modo statistico.

Riassumendo, quindi, si può notare che le correzioni apportate al modello presentano i seguenti vantaggi:

- un possibile confronto tra porosità geotecnica e porosità da modello essendo entrambe porosità totali;
- un netto miglioramento del grado di saturazione che tende ad avvicinarsi a quello fornito dalla geotecnica, con uno scarto medio in alcuni campioni anche del solo 2%;
- una migliore definizione del valore di porosità che tende ad approssimarsi a quello fornito dalla geotecnica, con uno scarto medio del solo 4%.

In conclusione, le analisi di laboratorio effettuate hanno condotto ad un risultato incoraggiante, individuando gli elementi chiave per apportare alcune correzioni al modello, tali da consentire di riscontrare valori geotecnici stimati dal modello molto prossimi a quelli stimati dalle prove di laboratorio, con scarti che rientrano nell'ordine dell'errore relativo percentuale medio, stimato del $\pm 10\%$ circa.

La seconda fase della ricerca si è concentrata sulle analisi in situ. Il modello elettrosismico corretto è stato testato su tre aree test con differenti caratteristiche litologiche.

La prima area-test è la duna costiera di *Marina di Ascea*, appositamente scelta in quanto rappresentativa di una litologia perfettamente omogenea, caratterizzata da sabbie giallastre, a composizione prevalentemente quarzosa, a granulometria medio-grossolana.

La seconda area-test è il *Piano di Verteglia*, una conca tettono-carsica, ubicata nel massiccio del M.te Terminio, caratterizzata prevalentemente da argille, limi e sabbie, a forte componente piroclastica, che poggiano su un basamento carbonatico.

Infine, la terza area-test è la *Pineta di Castel Volturno*, una piana alluvionale, caratterizzata da un'alternanza di porzioni superficiali limo-argillose, seguite da strati sabbiosi e piroclastiti rimaneggiate.

L'interpretazione e la correlazione dei sondaggi elettrici e sismici effettuati nelle tre aree hanno permesso di ricostruire modelli di sottosuolo che riproducono in modo soddisfacente la stratigrafia dei terreni depositatisi nei vari siti d'indagine, desunta da dati bibliografici, anche se per nessuna delle zone di indagine è stato possibile reperire le stratigrafie da sondaggi geomeccanici.

L'applicazione del modello sui dati ottenuti dalle prospezioni geofisiche ha consentito di ricostruire una "*stratigrafia geofisica*", costituita da valori di resistività e velocità delle onde sismiche dei terreni attraversati, associata ad una "*stratigrafia geotecnica*", costituita da valori di porosità e grado di saturazione degli stessi.

Si è ritenuto non opportuno, nel caso di indagini in situ, applicare la correzione alla porosità risultante dal modello, utilizzata per le prove di laboratorio. E' da considerare, infatti, che durante la preparazione dei campioni possono venire a crearsi bolle di gas all'interno delle strutture legate alla rapida consolidazione del cemento, per cui non tutti i pori risultano interconnessi. In natura, su scala grande rispetto ai campioni ricostruiti in laboratorio, la porosità che entra in gioco è quella dovuta a fratture, alterazione e costipazione dei materiali ed è da considerarsi interconnessa in toto o quasi, nella maggior parte delle situazioni geologiche.

In base a tali considerazioni è stato utilizzato un modello caratterizzato da $XD = 1$ e $\gamma_{mat} = 5 \text{ g} / \text{cm}^3$.

Per quanto concerne la porosità, non è stato possibile per tutti i siti, effettuare un confronto tra i valori ricavati dal modello e quelli misurati con indagini geotecniche dirette di campagna, poiché non si disponeva di sondaggi geomeccanici o di dati geotecnici dei litotipi investigati. Solo per Ascea è stato possibile effettuare misure geotecniche dirette in situ e in laboratorio che ci consentissero la determinazione della porosità delle sabbie, riscontrando valori molto prossimi a quelli stimati dal modello, con una differenza di solo 7%. Tuttavia, ove mancavano misure dirette dei parametri

geotecnici, è stato effettuato un confronto tra i valori calcolati dal modello elettrosismico e quelli di riferimento per la successione dei litotipi ricostruiti nel sottosuolo mediante interpretazione dei sondaggi geofisici e consultazione dei dati bibliografici. Da questo confronto è stata riscontrata una significativa coerenza tra i valori ottenuti dal modello e quelli riportati in bibliografia per i litotipi investigati.

Si sono, invece, riscontrate delle discrepanze nella determinazione del grado di saturazione dei litotipi investigati utilizzando il modello elettrosismico: nelle aree in cui è presente una falda idrica superficiale (Pineta di Castel Volturno e Marina di Ascea), il modello ha dato valori di grado di saturazione inferiori alle aspettative per gli orizzonti interessati dall'acquifero. Infatti, ipotizzando che la porosità fosse completamente interconnessa, a fronte di una completa saturazione prossima al 100%, che caratterizza un acquifero, si sono ottenuti valori variabili tra il 50 e il 80% utilizzando il modello. La discrepanza è imputabile alla diversa conducibilità tra l'acqua misurata in pozzi e sorgenti ubicati nei pressi delle aree in esame e quella presente nell'acquifero, fattore che influenza la posizione del punto ACQUA all'interno del modello e che determina quindi l'andamento delle curve di saturazione.

Alla luce dei risultati conseguiti con la sperimentazione del modello elettrosismico, opportunamente modificato e corretto, su campioni ricostruiti e in situ, si evince l'applicabilità e l'utilità della modellizzazione proposta da CARRARA *et al.* (1999) e da questo lavoro di tesi di dottorato per l'elaborazione di mappe indicative di porosità e saturazione per ogni strato individuato in profondità con le pratiche e veloci prospezioni sismiche e geoelettriche, per evidenziare in un'area i siti e gli orizzonti più produttivi, evitando costose indagini geognostiche.

Naturalmente il modello proposto non può, per sua natura, considerato il range di errori di misura e di interpretazione propri della geofisica applicata, definire gli esatti valori di Φ e S_w , ma ne evidenzia, e con accuratezza, le variazioni relative nell'ambito di un'area di studio, permettendo così di individuare in essa i siti più favorevoli allo sfruttamento delle risorse idriche.

APPENDICE A

CALCOLO DEGLI ERRORI SULLE MISURE DI RESISTIVITÀ E VELOCITÀ

Il valore di porosità e saturazione fornito dal modello geofisico, per un dato campione, dipende dalla coppia di valori ρ - V misurata in laboratorio. Per conoscere il margine di errore delle misure effettuate si è determinato l'errore relativo percentuale sui parametri ρ e V misurati.

Se si considera la formula dello scarto quadratico medio,

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

dove: x_i è la misura i -esima, \bar{x} è il valore medio di n misure e $(x_i - \bar{x})$ è la deviazione dalla media della singola misura. La misura di resistività elettrica è funzione della differenza di potenziale ΔV , della corrente I , del diametro d e della lunghezza del campione l ; determinando lo scarto quadratico su questi parametri è possibile calcolare l'errore relativo percentuale della misura mediante la relazione:

$$\frac{\sigma_\rho}{\bar{\rho}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\Delta V}}{\bar{\Delta V}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_I}{\bar{I}}\right)^2 + \left(2\frac{\sigma_d}{\bar{d}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_l}{\bar{l}}\right)^2}$$

dove $\bar{\Delta V}$, \bar{I} , \bar{d} , \bar{l} sono i valori medi delle rispettive misure.

Allo stesso modo è possibile calcolare l'errore relativo percentuale sulla misura di velocità delle onde elastiche, tenendo conto che essa è funzione della lunghezza l del campione e del tempo di percorso t dell'impulso:

$$\frac{\sigma_V}{\bar{V}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_l}{\bar{l}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_t}{\bar{t}}\right)^2}$$

con \bar{l} e \bar{t} valori medi delle rispettive misure.

L'analisi statistica effettuata sulle misure di laboratorio ha fornito un errore relativo percentuale variabile da un minimo di $\pm 4.7\%$ (serie B5) ad un massimo di $\pm 17.0\%$ (serie B20) sulle misure di resistività e variabile da un minimo di $\pm 2.6\%$ (serie A0) ad un massimo di $\pm 10.2\%$ (serie A5) sulle misure di velocità; ne deriva un errore relativo del $\pm 10\%$ sui valori di Φ e S_w calcolati dal modello.

BIBLIOGRAFIA

- BERETTA G.P. (1993) - *Idrogeologia per il disinquinamento delle acque sotterranee*. Pitagora Ed., Bologna.
- BIOT M.A. (1956) - *Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid*. Journal of the Acoustic Society of America, **28** (2), 168-191.
- BIOT M.A. (1962) - *Mechanism of deformation and acoustic propagation in porous media*. Journal of Applied Physics, **33** (4), 1482-1498.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988a) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1:250.000.
- BRANCACCIO L., MUNNO R., PAOLILLO G., PETROSINO P., ROLANDI G. & SANTANGELO N. (1998) - *Processi di erosione e sedimentazione nei campi carsici: un esempio dai Piani d'Ischia, Monte Terminio, Italia Meridionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**, 95-102.
- BUSSIAN A.E. (1983) - *Electrical conductance in a porous medium*. Geophysics, **48** (9), 1258-1268.
- CADORET T., MARION D. & ZINSZNER B. (1995) - *Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones*. Journal of Geophysical Research, **100** (B6), 9789-9803.
- CALCATERRA D., DE RISO R., DUCCI D., SANTO A. & AQUINO S. (1994) - *Analisi dell'idrodinamica di massicci carsici mediante uso integrato di dati: un esempio nel settore SE del Monte Terminio (Appennino meridionale)*. IV Convegno Internazionale di Geingegneria, 587-595.
- CARCIONE J.M., GUREVICH B. & CAVALLINI F. (2000) - *A generalized Biot-Gassmann model for the acoustic properties of shaley sandstones*. Geophysical Prospecting, **48**, 539-557.
- CARRARA E., RAPOLLA A., & ROBERTI N. (1992) - *Le indagini geofisiche per lo studio del sottosuolo: metodi geoelettrici e sismici*. Liguori Ed., Napoli.

- CARRARA E., PECE R. & ROBERTI N. (1994) - *Geoelectrical and seismic prospection in hydrogeology: model and master curves for the evaluation of porosity and water saturation*. *Pageoph.*, **143** (4), 729-751.
- CARRARA E., MAZZACCA A., PECE R., ROBERTI N. & VANORIO T. (1999) - *Evaluation of porosity and saturation degree by laboratory joint measurements of velocity and resistivity: a model improvement*. *Pure and Applied Geophysics*, **154**, 211-255.
- CASTAGNA J.P., BATZLE M.L. & EASTWOOD R.L. (1985) - *Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks*. *Geophysics*, **50** (4), 571-581.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci cartonatici, delle Piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio Meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. *Quaderni Casmez*, **4** (2), 171-177.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Ed., Napoli.
- CELICO P. & GUADAGNO F.M. (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. 1° rapporto informativo dell'Unità Operativa 4/21 N del CNR-GNDICI.
- CELICO P. *et al.* (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: primi risultati di uno studio interdisciplinare*. 2° rapporto informativo dell'Unità Operativa 4/21 N del CNR-GNDICI.
- CORNIELLO A., DE RISO R. & DUCCI D. (1990) - *Idrogeologia e idrogeochimica della Piana Campana*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 351-360.
- GASSMANN F. (1951) - *Elastic waves through a packing of spheres*. *Geophysics*, **16**, 673-685.
- GOLDBERG I. & GUREVICH B. (1998) - *A semi-empirical velocity-porosity-clay model for petrophysical interpretation of P- and S-velocities*. *Geophysical Prospecting*, **46**, 271-285.
- HAN D.H., NUR A. & DALE MORGAN (1986) - *Effect of porosity and clay content on wave velocities in sandstones*. *Geophysics*, **51** (11), 2093-2107.

- HAWKINS L.V. (1961) - *The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations*. *Geophysics*, **26** (6), 806-819.
- ILICETO V., FINOTTI F. & ZANDONAI F. (2003) - *Water content and critical thresholds on embankments through electrical tomography*. *Geologia Tecnica & Ambientale*, **4**, 41-51.
- KELLER G.V. & FRISCHKNECHT F.C. (1966) - *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, Oxford, 517ss.
- KLIMENTOS T. & MCCANN C. (1990) - *Relationships among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones*. *Geophysics*, **55** (8), 998-1014.
- KNACKSTEDT M.A., ARNS C.H. & PINCZEWSKI W.V. (2003) - *Velocity-porosity relationships: I. Accurate velocity model for clean sandstones*. *Geophysics*, **68** (6), 1822-1834.
- KNACKSTEDT M.A., ARNS C.H. & PINCZEWSKI W.V. (2005) - *Velocity-porosity relationships: predictive velocity model for cemented sands composed of multiple mineral phases*. *Geophysical Prospecting*, **53**, 349-372.
- KOVALIS B.J., JONES L.E.A. & WANG H.F. (1984) - *Velocity - Porosity - Clay content systematics of poorly consolidated sandstones*. *Journal of Geophysical Research*, **89** (B12), 10,355-10,364.
- LIU Z., RECTOR J.W., NIHEI K.T., TOMUTSA L., MYER L.R. & NAKAGAWA S. (2001) - *Extensional wave attenuation and velocity in partially-saturated sand in the sonic frequency range*. SEG Int'l Exposition and Annual Meeting San Antonio, Texas.
- MARION D., NUR A., YIN H. & HAN D. (1992) - *Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures*. *Geophysics*, **57** (4), 554-563.
- MOTTANA A. (1988) - *Fondamenti di mineralogia geologica*. Zanichelli Ed., Bologna.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1999) - *Geologia, evoluzione geomorfologia olocenica e caratteristiche geologico-ambientali della bassa pianura del Fiume Volturno e Piana costiera del Fiume Sele*. Atti Conv. Le Pianure, Ferrara.

- PAGLIUCA S. (1998) - *Studio delle relazioni esistenti tra le caratteristiche stratigrafiche ed idrogeologiche e la salinizzazione secondaria nel Basso Volturno. Linea di ricerca n.2 - Studio dei suoli in agroecosistemi mediterranei*. Int. Rep. CNR-ISPAIM.
- RAVIOLO P.L. (1993) - *Il laboratorio geotecnico*. Controls S.p.A., Cernusco s/N.
- RAYLEIGH. (1924) - *Theory of Sound*. Macmillan Pub. Co.
- RICHART F.E., HALL J.R. & WOODS R.D. (1970) - *Vibrations of soils and foundations*. Prantice-Hall, INC.
- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del F.Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene Medio-Superiore - Olocene)*. *Il Quaternario*, **7** (1), 41-56.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F° 186 «S. Angelo de' Lombardi»*. I ed., ROMA.
- TOSAYA C. & NUR A. (1982) - *Effects of lack of parallelism in sample faces on measurements of ultrasonic attenuation*. *Geophysical Research letters*, **9** (1), 5-8.
- TRUPELL R. & OATES W. (1963) - *Velocity-porosity relationships: predictive velocity model for cemented sands composed of multiple mineral phases*. *Journal of the Acoustic Society of America*, **35**, 1382-1385.
- WAXMAN M.H. & SMITS L.J.M. (1968) - *Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands*. *Soc. Pet. Eng. J.*, **8**, 107-122.
- WINSAUER W.O. & MCCARDELL W.M. (1953) - *Ionic double-layer conductivity in reservoir rock*. *Trans. of Am. Inst. of Min., Met. And Petr. Eng.*, **198**, 129-134.
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER G.H.F. (1956) - *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*. *Geophysics*, **21** (1), 41-70.
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER G.H.F. (1962) - *Studies of elastic wave attenuation in porous media*. *Geophysics*, **27** (3), 569-589.
- WORTHINGTON P.F. (1993) - *The uses and abuses of the Archie equations, 1. The formation factor-porosity relationship*. *Journal of Applied Geophysics*, **30**, 215-228.