

4. CARATTERIZZAZIONE SISMICA DELLE ONDE DI TAGLIO DEI TERRENI SUPERFICIALI DI NOTO, AUGUSTA E SIRACUSA

C. Nunziata, C. Centamore, M. Natale, R. Spagnuolo

4.1 Introduzione

Modelli sismostratigrafici sono stati ottenuti in alcuni siti di Noto, Augusta e Siracusa dall'inversione della curva di dispersione delle onde superficiali di Rayleigh generate artificialmente con una massa battente di 20 Kg e con l'impiego di un cannoncino a proiettili di polvere pirica (4-6 g di esplosivo). Sono stati utilizzati geofoni di 4.5 Hz e di 1Hz, per le distanze maggiori.

Le misure sono state analizzate con la tecnica FTAN (Frequency Time ANalysis).

Il metodo FTAN (Dziewonski et al., 1969; Levshin et al., 1972) si basa sull'analisi bidimensionale tempo-frequenza del segnale e permette la separazione dei singoli modi di propagazione partendo dal segnale completo. Grazie all'introduzione di un filtraggio aggiuntivo "floating point filtering" si rende piu' facile la selezione del segnale. L'analisi e' bidimensionale dato che la curva di dispersione e' funzione di due variabili: tempo e frequenza. E' possibile interpretare un segnale in termini di curve di dispersione di piu' modi rappresentando le ampiezze spettrali istantanee in funzione del periodo e della velocita' di gruppo. Per l'inversione viene utilizzato il metodo non lineare Hedgehog (Valyus et al., 1968; Panza, 1981). Il modello strutturale, che non e' noto, e' caratterizzato da un insieme di parametri e la sua determinazione si ottiene attribuendo dei valori numerici ai parametri. Oltre ai parametri vengono forniti anche i limiti entro i quali si puo' operare, per cui per ogni modello si calcolano i valori teorici e le differenze con quelli osservati. L'insieme dei modelli per i quali queste differenze sono comprese entro gli errori di misura costituisce la soluzione.

4.2 Profili di Vs a Noto

La città di Noto sorge nella Val di Meti ed è caratterizzata, da un punto di vista geologico, dai terreni appartenenti alla formazione dei Trubi (Pliocene Inferiore-medio) poggianti sulla Formazione Tellaro costituita da depositi di shelf carbonatico e rappresentante il substrato geologico.

I Trubi si formarono nel Pliocene inferiore in un ambiente deposizionale profondo in seguito all'apertura del bacino del Mediterraneo e il successivo riempimento con le acque dell'Atlantico. Il risultato è la formazione di una roccia bianca "Trubi", in parte

calcarea e in parte argillosa, costituita prevalentemente dai gusci carbonatici di alcuni organismi caratteristici di ambienti di mare profondo ("globigerine").

In letteratura è stata reperita una sola nota (Cavallaro et al., 1999) sulle caratteristiche meccaniche dei litotipi presenti nel centro storico di Noto. Da tale studio risulta che il sottosuolo del centro storico di Noto è costituito da un'alternanza di livelli centimetrici di sabbie, argille, marne argillose e sabbie debolmente argillose, appartenenti alla formazione dei Trubi, per uno spessore variabile da 50 a 70 metri mentre il bedrock risulta essere costituito dalle marne della formazione Tellaro.

Da prove geotecniche di laboratorio risulta che i depositi Pliocenici di Noto (formazione dei Trubi) consistono prevalentemente di alternanze di sabbie, argille e marne normalconsolidate, con un contenuto di acqua naturale $w_n=15-37\%$, con limiti di Atterberg $w_l=37-58\%$ e $w_p=17-22\%$, e indice di plasticità $PI=15-40\%$. Da questi dati si evince un basso grado di omogeneità dei terreni confermato anche da prove in situ SPT. Il peso dell'unità di volume varia tra 18 kN/m^3 e 20 kN/m^3 e la superficie piezometrica si trova intorno agli 11 metri di profondità. I terreni esaminati possono essere classificati come suoli inorganici a bassa-media plasticità.

Le misure delle velocità delle onde di taglio sono state eseguite in tre siti su un colle parallelo a quello sul quale sorge il centro storico, in una situazione geologica analoga (Fig. 4.1).

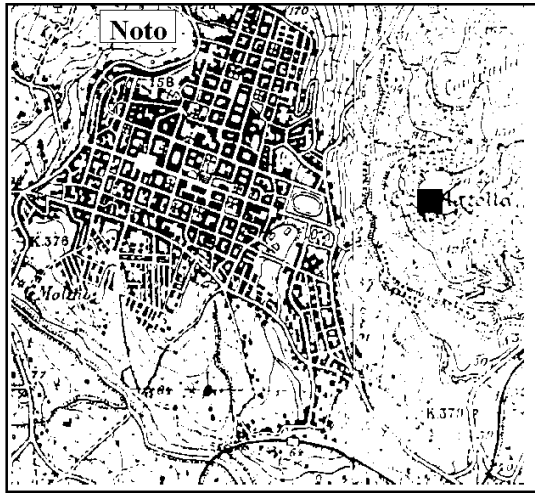
Il contesto geologico relativo al sito 2 è simile a quello del sito 3 (Fig. 4.1) tranne che per un esiguo spessore di alluvioni che ricopre la formazione dei Trubi sottostante. Il sito 1 è caratterizzato da calcari marnosi che si approfondiscono al di sotto dei termini della formazione dei Trubi per diversi centinaia di metri (formazione Tellaro).

I segnali utilizzati per l'analisi FTAN sono stati acquisiti a diverse distanze dalla sorgente, incrementandole di 10 m. In particolare, per il sito 2, le distanze dei geofoni variano tra 40 e 60 m; per il sito 1, variano tra 60 e 100 m. Per il sito 3, invece, i segnali sono stati acquisiti a 24-30-48-50 m dalla sorgente.

Per ciascun sito l'analisi FTAN effettuata sui segnali sopra menzionati ha permesso di determinare la curva di dispersione media delle velocità di gruppo del modo fondamentale di Rayleigh e le relative fasce di errore (Fig. 4.2).

4.2.1 Risultati

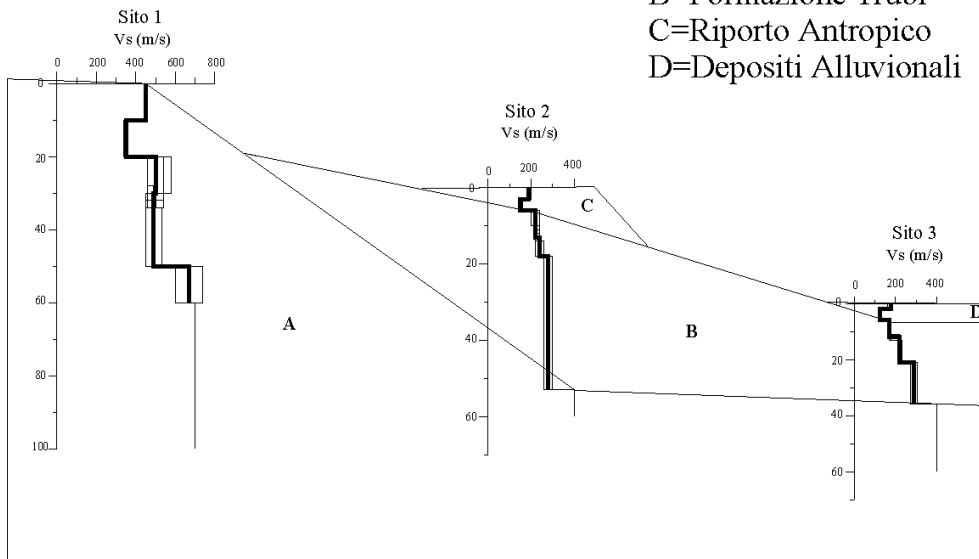
L'inversione con il metodo Hedgehog ha fornito profili di velocità fino a 40-60m di profondità. La formazione Tellaro, campionata nel sito 1, presenta velocità delle onde di taglio crescenti in media da 450 m/s a 670 m/s a 60 m di profondità. A 10 m di profondità è stato rinvenuto uno strato lento di 10 m con velocità di 350 m/s (Fig. 4.3a).



■ Area di indagine

a)

LEGENDA:
 A=Formazione Tellaro
 B=Formazione Trubi
 C=Riporto Antropico
 D=Depositi Alluvionali



b)

Fig. 4.1 – Ubicazione (a) e sezione schematica (b) dell'area indagata. La distanza tra i siti è di circa 50m lineari.

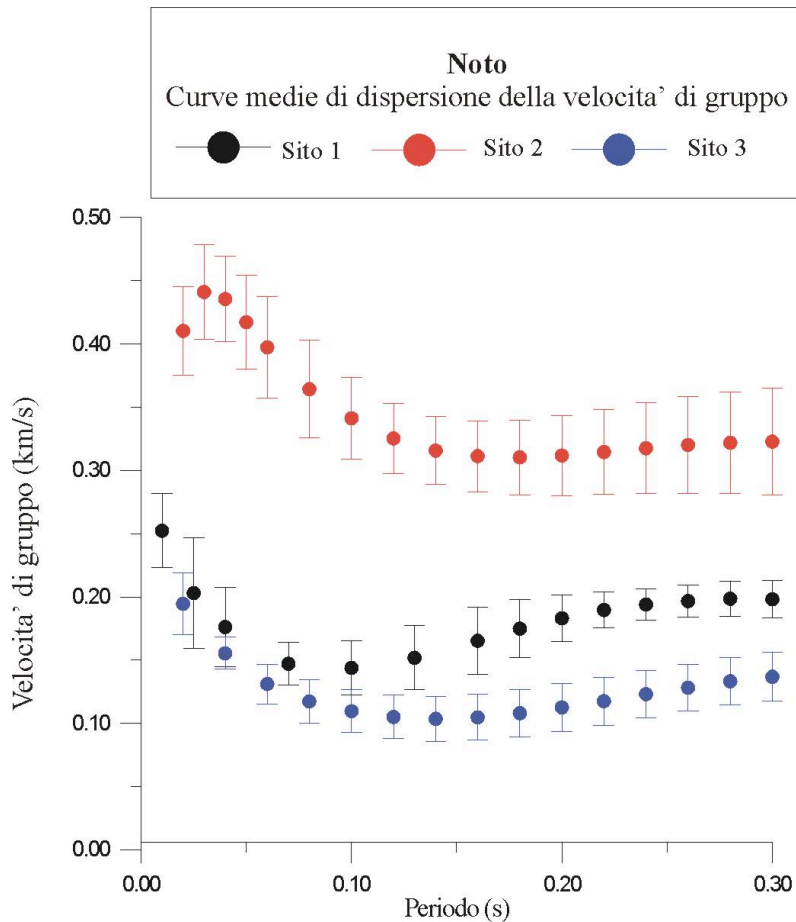


Fig. 4.2 – Curve di dispersione medie della velocità di gruppo del modo fondamentale di Rayleigh ottenute con il metodo FTAN a Noto.

La formazione dei Trubi campionata nei siti 2 e 3, presenta velocità crescenti in media da 220 m/s a profondità di 6 m nel sito 2 (Fig. 4.3b) e di 12 m nel sito 3 (Fig. 4.3c), a 280 m/s a profondità di 18 m nel sito 1 e 290 m/s a profondità di 21 m nel sito 3. La presenza della formazione Tellaro può essere ipotizzata dal salto delle Vs da 280-290 m/s a 400 m/s. Tale formazione è rinvenuta a 53 m di profondità nel sito 2 e a 36 m nel sito 3. Tenendo conto che i siti 2 e 3 hanno un dislivello di circa 30 m (Fig. 4.1b), si può ipotizzare che la superficie di contatto tra la Formazione dei Trubi e Tellaro sia suborizzontale tra i due siti indagati. Il riporto antropico è stato campionato per 6 m nel sito 2 e presenta velocità inferiori a 200 m/s (Fig. 4.3b). Infine, la copertura di 12 m di terreni alluvionali presenti nel sito 3, è caratterizzata da velocità Vs di 125-170 m/s (Fig. 4.3c).

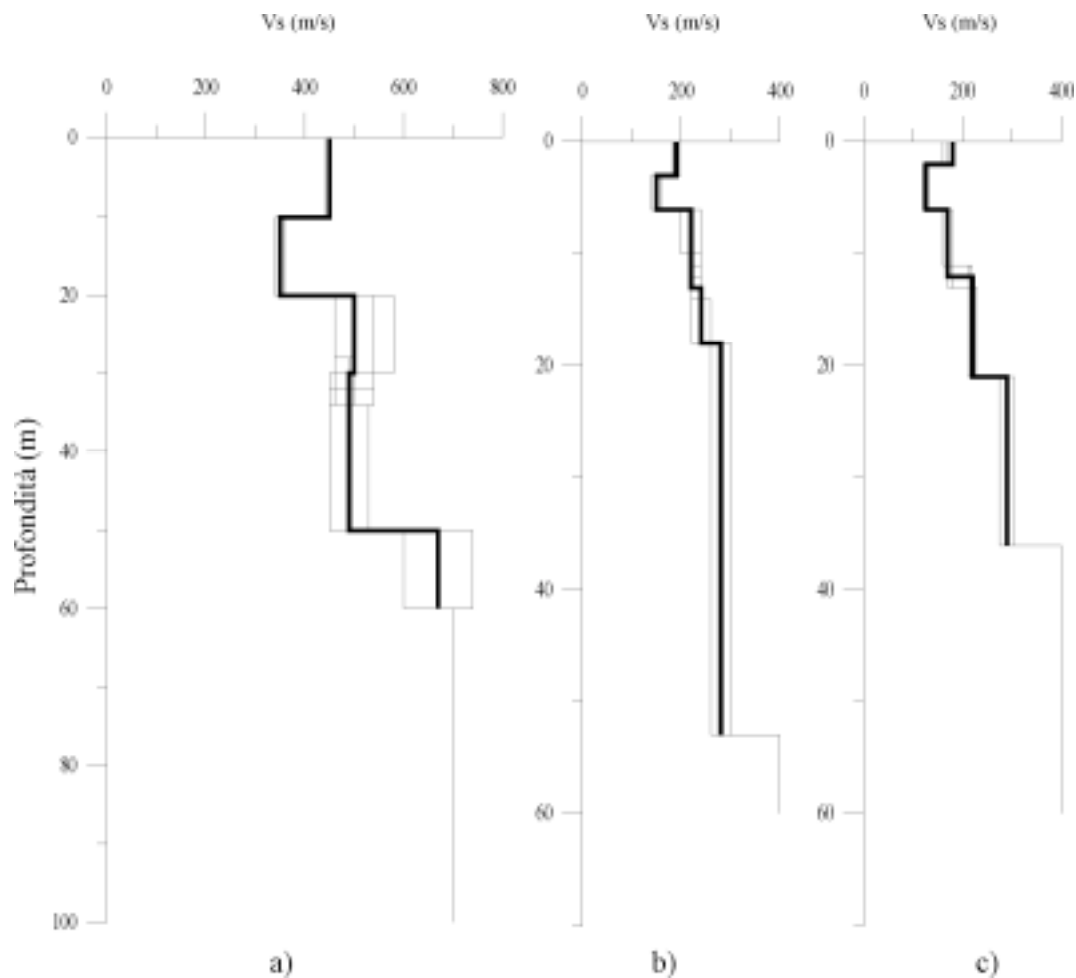


Fig. 4.3 - Modelli di velocità V_s equivalenti ottenuti per la città di Noto. La linea doppia indica il modello V_s medio: a) sito 1, b) sito 2, c) sito 3.

4.3 Profili di V_s ad Augusta

Il sottosuolo di Augusta è costituito da un substrato carbonatico caratterizzato da intrusioni laviche di età cretacea su cui una tettonica di età quaternaria ha generato un semigraben riempito da un cuneo di sedimenti sabbioso-argillosi. Questo tipo di tettonica conferisce al territorio di Augusta una configurazione di un alto strutturale ad andamento NW-SE (M.te Tauro) in cui affiorano i sedimenti carbonatici con le intrusioni laviche, separato da una faglia non più attiva ad alto angolo, dalle zone di bacino ove si colloca prevalentemente l'abitato di Augusta (Fig. 4.4). Tale bacino è stato

riempito da sedimenti pelitici e sabbioso-calcarenitici d'età quaternaria su cui si sovrappongono diverse unità litologiche terrigene d'età recente (Olocene).

In letteratura sono stati trovati dati geotecnici riguardanti i depositi Pleistocenici consistenti di argille marine (Lo Presti et al., 1998) campionati nei pressi delle case popolari danneggiate dal terremoto di S. Lucia 13-12-1990.

Lo Presti et al. (1998) hanno eseguito sondaggi sia stratigrafici che geognostici fino a profondità di 80 metri. Le prove di laboratorio su campioni rappresentativi prelevati a diverse profondità mostrano un contenuto fine FC di 60%-70% nei primi 5 m di profondità, percentuale che decresce a 30%-40% a profondità tra i 5 e 10 metri per la presenza di una frazione di sabbie e ghiaie. Il contenuto di acqua varia tra 30% e 35%, i valori caratteristici dei limiti di Atterberg sono: $w_L=60-65\%$ e $w_P=22-26\%$ con un indice di plasticità $PI=30-40\%$. Questi valori di plasticità escludono fenomeni di liquefazione (Ishihara, 1993).

Lo Presti et al. (1998) hanno inoltre effettuato prove cross-hole e prove di laboratorio con la colonna risonante e con il test torsionale ciclico per la valutazione del modulo di taglio G e del damping D . Dalle prove cross-hole risulta che G aumenta da 20 (Vs \square 100 m/s) a 80 MPa (Vs \square 220 m/s) nelle argille oloceniche fino a 10 m di profondità; tra 10 e 15 metri, in corrispondenza di uno strato di sabbia compatto G aumenta fino a 110 MPa (Vs \square 235 m/s). Nelle argille grigio-azzurre del Pleistocene, fino a 30 m di profondità, il G varia da 80 a 120 MPa (Vs \square 200-250m/s).

Le misure sismiche sono state eseguite nelle località Saline, Brucoli ed Aeroporto (Hangar), rappresentativi delle argille grigio-azzurre con centimetrici livelli di sabbie e limi (Le Saline) e delle Calcareniti (Brucoli e Aeroporto) (Fig. 4.4). Per quanto riguarda le "Saline" le indagini sono state effettuate in due siti differenti, nelle vicinanze delle case popolari (Cavalcavia) e vicino al mare (Granatello). Il sito Cavalcavia dista qualche centinaio di metri dal sito di indagine geotecnica di Lo Presti et al. (1998).

I terreni che affiorano nelle Saline consistono prevalentemente di Argille grigio-azzurre che costituiscono il riempimento del semigraben e rappresentano l'immediato substrato geologico della città. Lo spessore arriva fino a 200 metri ed è una sequenza monotona di argille e argille marnose compatte. Al di sopra delle argille grigio-azzurre si trova un orizzonte spesso circa 20 metri di limi e limi sabbiosi contenenti intercalazioni metriche di sabbie giallastre a granulometria medio fine e di calcarenite scarsamente cementata d'età Olocenica.

I segnali utilizzati per l'analisi FTAN sono stati acquisiti a diverse distanze dalla sorgente. In particolare nel sito Cavalcavia le distanze geofoniche sono state di 60-70-80-90 m, nel sito Granatello di 58-68-78-88-100 m, nel sito Hangar (presso l'aeroporto) di 72-76-80 m e nel sito Brucoli di 85-88-91-100-109-112 m.

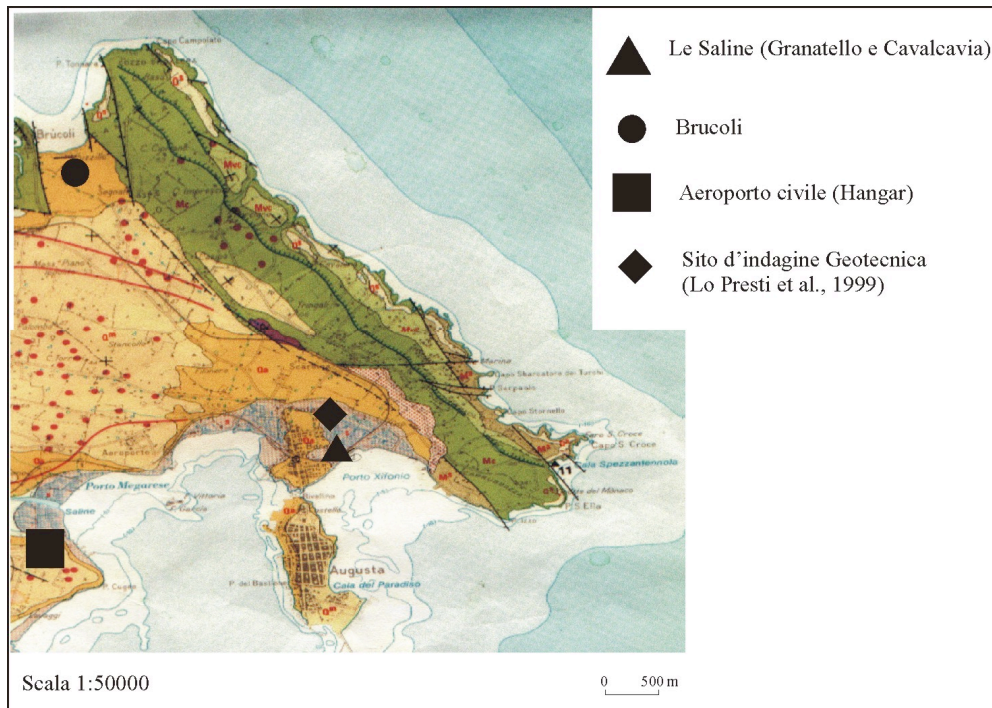


Fig. 4.4 – Ubicazione dei siti d'indagine sismica ad Augusta (carta geologica di Carbone et al., 1987).

Per ciascun sito, l'analisi FTAN effettuata sui segnali sopra menzionati ha permesso di determinare la curva di dispersione media della velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde di Rayleigh e la relativa fascia d'errore (Fig. 4.5).

4.3.1 Risultati

I profili di velocità V_s ottenuti con il metodo Hedgehog per le argille grigio-azzurre nella località Granatello (Fig. 4.6b) sono quasi coincidenti con quelli ottenuti a Cavalcavia (Fig. 4.6c). Sono velocità crescenti da 120-160 m/s a 220-230 m/s a 18-20 m di profondità. Le velocità poco più basse a Granatello si spiegano con la maggiore incoerenza dei terreni rispetto a Cavalcavia dove la presenza di case, viadotto e la linea ferroviaria testimonia un'azione di compattazione. Le velocità da noi ottenute sono in ottimo accordo con quelle ottenute dalle prove cross-hole nello stesso litotipo a qualche centinaio di metri di distanza. Le velocità dei terreni Calcarenitici (Fig. 4.6a) campionati nei pressi dell'aeroporto di Augusta (Hangar) sono crescenti in media da 137 m/s a 230 m/s a 21 m di profondità. Infine, le Calcareniti di Brucoli sono caratterizzate da V_s crescenti da 145 m/s a 370 m/s a 45 m di profondità (Fig. 4.6d).

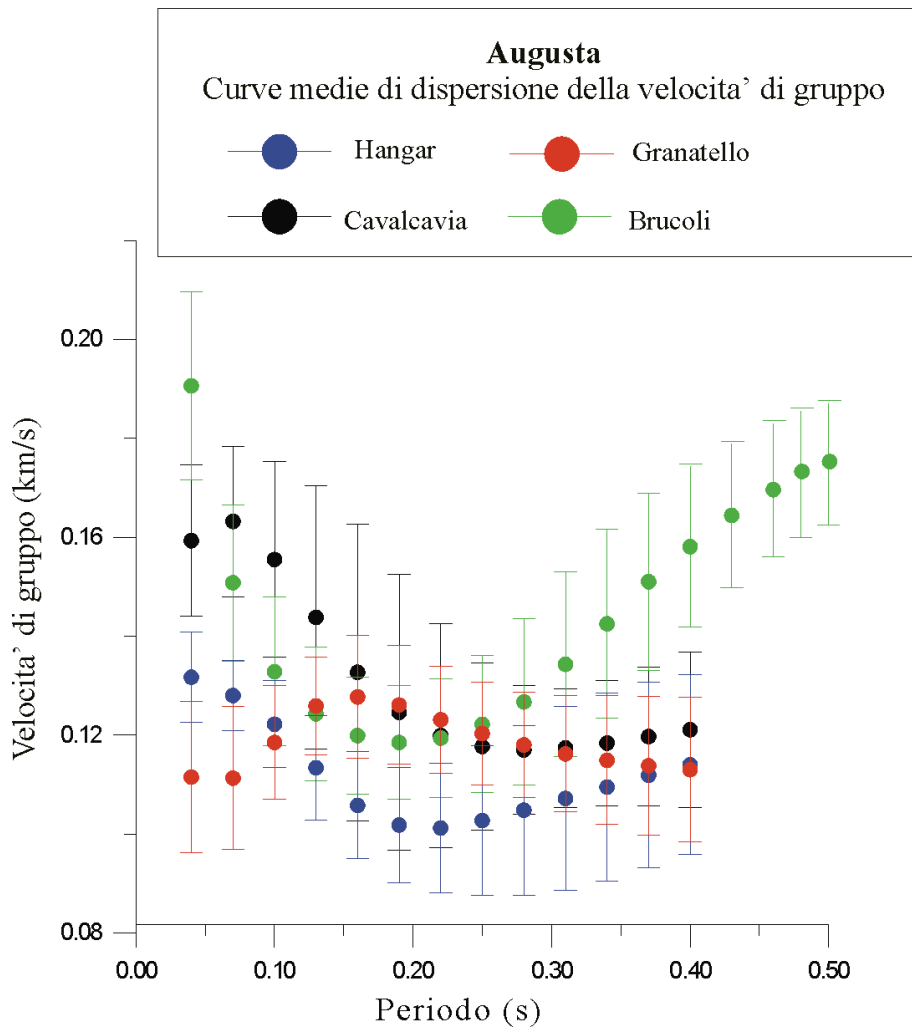


Fig. 4.5 – Curve di dispersione medie della velocita' di gruppo del modo fondamentale di Rayleigh ottenute con il metodo FTAN ad Augusta.

4.4 Profili di Vs a Siracusa

Il territorio di Siracusa da un punto di vista geologico è costituito da un substrato carbonatico caratterizzato da intrusioni laviche d'età cretacea sul quale una tettonica d'età Quaternaria ha creato un semigraben riempito da un cuneo di sedimenti sabbioso-argillosi.

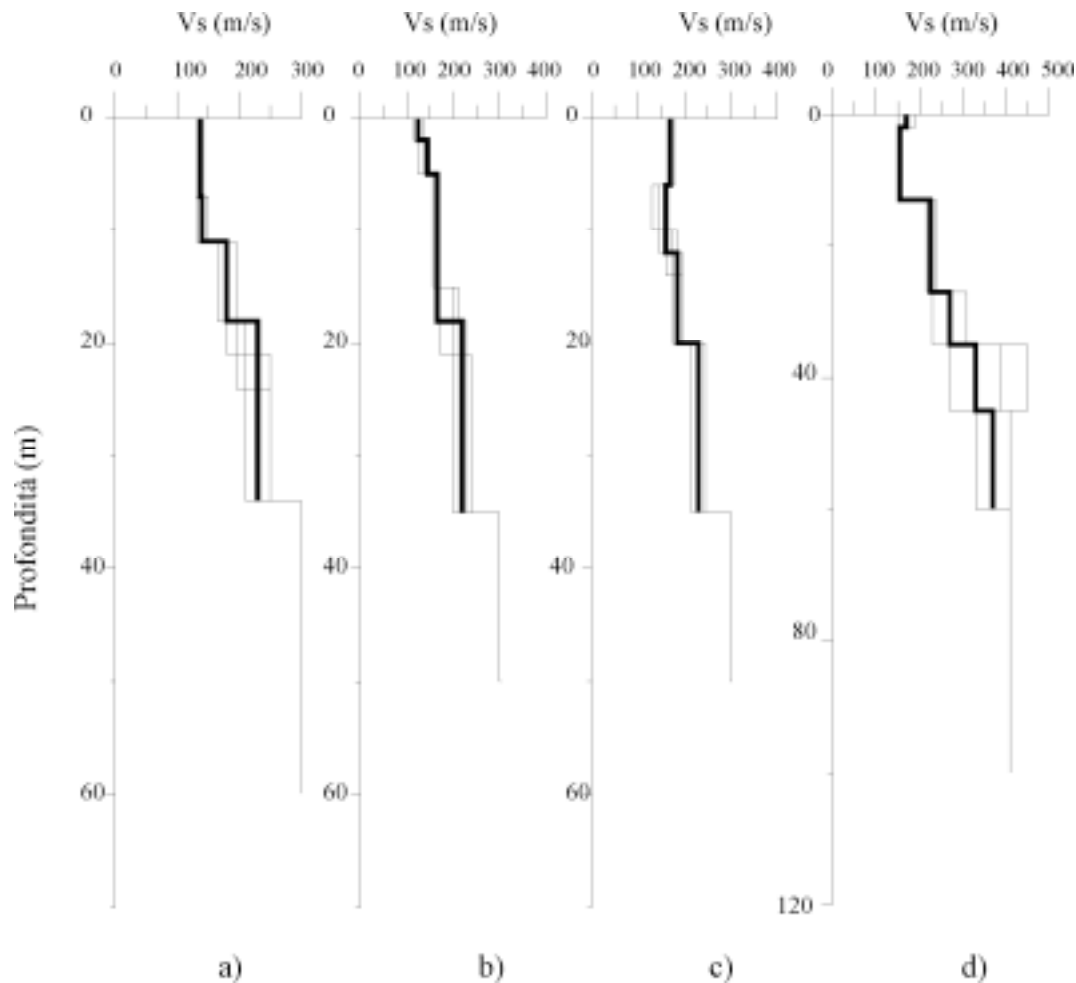


Fig. 4.6 - Modelli di velocità V_s equivalenti ottenuti per la città di Augusta. La linea doppia indica il modello V_s medio: a) Hangar, b) Granatello, c) Cavalcavia, d) Brucoli.

Questo tipo di andamento conferisce al territorio di Siracusa una configurazione caratterizzata da un alto strutturale ad andamento NW-SE in cui affiorano i sedimenti carbonatici (Fig. 4.7) con intrusioni di vulcaniti basiche (sito 3) e da un basso strutturale (Graben di Florida) riempito da depositi alluvionali del fiume Anapo (siti 1 e 2).

E' interessante notare la presenza di sei ordini di terrazzi marini mediopleistocenici (Carbone et al., 1982), tra cui il Tirreniano, meglio sviluppato nella zona siracusana, il quale consta di tre ordini di terrazzi distribuiti da quota 25 fino a circa 8 metri sotto il livello del mare.

Dalla carta geologica (Fig. 4.7) si nota che i siti di indagine "zio Agatino" e "Pantanello" sono ubicati sui depositi alluvionali plioquaternari, mentre il sito "Epipoli"

è ubicato su un terrazzo marino del Tirreniano dove affiorano i termini della Formazione dei Monti Climiti (successione orientale). La Formazione dei monti Climiti, costituita da calcare bianco giallastro friabile in strati di spessori da pochi decimetri a oltre 10 metri, è rappresentato a Siracusa in prevalenza da calcareniti e da calciruditi.

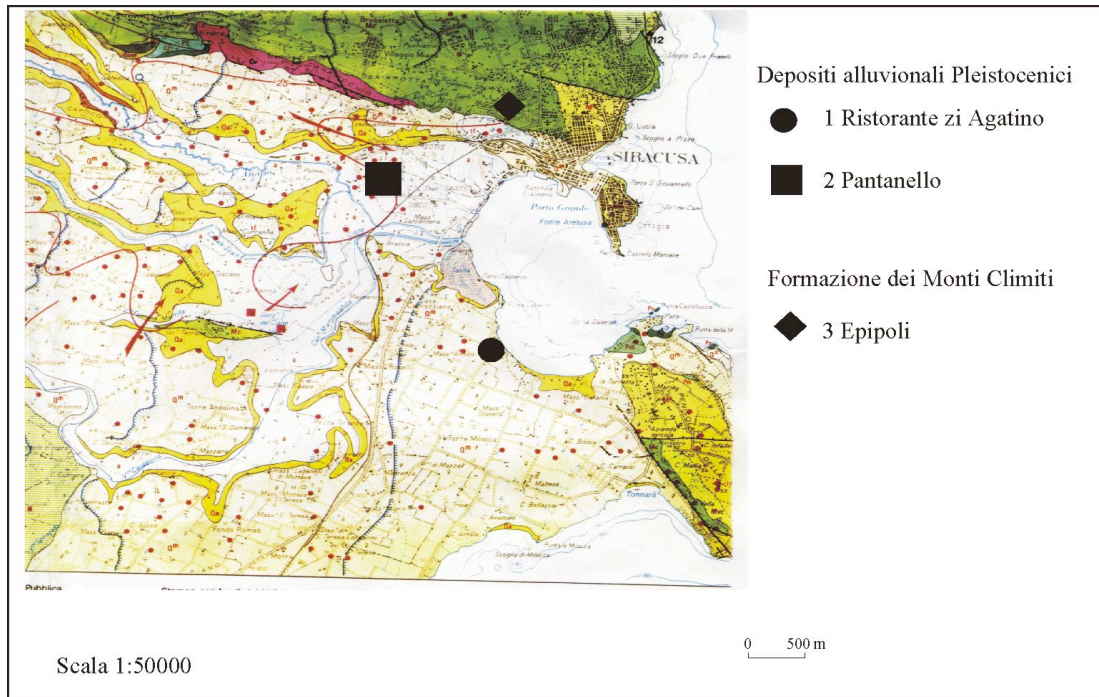


Fig. 4.7 – Ubicazione dei siti di indagine sismica a Siracusa (Carta geologica di Carbone et al., 1987).

In letteratura non sono stati trovati dati né geotecnici né geofisici, però essendo il sottosuolo di Siracusa simile a quello di Augusta per i terreni alluvionali, sono stati assunti i parametri geotecnici di questi ultimi. Per le calcareniti affioranti nella zona di Epipoli (formazione dei Monti Climiti) gli unici dati reperiti in letteratura riguardano il peso dell'unità di volume, tra 21 e 23.4 kN/m³, attribuito allo stesso litotipo presente nella Piana di Catania (GNDT, 1997).

I segnali analizzati con FTAN sono relativi a stendimenti sismici con distanza intergeofonica di 10 m, offset variabile da 100 m per il sito 1, a 70 m per il sito 2 e 120 m per il sito 3. La lunghezza totale degli stendimenti è di 130 m per il sito 1, di 90 m per il sito 2 e di 200 m per il sito 3. Le relative curve di dispersione medie della velocità di gruppo del modo fondamentale sono mostrate in figura 4.8.

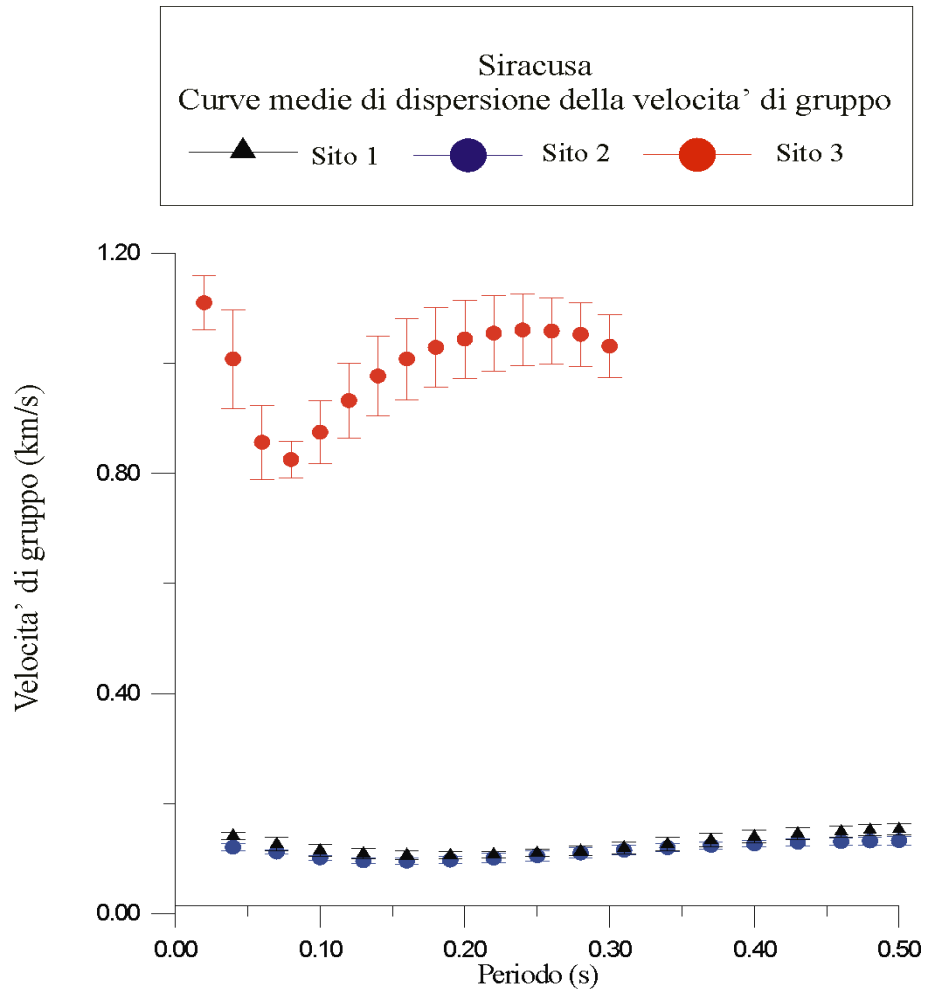


Fig. 4.8 – Curve di dispersione medie della velocita' di gruppo del modo fondamentale di Rayleigh ottenute con il metodo FTAN a Siracusa.

4.4.1 Risultati

La figura 4.9 mostra i risultati dell'inversione Hedgehog. Le argille del sito 1 (Fig. 4.9b) hanno velocità V_s crescenti in media da 125 m/s, a 3 m di profondità, a 330 m/s a 37 m di profondità. Questi risultati sono molto simili a quelli ottenuti per il sito 2 (Fig. 4.9a). In entrambi i siti, il primo strato di 2-3 m ha una velocità del 10-20% più alto del sottostante strato, spiegabile in termini di eterogeneità di piccole dimensioni facilmente riscontrabili nello strato più superficiale. Le calcareniti di Epipoli hanno velocità V_s

crescenti da 800 m/s, a profondità di 6 m, a 1550 m/s a 260 m di profondità (Fig. 4.9c). Lo strato più superficiale ha una velocità più alta degli strati sottostanti. Alla luce delle conoscenze geologiche, esso può essere interpretato come uno strato superficiale di vulcaniti al di sopra della sequenza calcarenitica. La grande profondità investigata dipende dalle alte velocità dei terreni studiati, essendo praticamente uguali i periodi per tutti i segnali studiati.

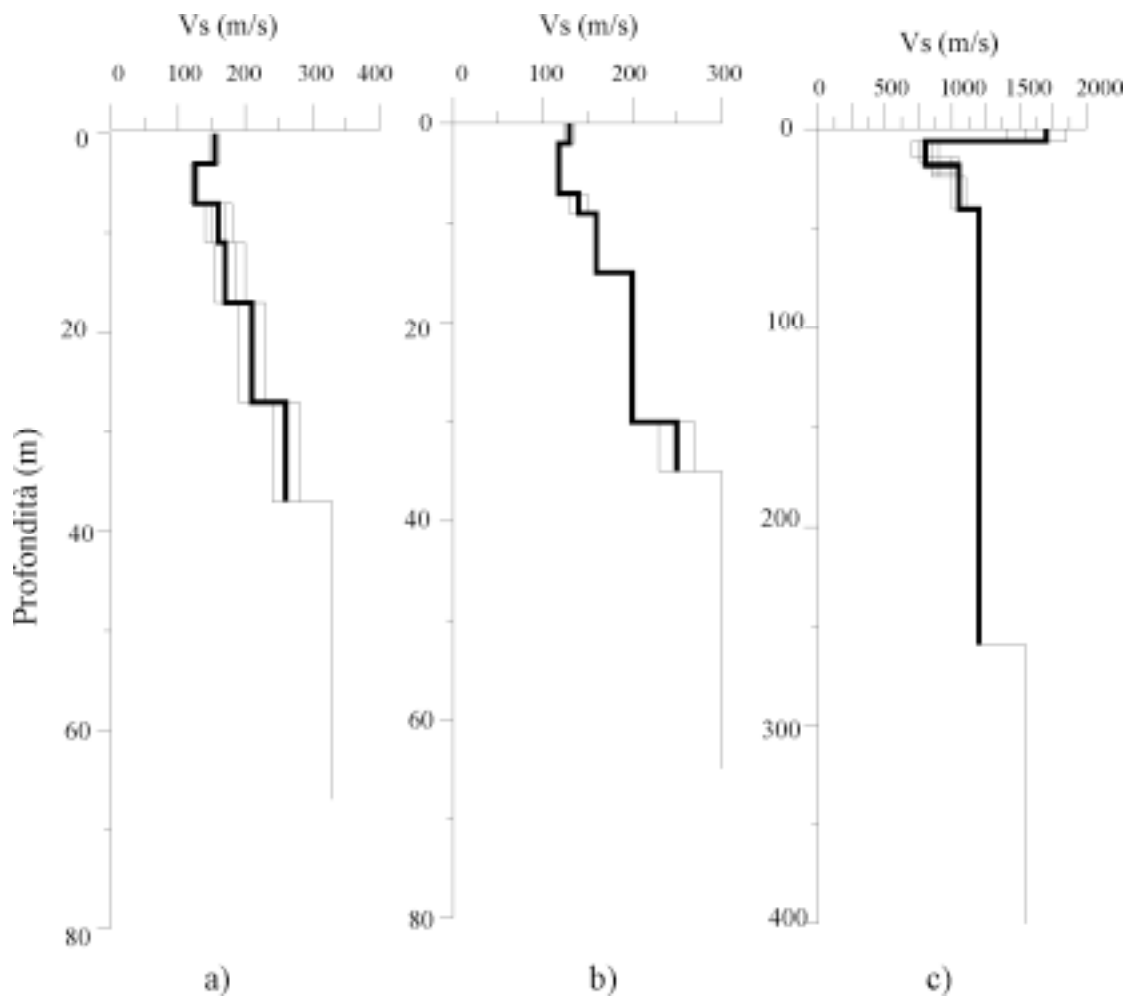


Fig. 4.9 - Modelli di velocità V_s equivalenti ottenuti per la città di Siracusa. La linea doppia indica il modello V_s medio: a) sito 2 (Pantanello), b) sito 1 (Ristorante zi Agatino), c) sito 3 (Epipoli).

BIBLIOGRAFIA

- Carbone, S., Di Geronimo, I., Grasso, M., Iozzia, S., Lentini, F. (1982): I terrazzi marini Quaternari dell'area Iblea (Sicilia sud-orientale). Contr. Alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia C.N.R. P.F. Geodinamica, pubbl. n. 506, 35pp.
- Carbone, S., Grasso, M., Lentini, F. (1987): Lineamenti geologici del Plateau Ibleo (Sicilia SE): presentazione della carta geologica della Sicilia sud-orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol XXXVIII, 107-125.
- Cavallaro, A., Lo Presti, D.C.F., Maugeri, M., Pallara, O. (1999): A case-study (The Saint Nicolò Cathedral) for dynamic Characterization of soil from in situ and laboratory tests. ERES 99, Catania 15-17 June
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman M. (1969): A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals. *Bull.Seism.Soc.Am.*, 59, pp.427-444.
- GNDT, (1997): Progetto Catania-Caratterizzazione geotecnica del territorio comunale di Catania a fini sismici, GNDT, Milano.
- Ishihara, K. (1993): Liquefaction and flow failure during earthquakes. *Géotechnique*, 43 (3): 351-415.
- Levshin, A., Pisarenko, V.F., Pogrebinsky, G.A. (1972): On a frequency-time analysis of oscillations. *Ann. Geophys.*, t.28, fasc.2, pp.211-218.
- Lo Presti, D.C.F., Maugeri, M., Cavallaro, A., Pallara O. (1998): Shear modulus and damping of a stiff marine clay from in situ and laboratory test. 1st International Conference on Site Characterization, Atlanta, 19-22 April.
- Panza, G.F. (1981): The Resolving Power of Seismic Surface Waves with respect to Crust and Upper Mantle Structural Models. In: The solution of the inverse problem in geophysical interpretation. Cassinis R. Ed. : Plenum Publishing Corporation.
- Valyus, V.P., Keylis-Borok, V.I., Levshin A.L. (1968): Determination of the velocity profile of the upper mantle in Europe *Nauk SSSR*, Vol.185, No.8, pp.564-567.