



REGIONE SICILIANA - PRESIDENZA
DIPARTIMENTO DELLA PROTEZIONE CIVILE



MICROZONAZIONE SISMICA DEL VERSANTE ORIENTALE DELL'ETNA

MICROZONAZIONE SISMICA DEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA

Documento approvato dal Comitato Tecnico – Scientifico ex OPCM 3278/2003
nel corso della seduta del 22/10/2012



MICROZONAZIONE SISMICA DEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA

INDICE

CAPITOLO 1. INTRODUZIONE

CAPITOLO 2. CRITERI DI MICROZONAZIONE SISMICA

2.1 CRITERI DI MICROZONAZIONE DEL COMITATO TECNICO SCIENTIFICO

2.2 INDIRIZZI E CRITERI NAZIONALI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA

**2.3 CRITERI ADOTTATI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA DEL CENTRO ABITATO DI
SANTA VENERINA**

CAPITOLO 3. INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA

3.1 SONDAGGI E PROVE IN SITO

3.2 PROVE GEOFISICHE

3.3 PROVE DI LABORATORIO

CAPITOLO 4. MODELLO DI SOTTOSUOLO

4.1 MODELLO GEOLOGICO

4.2 CRITERI PER LA DEFINIZIONE DEL MODELLO GEOTECNICO

4.3 MODELLO GEOTECNICO

CAPITOLO 5. ANALISI DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

5.1 DEFINIZIONE DELL'INPUT SISMICO

5.2 CODICE DI CALCOLO

5.3 RISPOSTA SISMICA LOCALE

CAPITOLO 6. CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA

6.1 CARTA E SEZIONI GEOLOGICHE

**6.2 CARTA DI MICROZONAZIONE DEL FATTORE DI AMPLIFICAZIONE SISMICA
NELL'INTERVALLO DI FREQUENZE 4-6 Hz**

6.3 CARTA DI MICROZONAZIONE DEL FATTORE DI AMPLIFICAZIONE SISMICA E DELLE FRATTURE

CAPITOLO 7. CONCLUSIONI

BIBLIOGRAFIA

CAPITOLO 8. ALLEGATI

8.1 INDAGINI GEOLOGICHE E GEOTECNICHE

- 8.1.1 Relazione sulle indagini effettuate: sondaggi e prove penetrometriche
- 8.1.2 Indagini geofisiche
- 8.1.3 Prove con dilatometro sismico Marchetti
- 8.1.4 Prove geotecniche di laboratorio
- 8.1.5 Carta delle indagini

8.2 STUDI E CARTOGRAFIE GEOLOGICHE

- 8.2.1 Studio geologico dell'abitato di Santa Venerina – Il livello di approfondimento
- 8.2.2 Carta geologica scala 1:2.500
- 8.2.3 Profili geo – litotecnici scala 1:2.500
- 8.2.4 Modello del substrato delle lave oloceniche
- 8.2.5 Carta geologica scala 1:5.000
- 8.2.6 Profili geologici scala 1:5.000
- 8.2.7 Profili di velocità delle onde sismiche (Vs) scala 1:5.000

8.3 MICROZONAZIONE SISMICA

- 8.3.1 Rapporto finale sul dettaglio delle attività effettuate e sui risultati ottenuti relativamente alla microzonazione del Comune di Santa Venerina
- 8.3.2 Carta del Fattore di amplificazione per gli effetti litostratigrafici in accelerazione (FA)
- 8.3.3 Carta del Fattore di amplificazione e delle aree di fratturazione al suolo
- 8.3.4 Carta del fattore di amplificazione, delle aree di fratturazione e del danno.

MICROZONAZIONE SISMICA DEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA

CAPITOLO 1. INTRODUZIONE

M. MAUGERI

La Convenzione tra la Regione Siciliana - Dipartimento Regionale di Protezione Civile Servizio Sicilia Orientale ed il DICA ed il DSG dell'Università degli Studi di Catania, per la realizzazione dello “*studio geofisico, geologico e geotecnico, ai fini della microzonazione sismica delle aree interessate dagli eventi sismici dei mesi di ottobre, novembre e dicembre 2002*” ricadenti nei Comuni di Aci Catena, Acireale, Santa Venerina, Zafferana Etnea, Milo, Sant’Alfio, Giarre, Linguaglossa e Piedimonte Etneo della Provincia di Catania (Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3278 del 04/04/2003), prevedeva la microzonazione dei centri abitati di: Aci Catena, Acireale, Santa Venerina, Zafferana Etnea, Milo, Sant’Alfio, Giarre, Linguaglossa e Piedimonte Etneo. In una prima fase il Comitato Tecnico Scientifico (CTS), nominato (D.P.R.S. n. 1183 del 15/12/2010) ha stabilito le linee guida per la microzonazione sismica (Carocci e Maugeri, 2010) ed ha acquisito gli studi sulla sismicità delle aree interessate (Azzaro, 2010), gli studi geologici e geomorfologici di tali aree redatti dal Dipartimento di Scienze Geologiche dell’Università di Catania (Catalano e Tortorici, 2010), gli studi geotecnici di tali aree redatti dal Dipartimento di Ingegneria Civile e ambientale (Grasso e Motta, 2010), gli studi ed i rilievi sulle zone di fratturazione al suolo (Gresta, 2010), nonché la raccolta dati e le procedure informatiche per la gestione dei dati territoriali (Torrìsi, 2010); successivamente sono state acquisite le linee guida redatte dalla Protezione Civile a livello nazionale (Sanò, 2010). Tale attività è stata pubblicata in un volume che ha riguardato gli studi di primo livello per la microzonazione sismica del versante orientale dell’Etna (Azzaro et al., 2010).

Ultimato il primo livello di studi preliminare per la redazione della microzonazione sismica nei centri abitati interessati dagli eventi sismici di ottobre, novembre e dicembre 2002, è stato scelto come sito campione il centro abitato di Santa Venerina, dove maggiori sono stati i danni. Su tale area sono state programmate ed eseguite una serie di indagini geologiche e geotecniche in sito e di laboratorio per la definizione del modello geologico e del modello geotecnico di sottosuolo. Sulla base di tali modelli sono state effettuate le analisi di risposta sismica locale.

Sulla base dei risultati delle analisi di risposta sismica locale è stata effettuata la microzonazione sismica di Santa Venerina seguendo le linee guida stabilite dal Comitato Tecnico Scientifico (CTS) e, successivamente, secondo le linee guida nazionali nel frattempo emanate dalla Protezione Civile, Gruppo di lavoro microzonazione sismica (GLMS, 2008). La microzonazione presentata segue i criteri delle linee guida nazionali, tenendo conto delle caratteristiche peculiari dell'area etnea, tra cui particolare rilievo assumono le fratturazioni al suolo, che sono state pure oggetto di microzonazione.

CAPITOLO 2. CRITERI DI MICROZONAZIONE SISMICA

2.1 CRITERI DI MICROZONAZIONE DEL COMITATO TECNICO SCIENTIFICO

M. MAUGERI

Le linee guida predisposte dal CTS avevano una finalità più ampia della microzonazione sismica; erano indirizzate agli interventi post terremoto e quindi alla riparazione, al miglioramento ed alla ricostruzione degli edifici danneggiati dagli eventi eruttivi e sismici del 27 e 29 ottobre 2002 e seguenti nella provincia di Catania (CTS, 2007).

Erano definite le indagini per la fase conoscitiva del livello di danno agli edifici, le indagini geologiche, geotecniche e strutturali finalizzate alla riparazione dei danni ed al miglioramento degli edifici danneggiati, distinguendo il caso di edifici in muratura ed edifici in c.a.; in definitiva le linee guida erano articolate secondo le seguenti fasi: fase conoscitiva preliminare; progetto dell'intervento strutturale; azioni sismiche da considerare; verifiche di sicurezza; valutazione dell'efficacia dell'intervento progettato.

Per quanto riguarda l'azione sismica da considerare, si faceva riferimento alla O.P.C.M. 3274 (2003), secondo la quale la Provincia di Catania ricadeva in zona sismica di seconda categoria, caratterizzata da una accelerazione pari a 0.25g; il coefficiente di amplificazione sismica S veniva definito sulla base della velocità media delle onde di taglio nei primi 30 m di terreno; veniva altresì considerato il coefficiente di importanza degli edifici.

Le caratteristiche peculiari della sismicità dell'area etnea, sono quelle di un'estrema superficialità delle sorgenti sismiche (profondità focali minori di 2 km, spesso poche centinaia di metri) che concentrano l'energia rilasciata in aree ridotte a pochi km^2 (spesso inferiori a un km^2) (Azzaro, 2010); questi terremoti spesso risultano accompagnati da fratturazione cosismica del suolo. Le fratture cosismiche del suolo osservate (o documentate da fonti coeve) hanno presentato dislocazioni anche decimetriche nella componente verticale, centimetriche in quella orizzontale. I campi di frattura hanno mostrato lunghezza variabile dal centinaio di metri a qualche chilometro. Lo sviluppo dei fenomeni di fratturazione del suolo provoca, in linea di massima, effetti corrispondenti a una intensità macrosismica uguale o maggiore al VI grado MCS, con evidenze di incremento del danneggiamento con l'aumentare dell'entità del fenomeno di fratturazione. Inoltre, si deve notare che frequentemente le aree di massimo danneggiamento coincidono con i campi di fratturazione superficiale del terreno. Gresta (2010) riporta

le caratteristiche delle fratture al suolo cosismiche, che presentano caratteri differenti con variabile entità degli spostamenti (rigetti) e delle aperture. Quali valori medi orientativi corrispondenti al piano di campagna e al campo libero, vale a dire in assenza di edifici, si possono indicare spostamenti differenziali fino a 10 cm, in verticale, orizzontale normale e trascorrente, con apertura anche della stessa rilevanza. E' da sottolineare anche che diverse strutture tettoniche del versante orientale dell'Etna sono interessate anche da fenomeni di "creep asismico", con connessa fratturazione lenta del suolo. Questo fenomeno, consistente in un lento movimento di scorrimento relativo, si verifica anche in assenza di un'attività sismica apprezzabile. I danni provocati dal "creep" possono raggiungere elevati livelli, paragonabili a quelli corrispondenti ad alti valori di intensità macrosismica.

Carocci e Maugeri (2010) riportano i criteri con cui valutare gli effetti di amplificazione sismica locale. In generale si proponeva di valutare le amplificazioni locali dovute al profilo stratigrafico del terreno secondo quanto previsto dall'O.P.C.M. 3274/2003; per terreni di tipo S1 e S2 (O.P.C.M. 3274/2003) e/o per edifici strategici deve essere valutata la risposta sismica del terreno al fine di determinare lo spettro di risposta elastico le cui ordinate non potranno comunque essere minori dell'85% degli spettri contenuti nelle presenti linee guida prescritti. Inoltre, in tali casi è opportuno tenere conto non solo delle forze di inerzia della struttura, ma anche delle forze di inerzia nel terreno sottostante la fondazione e della eventuale sovra-pressione neutra.

Similmente, per le costruzioni in pendio è necessario tener conto della acclività del terreno attraverso la sua pendenza media α (valutata su un'area di 200 m di raggio intorno al sito) mediante un fattore di amplificazione delle azioni $P = 1 + \text{tg}(\alpha)$ non maggiore di 1.5.

Le linee guida concludevano ritenendo necessaria la microzonazione sismica per tutti i centri abitati danneggiati dal terremoto del 2002.

Per quanto riguarda la microzonazione sismica, le Linee Guida per la riparazione, il miglioramento e la ricostruzione degli edifici danneggiati dagli eventi eruttivi e sismici del 27-29 ottobre 2002 e seguenti (2010), richiedevano, uno studio specifico sulla eventuale presenza di fratturazione al suolo, che dovrà essere condotto secondo criteri di definizione e approfondimenti progressivi:

- a) mappatura in un intorno significativo (≥ 100 metri) delle fratture osservate o di cui si ha conoscenza mediante appropriata documentazione; la mappatura deve essere riportata in carte topografiche in scala adeguata;
- b) rappresentazione in un intorno significativo ($\geq 0,5$ km) delle fratture indotte dai terremoti e/o "creep asismico" desunte da documentazione scientifica pubblicata (citando la fonte) o da rilevamenti diretti effettuati dal professionista;

c) quadro complessivo interpretativo nel quale, sulla scorta di osservazioni e deduzioni motivate, le fratture di cui ai punti precedenti possono essere inserite in un contesto geo-dinamico attribuendo o meno le fratture rilevate a processi di fagliazione superficiale.

Per la ricostruzione della successione lito-stratigrafica dovranno essere utilizzati i dati di sondaggi di perforazione a carotaggio continuo in numero sufficiente a rappresentare la distribuzione spaziale delle formazioni geologiche in un intorno significativo al sito di interesse; a tal uopo, possono essere adoperati anche dati provenienti da indagini preesistenti nell'area se ritenuti validi dal professionista in funzione della caratterizzazione degli orizzonti attraversati e della omogeneità lito-stratigrafica; di norma, si considera necessaria l'effettuazione di almeno una perforazione geognostica in corrispondenza del sito oggetto dell'intervento per la ricostruzione del profilo stratigrafico. I sondaggi di perforazione possono essere accompagnati da scavi eseguiti in prossimità delle fondazioni.

I sondaggi diretti saranno accompagnati da indagini geofisiche volte almeno alla definizione del profilo di velocità.

La velocità delle onde di taglio, per almeno 30 m di profondità, dovrà essere determinata mediante misure in sito (per esempio, prove in foro tipo down-hole o cross-hole, prove sismiche in superficie, ecc.) in considerazione della natura dei terreni presenti nell'area etnea.

L'estensione quantitativa delle indagini geognostiche sarà graduata in funzione dell'importanza dell'intervento strutturale in progetto.

2.2 INDIRIZZI E CRITERI NAZIONALI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA

M. MAUGERI

La microzonazione sismica ha rappresentato l'attività svolta ai fini di una più dettagliata suddivisione del territorio in aree in cui i valori di pericolosità sismica rispecchiano più rigorosamente le condizioni locali. L'analisi della risposta di un suolo alle sollecitazioni sismiche (Risposta Sismica Locale), ha costituito la parte fondamentale delle attività di microzonazione sismica.

Nelle linee guida "*Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica*" (GLMS, 2008), il Fattore di Amplificazione in accelerazione (FA) è così definito: FA, a basso periodo (determinato intorno al periodo proprio per il quale si ha il massimo della risposta in accelerazione); tale fattore sarà calcolato a partire dalle analisi di amplificazione.

Si distinguono 2 casi in dipendenza della descrizione dell'input:

- spettro di input a probabilità uniforme fornito dalla Regione;
- accelerogrammi (sintetici e reali) di input.

Per la determinazione del fattore FA con input definito da spettro a probabilità uniforme la procedura sarà così definita:

- Si determina il periodo di massimo valore dello spettro di input (TA_i) e di quello di output (TA_o);
- Si calcolano il valori medi degli spettri di input ($SA_{m,i}$) e di output ($SA_{m,o}$) nell'intorno di TA_i e TA_o

$$SA_m = \frac{1}{TA} \int_{0.5 \cdot TA}^{1.5 \cdot TA} SA(T) dT$$

dove:

SA_m è il valore medio dello spettro e può essere $SA_{m,i}$ o $SA_{m,o}$

$SA(T)$ è lo spettro di risposta elastico in accelerazione pari a SA_i per l'input, SA_o per l'output TA vale TA_i per l'input TA_o per l'output

- il valore di FA è pari al rapporto $SA_{m,o} / SA_{m,i}$.

Per la determinazione del fattore FA con input definito da accelerogrammi (sintetici e reali) la procedura sarà così definita:

- Si determinano gli spettri di risposta elastici degli accelerogrammi di input e di output.
- Ci si riconduce al caso precedente regolarizzando ciascuno spettro in modo da poter identificare per ciascuno di essi un unico valore massimo e quindi il periodo (TA) corrispondente.

Nello studio, in riferimento a tale disposizione, per i valori degli spettri sia di input che di output, dopo aver individuato il periodo massimo per ciascun sondaggio, ci si è riferiti ai valori spettrali indicati dal codice di calcolo EERA al foglio "Spectra" per l'intervallo considerato, quindi calcolato il valore medio dello spettro si è potuto individuare il valore di FA per ogni sondaggio, dato dal rapporto del valore medio dello spettro di output rispetto al valore medio dello spettro di input, in funzione di ogni accelerogramma considerato.

Il Fattore di Amplificazione in pseudovelocità (FV), è individuato invece facendo riferimento alla determinazione del fattore FV per gli effetti litostratigrafici come indicato dagli *Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica*, (GLMS, 2008) in cui predispone che i risultati saranno costituiti da fattori di amplificazione. Pertanto FV è così definito: FV, a periodo proprio (per il quale si ha la massima risposta in pseudovelocità); tale fattore sarà calcolato a partire dalle analisi di amplificazione.

Si distinguono 2 casi in dipendenza della descrizione dell'input:

- spettro di input a probabilità uniforme fornito dalla Regione;
- accelerogrammi (sintetici e reali) di input.

Per la determinazione del fattore FV con input definito da spettro a probabilità uniforme la procedura sarà così definita:

- Si determinano i periodi (TV_i) e (TV_o) di massimo valore degli spettri di pseudo velocità;
- Si calcolano i valori medi degli spettri di input ($SV_{m,i}$) e di output ($SV_{m,o}$) nell'intorno di TV_i e TV_o

$$SV_m = \frac{1}{0.4 \cdot TV} \int_{0.8 \cdot TV}^{1.2 \cdot TV} SV(T) dT$$

dove:

SV_m è il valore medio dello spettro e può essere $SV_{m,i}$ o $SV_{m,o}$

TV può essere TV_i e TV_o rispettivamente per l'input e per l'output.

L'intervallo di integrazione è ridotto rispetto a quello dell'accelerazione perché lo spettro di velocità ha, generalmente, un andamento più regolare. In definitiva il valore di FV è pari al rapporto $SV_{m,o} / SV_{m,i}$. Per la determinazione del fattore FV con input definito da accelerogrammi (sintetici e reali) la procedura sarà così definita:

- Si determinano gli spettri di risposta elastici degli accelerogrammi di input e di output.
- Ci si riconduce al caso precedente regolarizzando ciascuno spettro in modo da poter identificare per ciascuno di essi un unico valore massimo e quindi il periodo (TV) corrispondente.

Nello studio, in riferimento a tale disposizione, per i valori degli spettri sia di input che di output, dopo aver individuato il periodo massimo per ciascun sondaggio, ci si è riferiti ai valori della pseudo velocità

indicati dal codice di calcolo EERA al foglio “Spectra” per l’intervallo considerato, quindi calcolato il valore medio dello spettro si è potuto individuare il valore di FV per ogni sondaggio, dato dal rapporto del valore medio dello spettro di output rispetto al valore medio dello spettro di input, in funzione di ogni accelerogramma considerato.

2.3 CRITERI ADOTTATI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA DEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA

S. GRESTA, M. MAUGERI

La microzonazione sismica è stata effettuata sia con i criteri adottati dal Comitato Scientifico (vedi par. 2.1), sia con i criteri delle linee guida nazionali (vedi par. 2.2). Nel primo caso sono stati adottati accelerogrammi sintetici; nel secondo caso sono stati adottati accelerogrammi registrati nelle zone interessate. Nei paragrafi seguenti sarà illustrata la microzonazione eseguita secondo le linee guida nazionali, considerando l’accelerogramma del terremoto del 21/10/2005, registrato a Santa Venerina (magnitudo 3.2). Per tener conto del fatto che il terremoto del 2002 aveva un valore di magnitudo di 4.4, si è scalato il terremoto del 2005 alla nuova magnitudo, ottenendo di conseguenza un aumento del valore di accelerazione massima “registrato” nel 2002 pari a 0.08 g al probabile valore di 0.20g, relativo al terremoto del 2002. L’accelerogramma scalato è stato ottenuto secondo la procedura riportata da Grasso e Motta (2012).

La carta di microzonazione sismica ottenuta per il Comune di Santa Venerina caratterizza con valori numerici del coefficiente di amplificazione sismica FA le microzone sismicamente omogenee. Nella carta di microzonazione, in relazione all’input sismico relativo alla registrazione del 21/10/2005 scalata, la caratterizzazione è avvenuta mediante il fattore di amplificazione in accelerazione (FA), espresso in termini della funzione di amplificazione monodimensionale valutato come media in un intervallo di frequenze 4-6 Hz, per tener conto delle peculiarità del territorio etneo, mentre le linee guida nazionali prescrivono un valore di FA medio nell’intervallo di frequenza $0.5T-1.5T$, con T: periodo proprio per il quale si ha il massimo della risposta in accelerazione.

CAPITOLO 3. INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA

3.1 SONDAGGI E PROVE IN SITO

S. GRESTA, M. MAUGERI

Ai fini della microzonazione sismica, la prima operazione effettuata ha riguardato la raccolta di tutti i sondaggi ricadenti all'interno del Comune di Santa Venerina, colpito dagli eventi sismici-vulcanici etnei del 2002.

Il Dipartimento Regionale di Protezione Civile ha fornito una Banca Dati dei sondaggi ricadenti nelle zone su indicate, per un totale di 22 sondaggi (primo gruppo), eseguiti tra il 2001-2004 da diverse ditte committenti. Ogni sondaggio è stato schematizzato graficamente, attraverso la colonna stratigrafica contenente la suddivisione in unità geotecniche basilari alle rispettive profondità ed i corrispondenti valori delle velocità delle onde di taglio.

Appartengono al primo gruppo le indagini eseguite nelle aree sulle quali insistono l'edificio scolastico "A. Manzoni" di Bongiardo ed il Municipio di Santa Venerina. I lavori sono consistiti in:

- Esecuzione di sondaggi geognostici a carotaggio continuo;
- Prelievo di campioni semidisturbati e di campioni rimaneggiati;
- Condizionamento dei fori di sondaggio con tubi in PVC per prove sismiche;
- Esecuzione di traverse di sismica a rifrazione;
- Esecuzione di sismica in foro Down-Hole;
- Esecuzione di campionamenti del microtremore Noise;
- Esecuzione di tomografie elettriche;
- Esecuzione di analisi e prove geotecniche di laboratorio.

I sondaggi meccanici sono stati condotti secondo le "Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche AGI-1997" e le "Prescrizioni tecniche progettazione preliminare definitiva ed esecutiva – Sezione III – Indagini Geognostiche – ITALFERR". La perforazione a carotaggio continuo è stata eseguita al fine di conoscere la stratigrafia del sottosuolo prelevando campioni litologicamente rappresentativi del terreno.

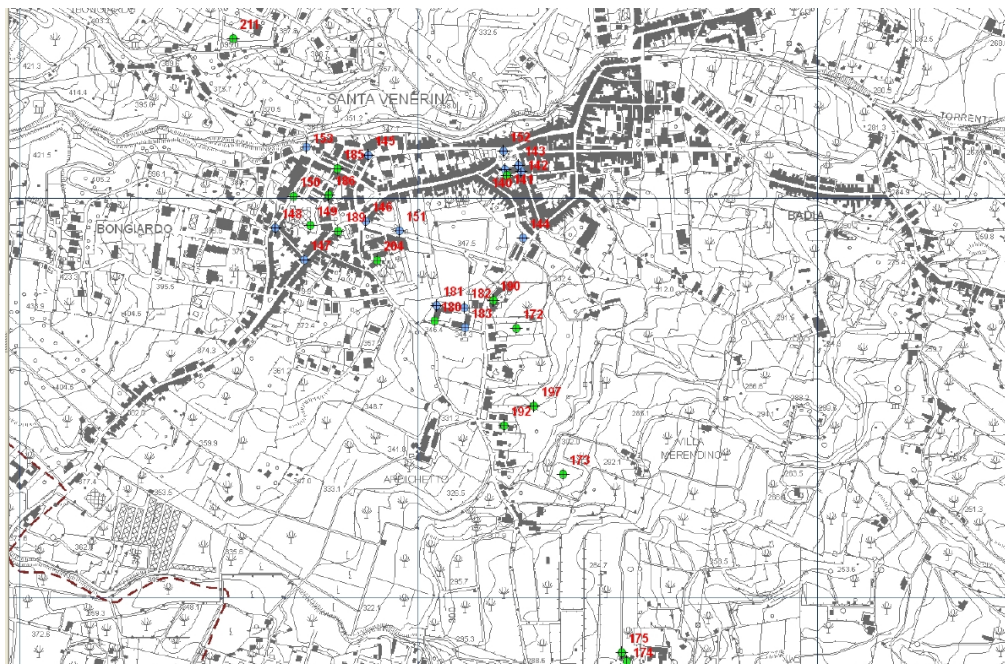


Figura 1 – Ubicazione delle indagini del primo gruppo a Santa Venerina.

Le stratigrafie dei sondaggi appartenenti al primo gruppo sono riportate da Grasso e Motta (2010). All'interno dei sondaggi sono state eseguite prove down hole, accompagnate in superficie da traverse sismiche. I risultati ottenuti dalle prove down-hole sono riportati nelle Figg. 2-5, che mostrano gli andamenti dei parametri V_p , V_s , G ed E ottenuti dalle prove down-hole in funzione della profondità:

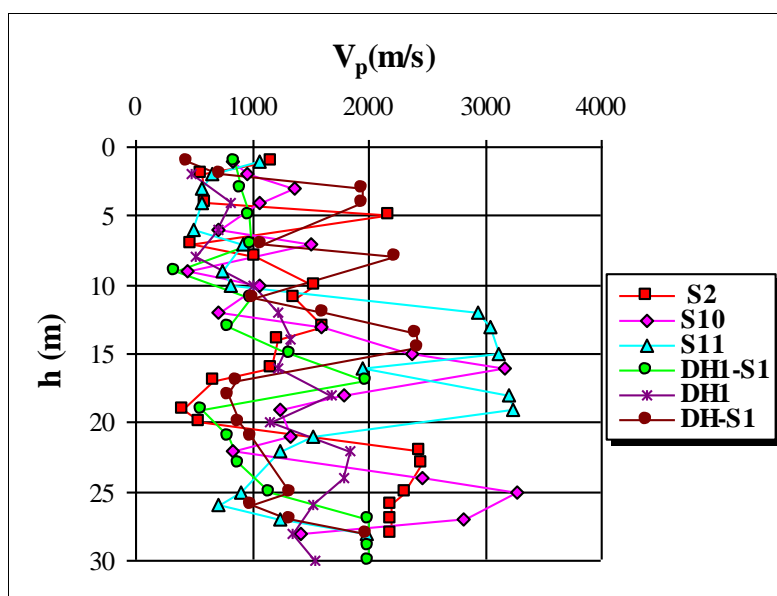


Figura 2 - risultati prove down-hole, andamento delle velocità V_p .

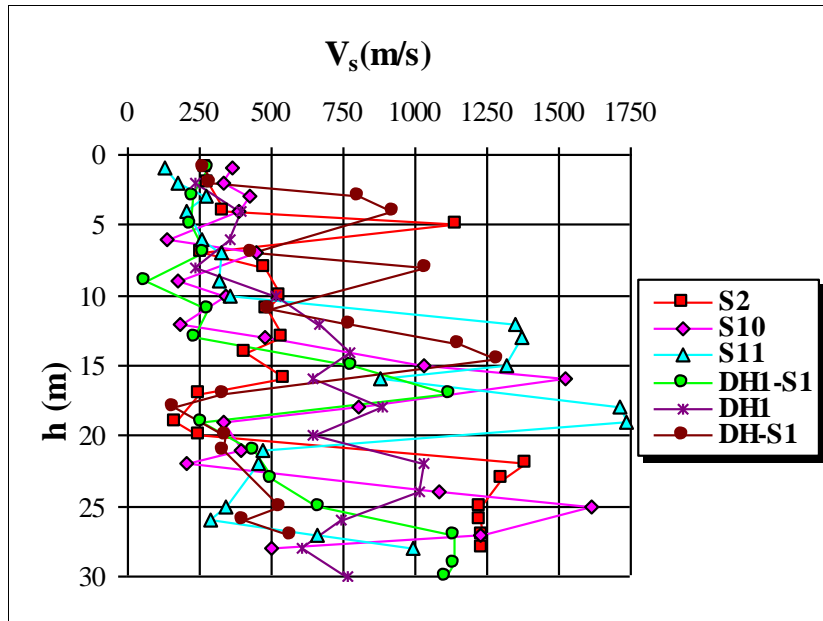


Figura 3 - risultati prove down-hole, andamento delle velocità V_s .

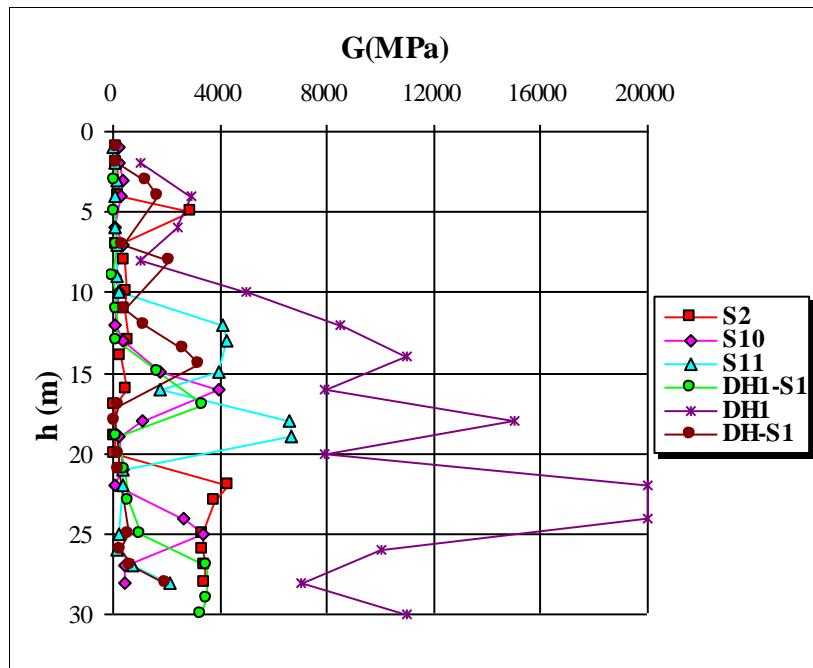


Figura 4 - risultati prove down-hole, andamento del modulo G .

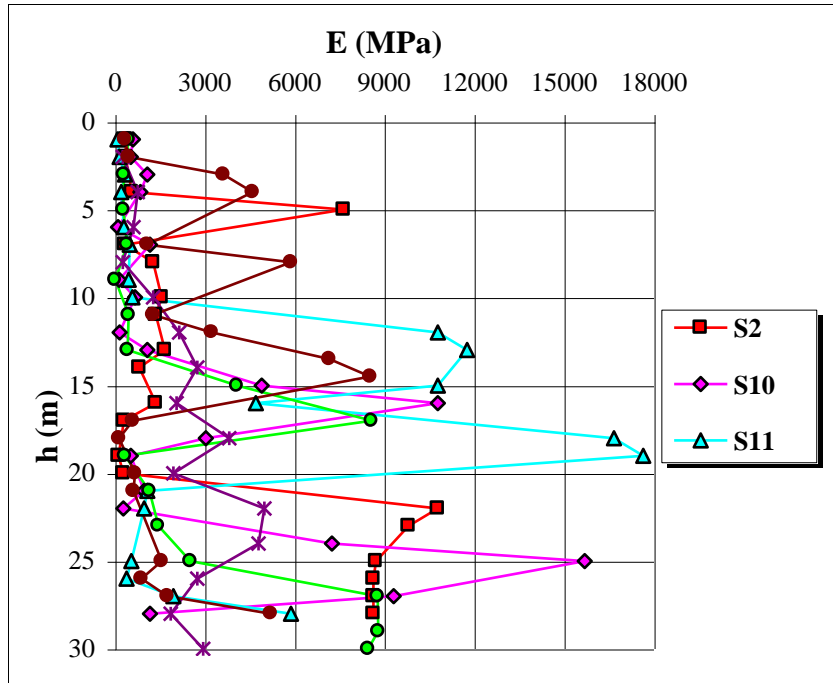


Figura 5 - risultati prove down-hole, andamento del modulo E.

I risultati della velocità delle onde di pressione V_p , ottenuti dalle traverse sismiche effettuate nell'area di Santa Venerina sono riportate nelle figure 6-7, in funzione della profondità:

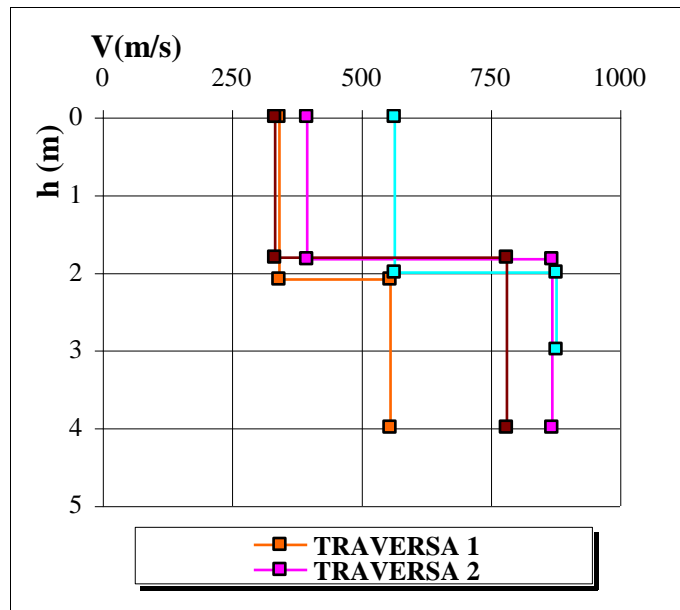


Figura 6 - risultati traverse sismiche, andamento della velocità V_p .

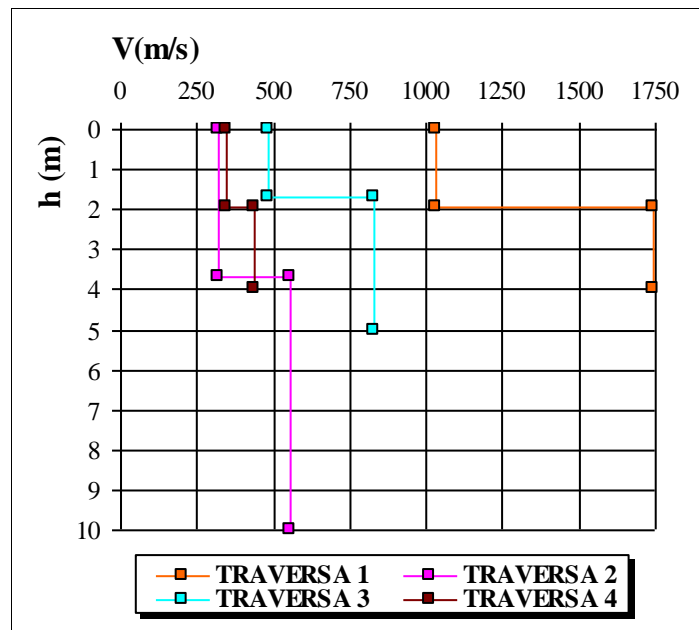


Figura 7 - risultati traverse sismiche, andamento della velocità V_p .

Nel corso delle perforazioni, in considerazione delle caratteristiche litologiche dei terreni attraversati, sono stati prelevati campioni rimaneggiati e campioni semidisturbati. I campioni rimaneggiati sono stati indicati con la sigla “CR”, mentre quelli semidisturbati con la sigla “CL”. I risultati delle prove di laboratorio sono riportati per esteso da Grasso e Motta (2010).

Per pervenire ad una microzonazione dettagliata del centro abitato di Santa Venerina, il CTS non ha ritenuto sufficiente il primo gruppo di dati costituito da 22 sondaggi, prove down-hole e prove di laboratorio su campioni semidisturbati, ed ha programmato l’esecuzione di un secondo gruppo di indagini, costituito da 10 nuovi sondaggi a carotaggio continuo, prelievo dei campioni, prove penetrometriche SPT e prove dilatometriche sismiche SDMT effettuate all’interno dei sondaggi. In questo paragrafo sono riportati sinteticamente i risultati dei sondaggi e delle prove penetrometriche (allegato 8.1.1), ed i risultati delle indagini geofisiche (allegato 8.1.2). L’ubicazione di tali prove è riportata in figura 8.

In dettaglio il secondo gruppo di indagini è consistito in:

- Esecuzione di sondaggi a carotaggio continuo;
- Prelievo di campioni indisturbati e di campioni rimaneggiati;
- Esecuzione di sismica in foro del tipo down-hole;
- Esecuzione di indagini sismiche attive tipo MASW e MAM;



Figura 8 – Planimetria con ubicazione delle indagini del II Gruppo.

- Esecuzione di indagini sismiche passive tipo microtremori;
- Esecuzione di tomografie sismiche a rifrazione superficiale;
- Esecuzione di prospezione geoelettrica tomografica;
- Esecuzione di prove con dilatometro sismico SDMT;
- Esecuzione di analisi e prove geotecniche di laboratorio.

Le perforazioni a carotaggio continuo sono state eseguite per una migliore definizione del modello geologico e del modello geotecnico. A tal fine i sondaggi sono stati spinti a profondità fino a 90 m, significativamente superiori a quelle disponibili appartenenti al primo gruppo di indagini. Al contempo sono state potenziate le indagini geosismiche e geoelettriche per conoscere dati del terreno su vaste aree con un costo minimo; inoltre tra le indagini per la misura della velocità delle onde di taglio sono state inserite le prove con il nuovo dilatometro sismico Marchetti.

Dai sondaggi infine sono stati prelevati campioni indisturbati e/o rimaneggiati dei terreni per la determinazione delle proprietà geotecniche estese al campo dinamico, che non erano state determinate nell'ambito del primo gruppo di indagini.

I risultati delle prove in sito Down Hole e delle prove con il dilatometro Marchetti con sono riportati in questo paragrafo. I risultati delle prove geosismiche di superficie (MASW, microtremori, tomografie sismiche ed elettriche, sono riportate nel successivo paragrafo 3.2; i risultati delle prove di laboratorio sono riportati al successivo paragrafo 3.3.

La determinazione delle velocità delle onde P (V_p) e delle onde S (V_s), secondo la tecnica down-hole, si è basata sulla misura del tempo di propagazione delle onde tra una sorgente energizzante posta in superficie in prossimità della bocca del foro ed un geofono posto a varie profondità nel foro stesso (Figg. 9-10).

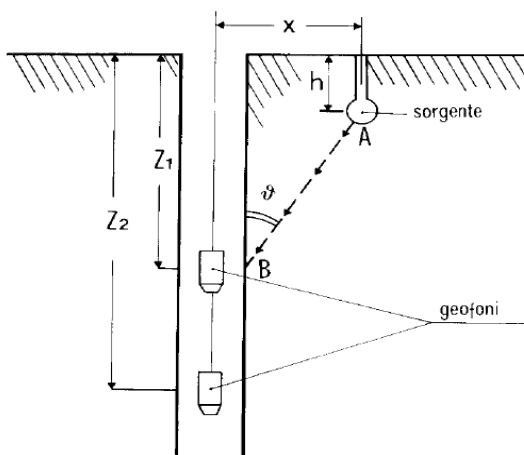


Fig. 9 – Schematizzazione di una prova down-hole. Fig. 10 – Esecuzione di una prova down-hole.

Con tale tecnica è anche possibile valutare eventuali inversioni di velocità nell’ambito del pacco di litotipi incontrati nella perforazione. Tali prove sono state eseguite all’interno dei sondaggi meccanici a carotaggio continuo S1-S6, all’interno dei quali era stato predisposto un tubo in PVC. La cementazione dell’intercapedine tubo-foro ha garantito la continuità tra la tubazione ed il terreno circostante. A titolo di esempio nella Figura 11 si riportano i profili delle velocità delle onde di taglio S e delle onde di pressione P della prova D-HS1, nonché il valore V_{s30} uguale a circa 303 m/s, dal quale risulta che il terreno è di tipo C. In figura 12 sono riportati i moduli elastici ed il coefficiente di Poisson con la profondità.

Le prove dilatometriche sono state eseguite con l’apparecchiatura dilatometrica del prof. Marchetti (figura 13). Mediante tale attrezzatura viene infissa nel terreno una lama di acciaio avente dimensioni

Tabella calcolo V_{s30}			
Spessore (H) (m)	V_s (m/s)	H/ V_s (Sec)	V_{s30} (m/s)
2.0	145.0	0.0138	303.24
2.0	214.3	0.0093	
2.0	272.8	0.0073	
2.0	116.4	0.0172	
2.0	317.6	0.0063	
2.0	315.6	0.0063	
2.0	467.7	0.0043	
2.0	463.0	0.0043	
2.0	607.6	0.0033	
2.0	310.0	0.0065	
2.0	540.2	0.0037	
2.0	435.9	0.0046	
2.0	393.7	0.0051	
2.0	515.8	0.0039	
2.0	650.5	0.0031	

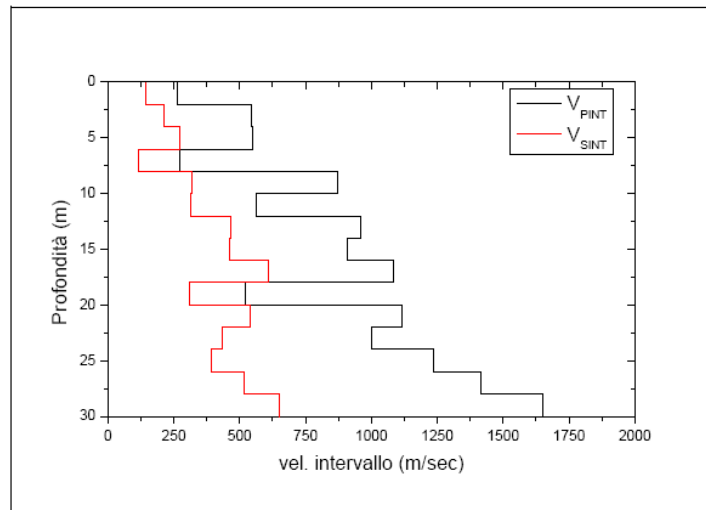


Figura 11- Profilo delle velocità delle onde V_s ottenute con la prova D-HSI.

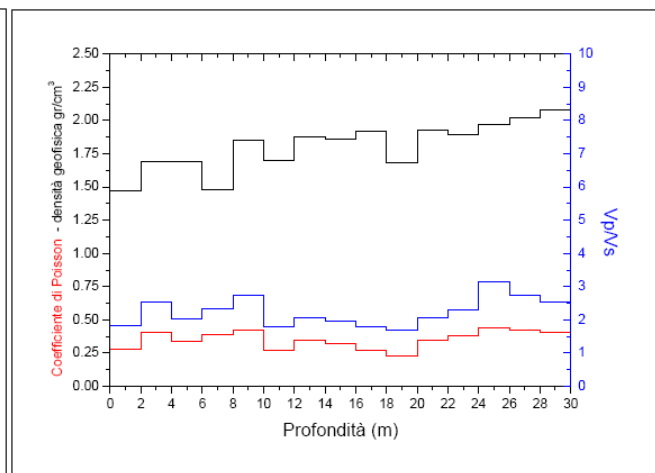
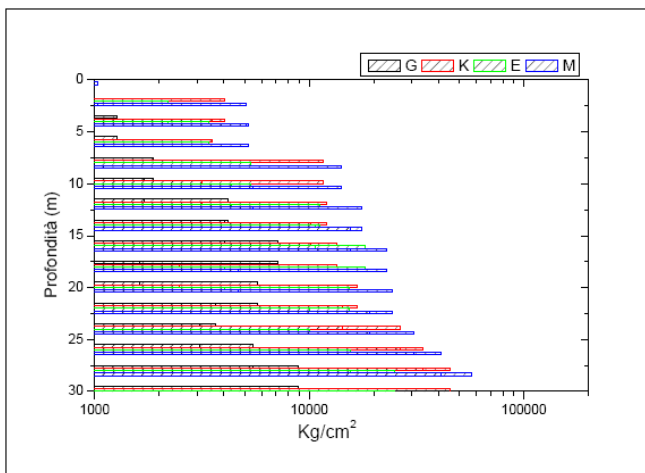


Figura 12. a) Moduli elastici b) Coefficiente di Poisson, con la profondità (prova D-HSI).



Figura 13. Ubicazione della prova SDMT3.

95×200×15 mm, con il bordo inferiore affilato. Su di un lato dello strumento è montata una membrana metallica circolare espandibile (Fig. 14a).

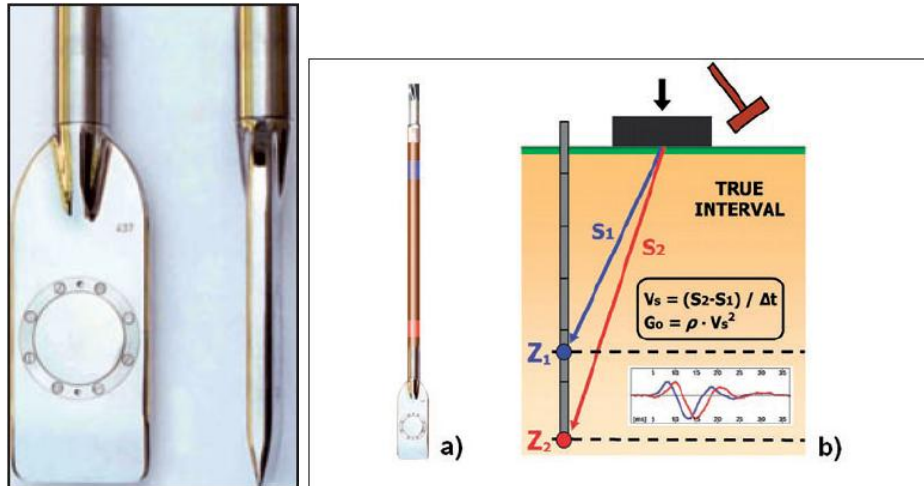


Figura 14. a) Lama DMT; b) schema della prova con SDMT.

La prova consiste nell'infiggere verticalmente la lama nel terreno mediante spinta statica, agendo su una batteria di aste, espandendo la membrana con gas in pressione e misurando le pressioni corrispondenti a due livelli di deformazione predeterminati della membrana. Da queste misure è possibile determinare, mediante correlazioni, numerosi parametri geotecnici di uso comune. Poiché si trattava di suolo vulcanico con presenza di banchi di lava compatta, non era possibile infiggere la lama, per cui le prove sono state eseguite entro un preforo riempito di sabbia a bassa densità. Le onde che vengono registrate tra i due ricevitori distanti 50 cm, si trasmettevano nel suolo circostante il foro più rigido della sabbia di riempimento e quindi con maggiore velocità delle onde di taglio.

La velocità delle onde di taglio è ottenuta (Figura 14b) come rapporto tra la differenza di distanza tra la sorgente e i due ricevitori ($S_2 - S_1$) e il ritardo dell'arrivo dell'impulso dal primo al secondo ricevitore (Δt). Le misure di V_s sono effettuate ogni 0.5 m di profondità.

L'energizzazione avviene in superficie (Figura 15) mediante un martello a pendolo (≈ 10 kg) che percuote orizzontalmente una base di ferro parallelepipedica pressata verticalmente contro il terreno (grazie al peso del camion) e orientata con asse longitudinale parallelo all'asse dei ricevitori, in modo che essi offrano la massima sensibilità all'onda di taglio generata.



Figura 15 – Sorgente di energizzazione in superficie.

Le prove SDMT, come detto in precedenza, sono state effettuate in tre diversi punti dell'abitato: la prima in adiacenza del campo sportivo, la seconda in un'area periferica, la terza nei pressi della nuova scuola elementare poco distante dalla caserma dei Carabinieri (vedi planimetria di Fig. 16).



Figura 16 – Ubicazione delle prove SDMT1, SDMT3, SDMT6 eseguite in corrispondenza dei sondaggi S1, S3 ed S6.

I risultati ottenuti con la prova SDMT sono riportati per esteso nell'allegato 8.1.3. A titolo di esempio nella figura 17 si riporta il dettaglio della ubicazione della prova SDMT 1, e nella figura 14 il profilo delle velocità delle onde di taglio determinato con la prova SDMT1. Nella figura 18 la zona tratteggiata si riferisce a valori di V_s incerti dovuti allo scarso riempimento del foro. Dai risultati ottenuti si evince che il valore medio delle V_s è di circa 520 m/s, mentre attribuendo alla zona tratteggiata la velocità misurata con le prove down hole, la velocità media risulterebbe di circa 450 m/s; pertanto mediante le prove SDMT il terreno è di tipo B, mentre con la prova Down Hole eseguita nel foro S1 il terreno risultava di tipo C. Per le rimanenti prove SDMT (SDMT3 ed SDMT6) e Down Hole (D-HS2-D-HS6), il terreno risulta di tipo B.



Figura 17 – Dettaglio della ubicazione della prova SDMT1.

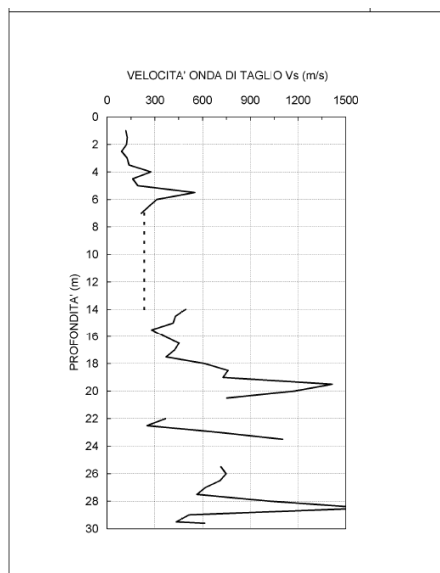


Figura 18 – Profilo della velocità delle onde di taglio ottenuto mediante la prova SDMT1.

3.2 PROVE GEOFISICHE

S. GRESTA, S. IMPOSA

Le prove geofisiche eseguite sono costituite da: tomografia elettrica, tomografia sismica, prospezione MASW, prospezione MAM, misure di noise e prove Down Hole. L'ubicazione di tali prove è riportata nelle figg.19 e 20, ed in modo più dettagliato nell'allegato 8.1.5. I risultati ottenuti dalle prove: tomografia sismica, MASW, MAM, tomografia elettrica, Noise sono riportati sinteticamente nel seguito e per esteso nell'allegato 8.1.2; i risultati delle prove Down Hole sono già stati riportati nel precedente paragrafo 3.1.

La tomografia sismica assiale di superficie è una tecnica che consente la ricostruzione in immagini della struttura interna del terreno, mediante l'impiego dei travel - time delle onde sismiche che si propagano dalla superficie. Lo scopo è quello di individuare variazioni laterali dei litotipi presenti, oltre alla caratterizzazione delle zone di frattura nei vari siti, tramite lo studio di un dettagliato andamento della distribuzione della velocità delle onde sismiche longitudinali nel sottosuolo.

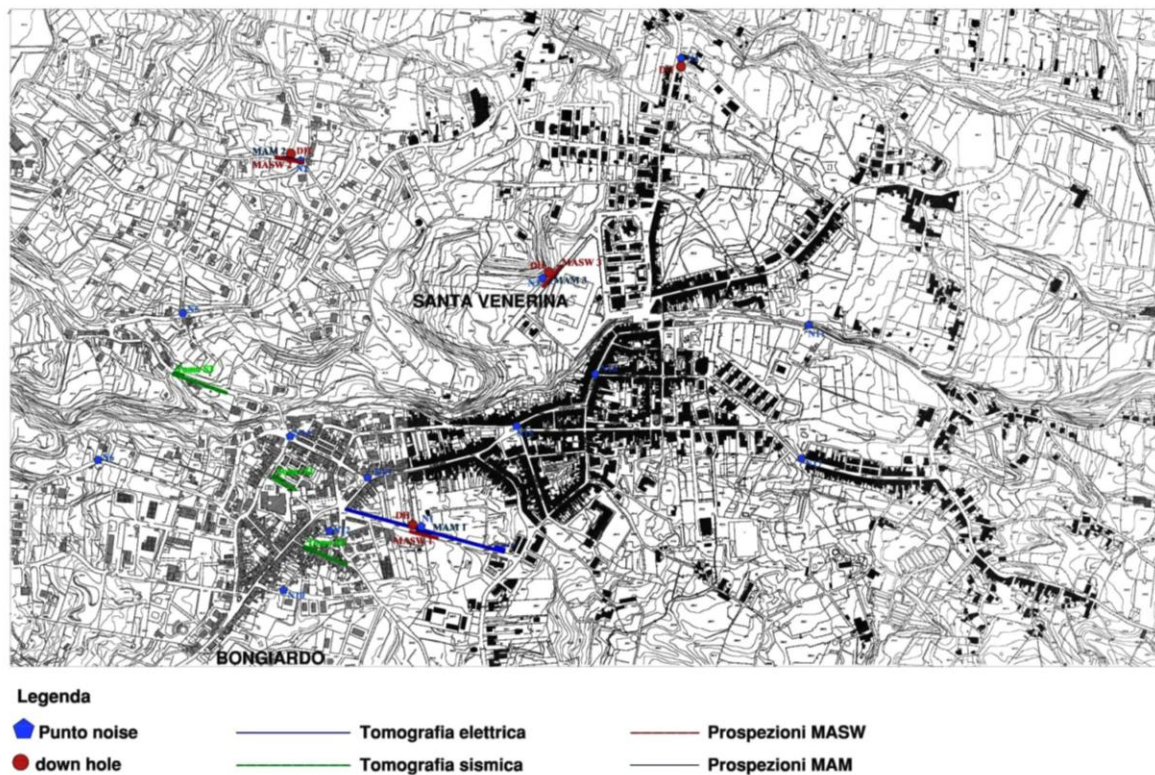


Fig. 19. Ubicazione indagini geofisiche nel centro abitato di Santa Venerina

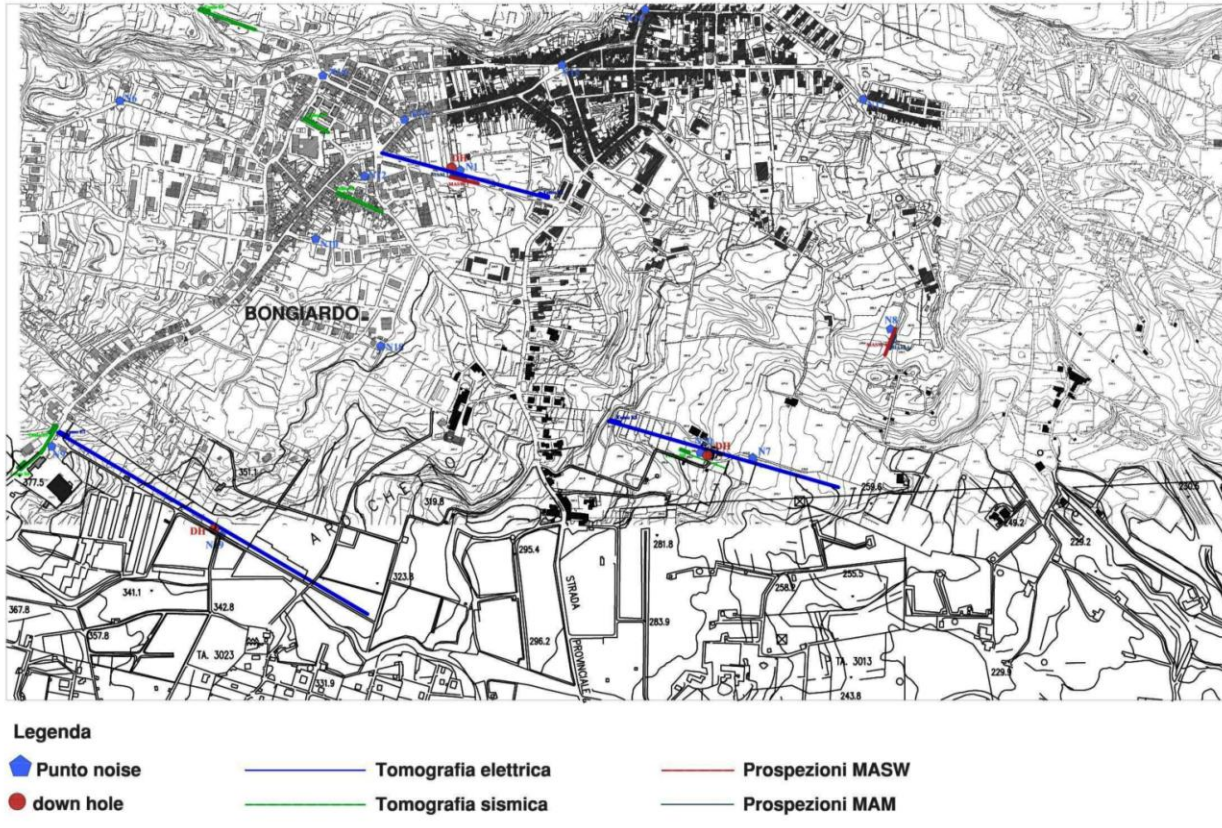


Fig. 20. Ubicazione indagini geofisiche nelle frazioni di Santa Venerina

Il dettaglio dei complessi rapporti geometrici tra colate laviche, orizzonti alluvionali e livelli scoriacei rimobilizzati dalle acque superficiali sono raffigurati anche nelle tomografie sismiche Tomo S₁, Tomo S₂ e TomoS₃. A titolo di esempio nella Fig. 21, sono riportati i risultati ottenuti in corrispondenza del centro abitato di Santa Venerina (Tomo S₃), che sono di seguito illustrati.

La velocità delle onde sismiche di compressione (V_p) calcolata è distribuita in un "range" compreso tra 300 m/s e 2500m/s e la profondità d'investigazione massima raggiunta è stata di circa 32 metri. Le velocità delle onde sismiche sono state così raggruppate in 3 sismostrati la cui distribuzione areale nella sezione è piuttosto irregolare. I sismostrati possono essere così descritti:

- **$V_p < 800$ m/s** 1° sismostrato. Si presenta in maniera discontinua nella tomografia con spessore medio compreso tra 5 e 10 metri. Nella parte iniziale del profilo ha uno spessore maggiore di 20 metri.
- **$800 < V_p < 1750$ m/s** 2° sismostrato. In continuità laterale od al di sotto del 1° sismostrato con spessore , ove definibile, compreso tra 12 metri e 17 metri. Il passaggio al primo sismostrato è individuato da una zona di transizione a 800 m/s, di esiguo spessore tranne che nel passaggio laterale tra i 40 e 60 m dall'origine, in cui ha uno spessore medio di 5 metri.

• $V_p > 1750$ m/s 3° sismostrato. È il litotipo a maggiore velocità nel complesso generale e viene individuato al di sotto ed in continuità laterale con il secondo sismostrato, esclusivamente, dopo una fascia di transizione di 175 m/sec tra i 60 e 105 metri di distanza dall'origine.

La sezione di densità dei raggi sismici mette in evidenza la canalizzazione dei raggi sismici nella parte superficiale della sezione e segna il tetto dei terreni a più alta velocità tra gli 80 e 90 metri dall'origine ad una quota compresa tra 345 e 350 m.s.l.m.

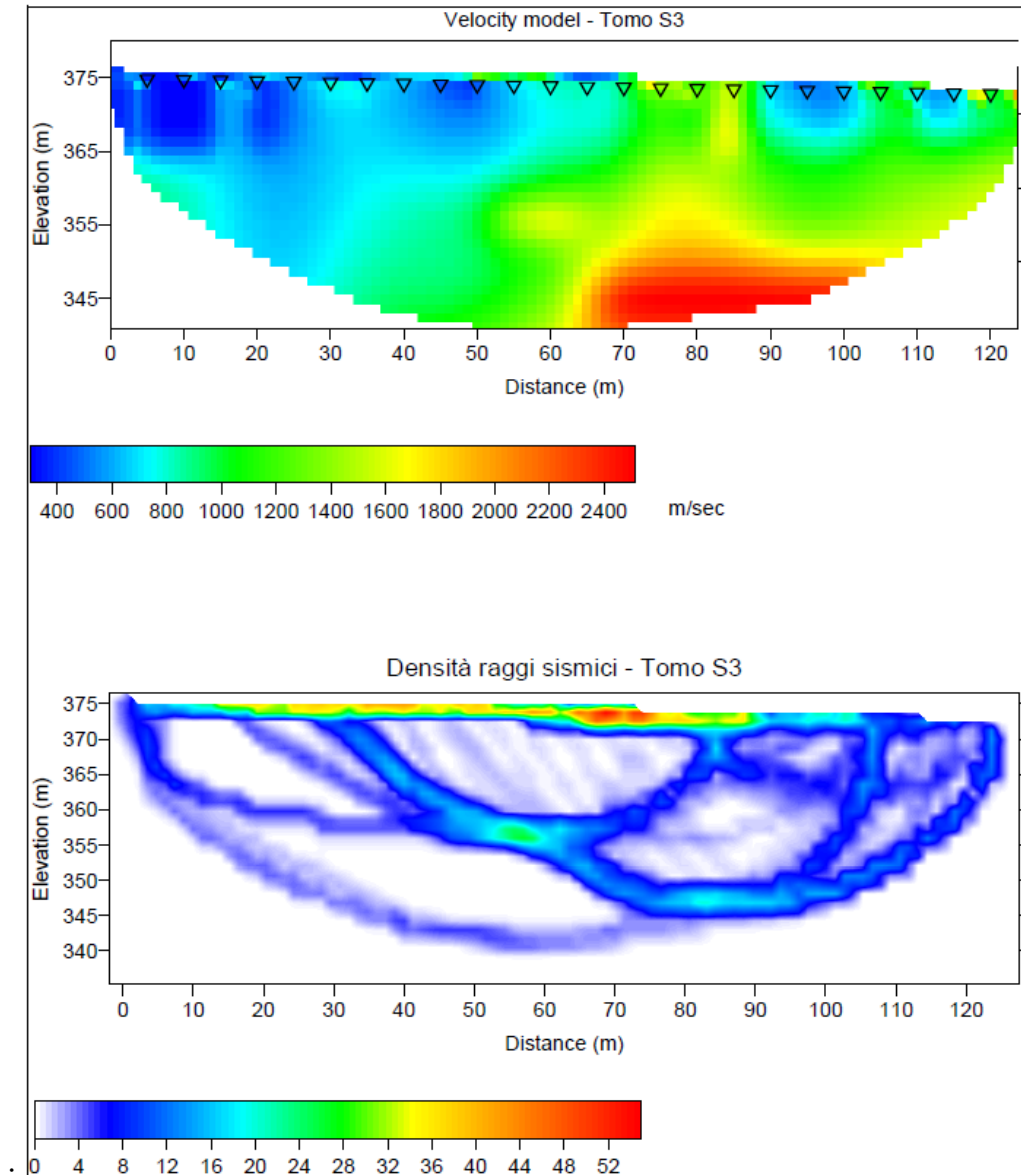


Fig. 21. Tomografia sismica Tomo_S3.

Il metodo MASW è una tecnica di indagine non invasiva che consente la definizione del profilo di velocità delle onde di taglio verticali V_s , basandosi sulla misura delle onde superficiali fatta in

corrispondenza di diversi sensori posti sulla superficie del suolo. Il contributo predominante alle onde superficiali è dato dalle onde di Rayleigh, che si trasmettono con una velocità correlata alla rigidità della porzione di terreno interessata dalla propagazione delle onde. In un mezzo stratificato le onde di Rayleigh sono dispersive, cioè onde con diverse lunghezze d'onda e si propagano con diverse velocità di fase e velocità di gruppo o detto in maniera equivalente la velocità di fase (o di gruppo) apparente delle onde di Rayleigh dipende dalla frequenza di propagazione. Quindi, nel caso di un mezzo eterogeneo, le onde superficiali non hanno una singola velocità, ma diverse velocità di fase in corrispondenza delle diverse frequenze: tale fenomeno, dipendente dalla distribuzione spaziale delle proprietà sismiche del sottosuolo è noto come dispersione geometrica e la relazione che lega la frequenza alla velocità di fase prende il nome di curva di dispersione. Alle alte frequenze, la velocità di fase coincide con la velocità delle onde di Rayleigh dello strato più superficiale, mentre, alle basse frequenze, l'effetto degli strati più profondi diventa importante e la velocità di fase tende asintoticamente alla velocità dello strato più profondo come se questo fosse esteso infinitamente in profondità. La curva di dispersione gioca un ruolo centrale nell'utilizzo delle onde di Rayleigh ai fini della caratterizzazione dei terreni, infatti, è funzione delle caratteristiche di rigidità del mezzo e può essere utilizzata per un processo inverso avente come obiettivo la stima delle caratteristiche di rigidità stesse. A titolo di esempio nella figura 22 sono riportati i risultati della prospezione MASW1.

Con **le misure passive MAM** il modello di velocità finale è dato dall'integrazione di dati ottenuti con misure attive e passive. Ciò consente, in linea teorica, di estendere l'intervallo di frequenza in cui è possibile stimare la curva di dispersione e, di conseguenza, di incrementare la profondità d'indagine raggiungibile senza perdere le informazioni di maggior dettaglio sugli strati superficiali. A titolo di esempio nella figura 23 sono riportati i risultati ottenuti con la prospezione MAM 1.

La tomografia elettrica consiste nella determinazione di profili di resistività e/o conducibilità attraverso la disposizione sul terreno di un numero elevato di elettrodi. Tali elettrodi sono progressivamente spostati lungo una data direzione variando la distanza inter-elettrodica, al fine di aumentare la profondità d'investigazione. In tal modo è possibile costruire una matrice di valori di resistività e/o di conducibilità, la cui inversione, mediante algoritmi matematici, permette di ricostruire l'immagine elettro - resistiva e/o conduttiva del sottosuolo. L'ubicazione e la relativa orientazione degli stendimenti tomografici elettrici sono riportate nelle due planimetrie con la posizione delle indagini geofisiche (Figg. 19, 20).

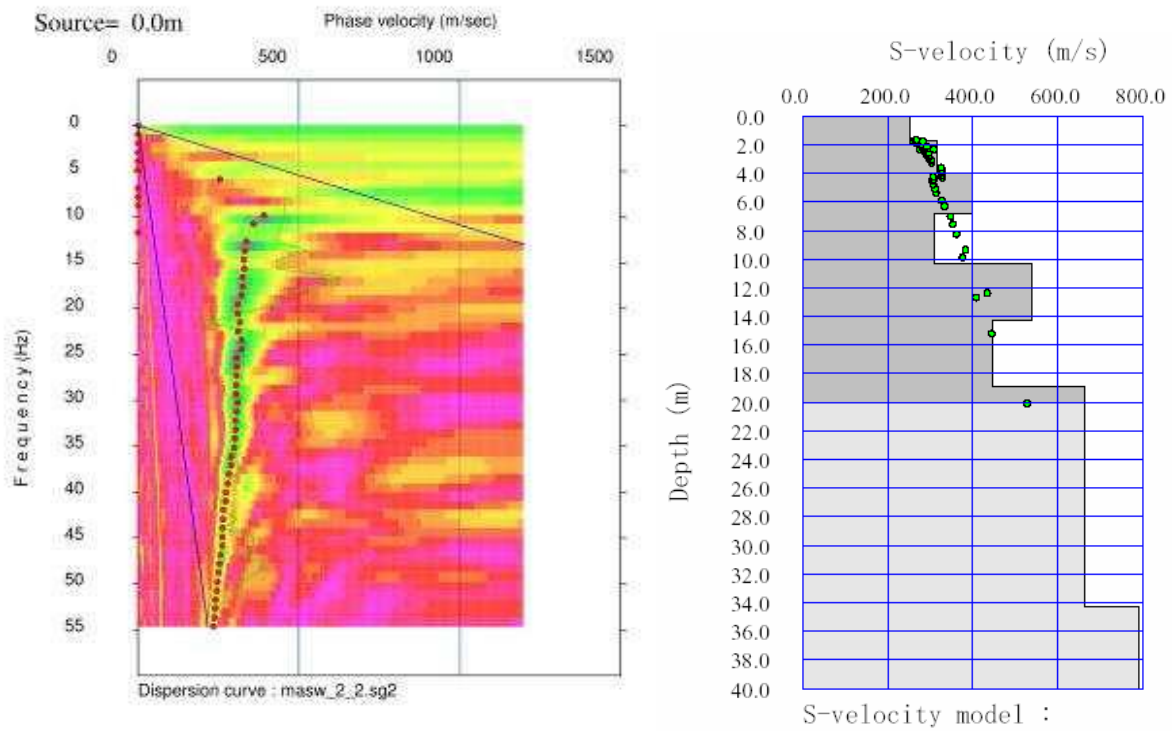


Figura 22. Curva di dispersione e modello finale di velocità.

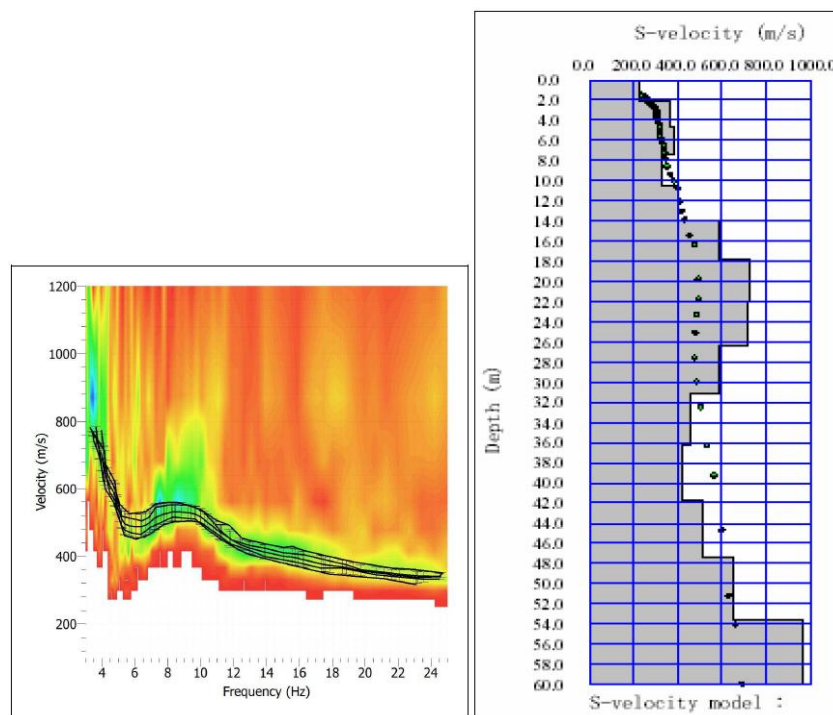


Figura 23. Curva di dispersione e modello finale di velocità.

Questa indagine ha avuto lo scopo di definire e caratterizzare geometricamente la presenza del substrato argilloso oppure la presenza di discontinuità tettoniche. Gli stendimenti sono stati eseguiti in vicinanza di perforazioni, due delle quali di 90 m.

Nell'area in esame, la diversa stratigrafia dei settori occidentali ed orientali dell'area rilevata è da mettere in relazione alla presenza di una faglia sepolta che, suturata dai prodotti lavici olocenici, è stata riconosciuta nel sottosuolo del settore orientale dell'abitato con un andamento circa NE-SW. L'esatta localizzazione della faglia è stata ottenuta sulla base della distribuzione degli affioramenti di Tufiti e Lahars, vincolata dai sondaggi geognostici S₄, S₅ ed S₇ nel lato ribassato della struttura.

Di particolare interesse è il sondaggio S₄ che nella parte iniziale attraversa la successione accumulata sul lato ribassato della faglia, costituita dalle lave oloceniche e da 35 m di vulcanoclastiti, attribuite ai Tufi ed Epiclastiti di Milo, per poi raggiungere la faglia ed entrare all'interno di uno spessore ridotto di lave, attribuibili all'orizzonte sepolto delle lave pre-Tirreniane, poggianti su un livello clastico profondo interpretabile come substrato pre-etneo. Questo orizzonte sepolto corrisponderebbe al corpo a bassa resistività evidenziato alla terminazione occidentale della tomografia elettrica TE1 (Fig. 25) a partire da una quota assoluta di circa 280 m s.l.m.

Questo corpo, sepolto sotto circa 60 metri di terreni a maggiore resistività, corrispondenti ai livelli delle Tufiti e Lahars e delle sottostanti lave pre-Tirreniane, è delimitato verso est da una superficie netta, immergente verso est ed interpretata quale espressione della faglia sepolta. Questa struttura costituisce nella tomografia elettrica una netta discontinuità degli elettrostrati che, verso est, sono caratterizzati da elevata resistività, corrispondendo al potente pacco di lave cumulate sul settore ribassato della faglia.

A titolo di esempio si riporta di seguito in Figura 24 la tomografia elettrica n. 1. Tale sezione elettrotomografica è caratterizzata da variazioni latero-verticali di resistività. La struttura elettrica del sottosuolo è, nel complesso, data da due blocchi elettro-resistivi: uno ad alta resistività l'altro bassa resistività. Il blocco ad alta resistività è attribuibile ai terreni lavici ed è caratterizzato da un'ampia variazione di resistività e da una struttura piuttosto irregolare, che riflette la disomogeneità dell'ammasso lavico. Il blocco alto-resistivo passa verticalmente (300 m s.l.m) e lateralmente al blocco conduttivo. Tale passaggio si rileva nella parte iniziale della sezione tomografica ed a circa 300 metri di distanza dall'origine. Il blocco conduttivo presenta una struttura piuttosto regolare.

Con il termine microtremore, o noise ambientale, si intendono tutte le vibrazioni del terreno non generate da eventi di breve durata, come terremoti o esplosioni.

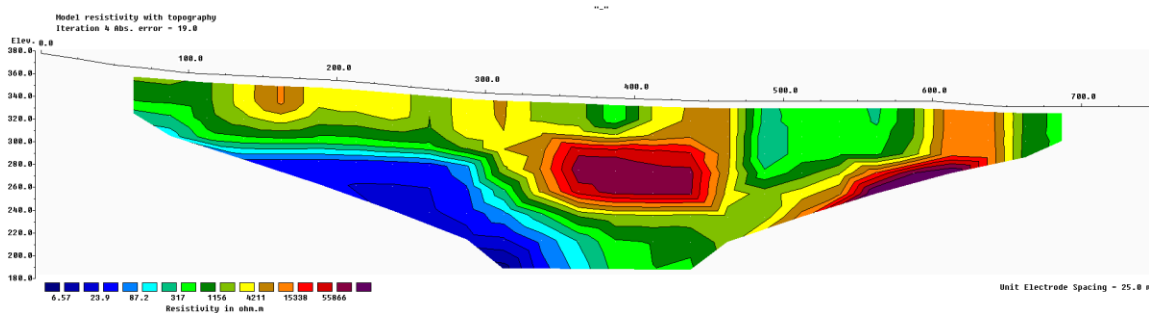


Fig. 24. Tomografia elettrica 1.

Le vibrazioni sismiche ambientali si caratterizzano per la bassa energia e ampiezze dell'ordine di $10^{-4} - 10^{-2}$ mm, mentre il contenuto del segnale è determinato da una combinazione di onde di volume e onde superficiali provenienti da sorgenti sia vicine che lontane. Le sorgenti responsabili di segnali a bassa frequenza sono tipicamente le perturbazioni atmosferiche sugli oceani che si propagano come onde superficiali sui continenti.

Le attività antropiche come il traffico veicolare, le attività industriali etc. si propagano come onde superficiali di Rayleigh e coprono frequenze sopra 1 Hz. Le osservazioni sulle caratteristiche spettrali del microtremore in siti con caratteristiche geologiche diverse, suggeriscono che i contenuti in frequenza ed ampiezza del noise sismico ambientale siano in relazione alle proprietà geologiche e strutturale del sito in esame. Le informazioni ricavate dalla campionatura del segnale di microtremore, tradizionalmente utilizzate per valutare la risposta sismica locale, possono essere impiegate per molteplici applicazioni tra cui la determinazione dello spessore dei sedimenti soffici sovrastanti un bedrock, per determinare il profilo di velocità delle onde di taglio a profondità crescenti e, in genere, per ottenere informazioni geologiche circa la natura del substrato.

La metodologia utilizzata prevede l'utilizzo dei rapporti spettrali applicati alle misure di noise; tale tecnica consiste nel calcolare il rapporto spettrale tra siti definiti *soft* (livellotti sciolti, materiale di riporto,...) ed un sito di riferimento definito *hard* (rocce cristalline, rocce compatte). Si assume che i siti *hard* abbiano una risposta spettrale caratterizzata da un andamento piatto nell'intervallo di frequenza di interesse; diversamente i siti *soft* possono presentare ampiezze anomale in corrispondenza di determinate frequenze. Questa tecnica dei rapporti spettrali tra le componenti del moto orizzontale e quello verticale (HVSr), applicata da Nogoshi e Igarashi (1970), si è consolidata con l'uso. Il metodo è stato diffuso soprattutto da Nakamura (1989) come strumento per la determinazione dell'amplificazione sismica locale. Infatti, è ampiamente riconosciuto che l'HVSr è in grado di fornire

stime affidabili delle frequenze principali di risonanza dei sottosuoli, informazione notevolmente importante nell'ingegneria sismica. Le basi teoriche dell'HVSR sono relativamente semplici in un sistema stratificato dove i parametri variano solo con la profondità (1-D). Consideriamo il sistema (Fig. 25) in cui gli strati 1 e 2 si distinguono per le diverse densità (d_1 e d_2) e le diverse velocità delle onde sismiche (V_1 e V_2).

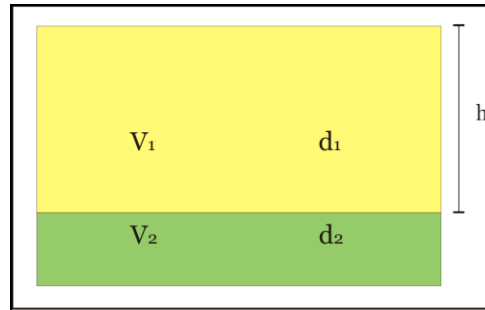


Fig. 25. Modello del suolo rappresentato da due strati caratterizzati da differenti velocità e densità.

Un'onda che viaggia nel mezzo 1 viene (parzialmente) riflessa dall'orizzonte che separa i due strati. L'onda così riflessa interferisce con quelle incidenti, sommandosi e raggiungendo le ampiezze massime (condizione di risonanza) quando la lunghezza dell'onda incidente (λ) è 4 volte (o suoi multipli) lo spessore h del primo strato. In altre parole la frequenza fondamentale di risonanza (T_1) dello strato 1 relativa alle onde S è pari a:

$$T_1 = \frac{4h}{V_s} \quad (1)$$

Il periodo (T_1) fondamentale di risonanza del sedimento dipende dallo spessore H del sedimento e dalla velocità "media" (V_s) delle onde S nel sedimento. Da tale relazione, conoscendo lo spessore h del sedimento, è possibile avere informazioni sulla velocità media delle onde S.

$$V_s = \frac{4h}{T_1} \quad (2)$$

In alternativa, conoscendo la velocità è possibile definire lo spessore h dello strato sedimentario.

$$h = \frac{V_s T_1}{4} \quad (3)$$

Teoricamente questo effetto è sommabile, cosicché la curva HVSR mostra come massimi relativi le frequenze di risonanza dei vari strati. Questo, insieme ad una stima delle velocità è in grado di fornire previsioni sullo spessore h degli strati. Tale informazione è per lo più contenuta nella componente verticale del moto, ma la prassi di usare il rapporto tra gli spettri orizzontali e quello verticale, piuttosto che il solo spettro verticale, deriva dal fatto che il rapporto fornisce un'importante normalizzazione del segnale. La normalizzazione, che rende più semplice l'interpretazione del segnale, è alla base della popolarità del metodo. Un esempio di curva HVSR, ricavata da un modello costruito come in Fig. 26, per diversi contrasti di impedenza z .

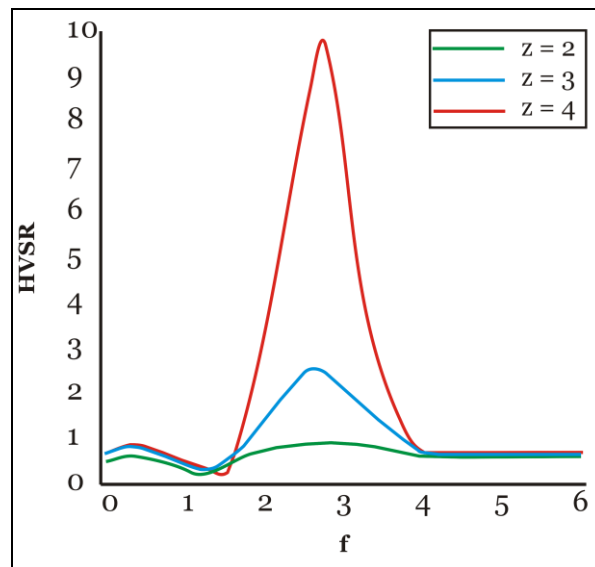


Fig. 26. Esempio di rapporti H/V ottenuti per diversi contrasti di impedenza z tra due mezzi.

Il problema principale di questa visione è che i microtremori sono solo in parte costituiti da onde di volume, P o S. Essi sono costituiti in misura maggiore da onde superficiali e in particolare da onde di Rayleigh; tuttavia, ci si può ricondurre a risonanza delle onde di volume, poiché le onde di superficie sono prodotte da interferenza costruttiva di queste ultime. L'applicabilità pratica della semplice equazione 2.1 è stata già dimostrata.

In tutti i siti investigati sono state registrate serie temporale della durata di 30 min. Tale segnale è stato suddiviso in finestre temporali di 90.0 s, selezionando quelle il cui rapporto STA/LTA non supera le 2

unità. Gli obiettivi che ci si prefissava con questa metodica erano i seguenti: valutare la risposta sismica dei terreni e specificatamente la possibile insorgenza di fenomeni di amplificazione sismica locale; valutare la profondità delle argille marnose azzurre attraverso l'analisi delle frequenze < 1 hz.

Le ubicazioni dei punti di registrazione dei noise sono riportate nelle figure 1 e 2. A titolo di esempio nella figura 27 sono riportati i risultati della prova N1, realizzata di fronte la nuova scuola media di Santa Venerina "A. Manzoni". Si evidenziano tre picchi: il primo a bassissime frequenze, il secondo a 4 hz circa e il terzo oltre i 27 Hz. Gli ultimi picchi, sono da reputare indotti dalle condizioni stratigrafiche.

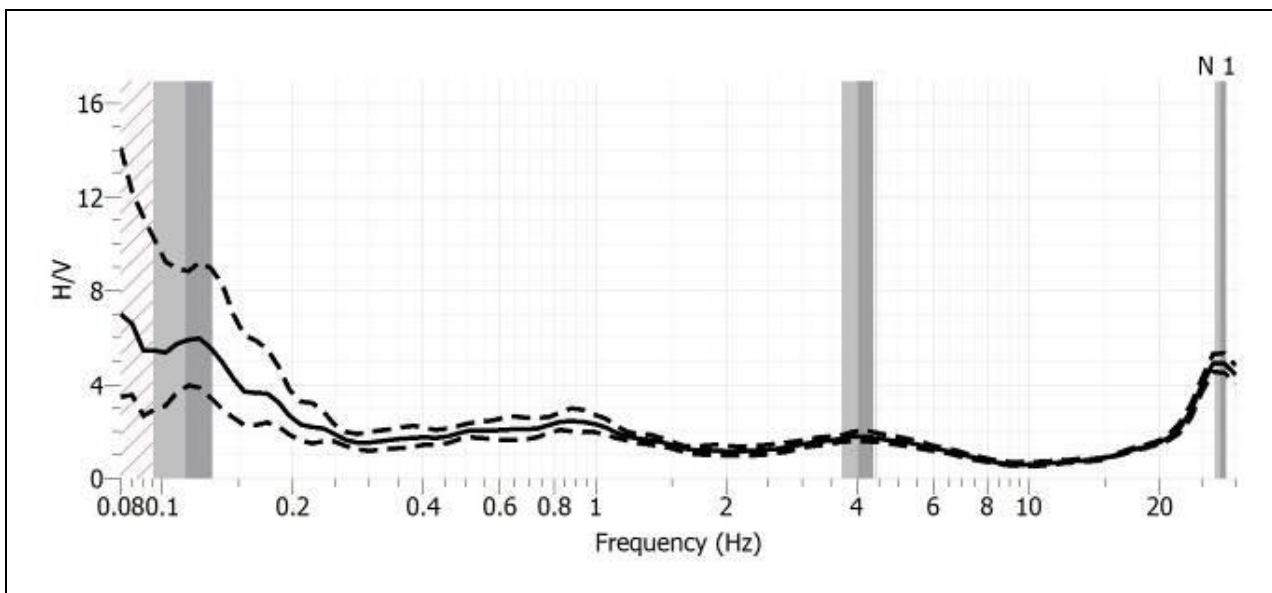


Figura 27. Risultati prova Noise N1.

Tale orizzonte, nelle perforazioni profonde associate agli estendimenti, non è stato intercettato. Tale evidenza potrebbe indurre a considerare l'ipotesi della presenza di elementi tettonici, obliterati da depositi lavici e vulcano clastici successivi.

Complessivamente dai risultati delle prove DH, SDTM, Masw e MAM, si possono trarre le seguenti conclusioni: attraverso le prove DH non è stato rilevato alcun bedrock di interesse geotecnico ($V_S > 800$ m/sec); indipendentemente dai valori prodotti nell'elaborazione, il confronto tra le diverse metodiche mette in evidenza, nel 100% dei casi, uguaglianze nella categoria di sottosuolo (Tabella

3.2.II del D.M 2008); le variazioni nel valore finale tra le prove MASW e MAM in confronto con la metodica DH, sono comprese tra il 5,35% e il 17,93%.

Le tomografie sismiche hanno fornito dei risultati di dubbia interpretazione, in quanto numerose zone a bassa velocità all'interno di zone ad alta velocità delle onde sismiche, spesso associate ad una morfologia a gradino, possono essere interpretate sia ponendo la presenza pacchi di scorie all'interno tra banchi di lave massive, sia evocando la presenza di una zona di fratturazione.

La risposta sismica di sito – HVSR, effettuata attraverso l'utilizzo di un sismografo con geofono a larga banda, ha permesso di rilevare la presenza di eventuali picchi di frequenza che possono essere attribuiti a particolari caratteristiche stratigrafiche. Nessun elemento di rilievo emerge ma si ritiene utile in fase di elaborazione dei dati, evidenziare la profondità del substrato argilloso e la presenza di eventuali fenomeni di polarizzazione del segnale, che possano dare informazioni sulla presenza di faglie, anche se coperte.

3.3 PROVE DI LABORATORIO

M. MAUGERI, E. MOTTA

Sui campioni indisturbati e rimaneggiati, prelevati dai sondaggi, appartenenti al secondo gruppo di indagini disposti dal CTS (vedi par 3.1), sono state eseguite prove di laboratorio presso il laboratorio di geotecnica del DICA dell'Università di Catania, seguendo procedure normalizzate, i cui risultati sono riportati per esteso nell'allegato 8.1.4.

Su tre campioni indisturbati e quarantaquattro rimaneggiati, prelevati a Santa Venerina (CT), sono state eseguite le prove di: classificazione; taglio diretto; espansione laterale libera; colonna risonante.

La seguente tabella riassume le quantità e le tipologie di prove eseguite.

I risultati ottenuti con le prove di taglio diretto sono riportati per esteso da Grasso e Motta (2012). A titolo di esempio nella tab. 1 sono riportati i valori dei parametri di resistenza a taglio del terreno determinati, eseguite su campioni rimaneggiati ricostituiti. I risultati ottenuti mostrano una notevole variabilità dell'angolo di resistenza al taglio, che risulta compreso tra 29 e 48°.

Quindi sono state effettuate prove dinamiche di colonna risonante (RCT), mediante le quali vengono misurate la frequenza di risonanza e la rotazione del provino (Richart et al., 1970). Dal valore della

prima grandezza è possibile risalire alla velocità di propagazione delle onde di taglio e quindi al modulo di taglio G ; dalla misura delle rotazioni del provino si ricava la deformazione tangenziale γ .

Gli obiettivi della prova sono stati:

- determinare il modulo di taglio ed il rapporto di smorzamento iniziali (G_0, D_0), ovvero a piccoli livelli deformativi;

Tabella 1 – Prova di taglio diretto, campioni del II Gruppo di indagini.

Sondaggi	h (m)	c' (kPa)	φ' (°)
S1I1	4,00	0,00	35,32
S1R1	9,60	0,00	29,59
S1R2	14,00	0,00	33,35
S1R3	16,00	0,00	37,55
S1R4	19,30	0,00	38,68
S3R4	29,50	0,00	36,41
S3bisR4	26,00	0,00	29,43
S4R3	75,00	0,00	37,53
S4R4	82,00	0,00	36,03
S5R1	3,50	0,00	43,08
S5R2	74,80	0,00	33,92
S6R1	7,00	0,00	35,02
S6R4	21,80	0,00	36,17
S6bis1	7,00	0,00	33,13
S6bisR1	8,50	0,00	40,06
S6bisR2	11,50	0,00	39,25
S7R1	4,20	0,00	47,74
S7R2	74,30	0,00	38,49
S1bisR1	28,30	0,00	36,78
S2R2b	14,50	0,00	37,84
S2R3b	21,50	0,00	37,50
S2R5	25,50	0,00	38,23
S3R2b	14,40	0,00	35,43
S3R2t	17,10÷17,50	0,00	38,37
S3R3b	28,60	0,00	40,69
S3bisR2b	10,60	0,00	37,83
S3bisR2t	21,60	0,00	34,47
S4R3b	79,50	0,00	34,47
S6R3b	17,70÷18,00	0,00	35,01

- ricavare le leggi di variazione con la deformazione tangenziale γ , del modulo di taglio $G(\gamma)$ e del rapporto di smorzamento $D(\gamma)$.

Vengono riportati di seguito i grafici G-log(γ) e D-log(γ) (Figure 28-33).

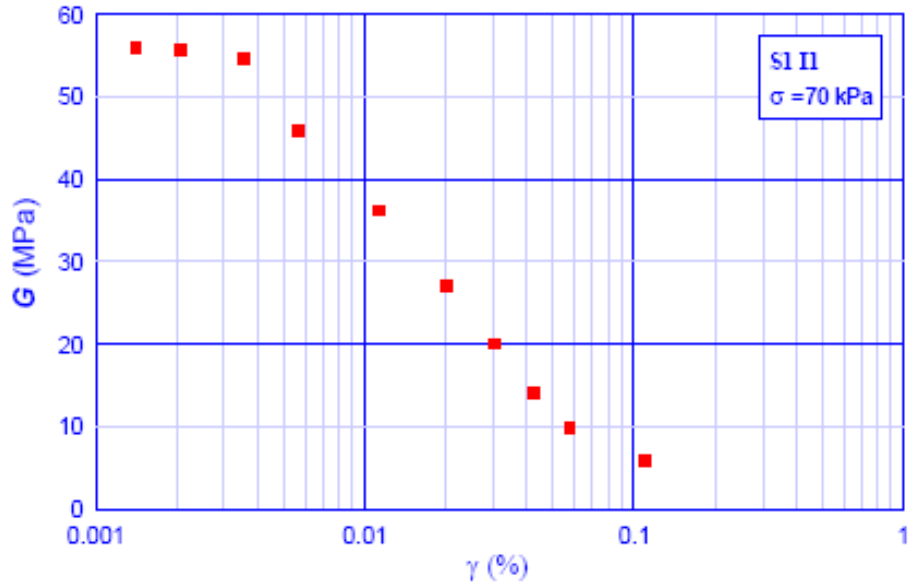


Figura 28 – Andamento $G\text{-log}(\gamma)$ del sondaggio S1- campione II.

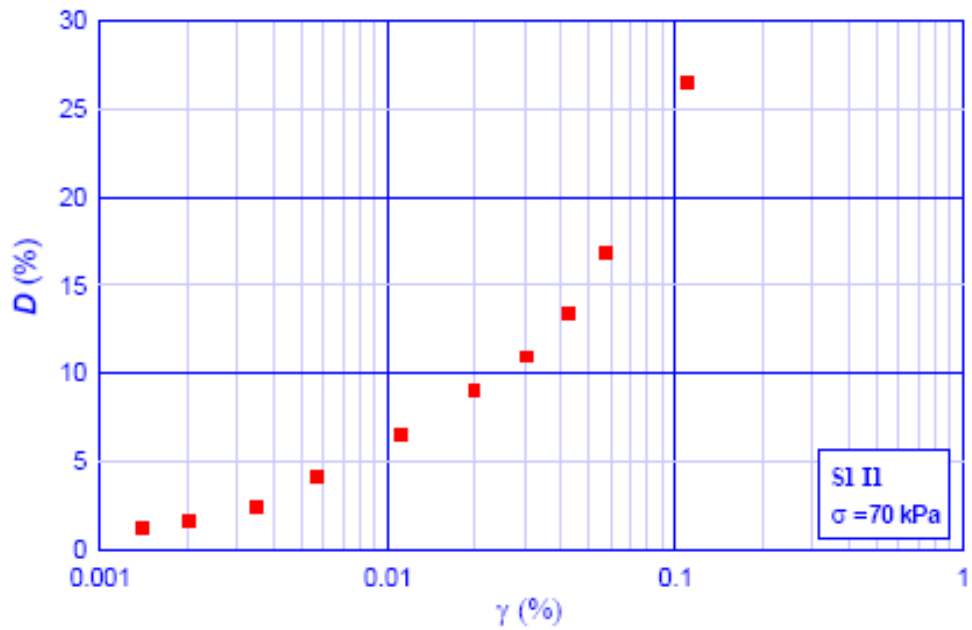


Figura 29 – Andamento $D\text{-log}(\gamma)$ del sondaggio S1- campione II.

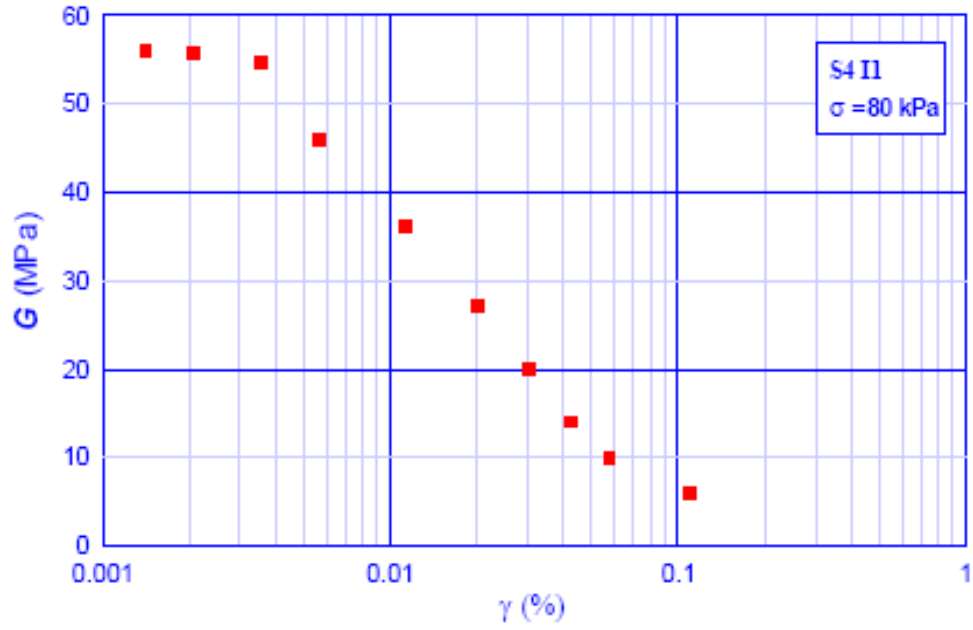


Figura 30 – Andamento G - $\log(\gamma)$ del sondaggio S4- campione II.

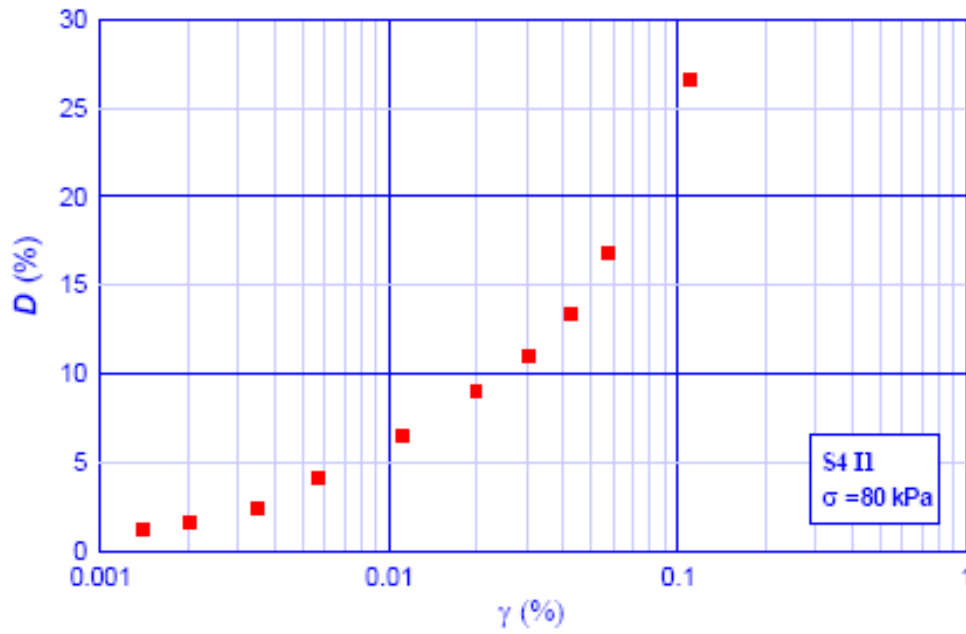


Figura 31 – Andamento D - $\log(\gamma)$ del sondaggio S4- campione II.

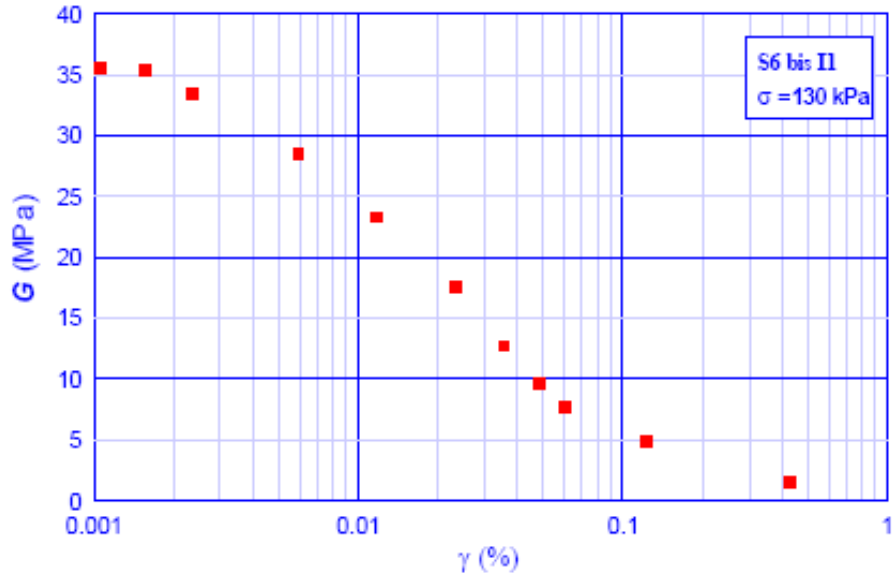


Figura 32 – Andamento G - $\log(\gamma)$ del sondaggio S6bis- campione II.

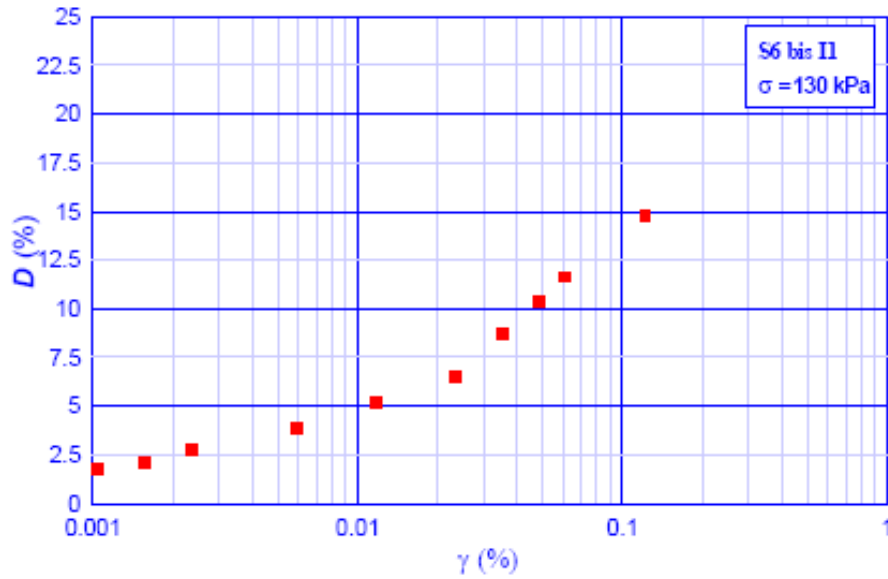


Figura 33 – Andamento D - $\log(\gamma)$ del sondaggio S6bis - campione II.

CAPITOLO 4. MODELLO DI SOTTOSUOLO

4.1 MODELLO GEOLOGICO

S. CATALANO, S. GRESTA

Per la ricostruzione del modello geologico del sottosuolo dell'abitato di Santa Venerina è possibile fare riferimento alla litostratigrafia proposta dai ricercatori del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Catania negli studi di primo livello (allegato 8.2.1), la cui validità è stata ampiamente confermata dai risultati delle indagini geognostiche condotte nel secondo livello, con il puntuale riconoscimento dei diversi orizzonti stratigrafici già compresi nella legenda della carta geologica alla scala 1:10000 del basso versante orientale dell'Etna. Lo schema litostratigrafico adottato prevede che la successione stratigrafica dei prodotti lavici etnei sia interrotta da ripetute superfici di erosione cui si associano ingenti volumi di materiale epiclastico, riferibili alle principali fasi climatiche umide che si sono susseguite durante l'evoluzione dell'edificio etneo. In particolare, gli studi geologici condotti ai fini del secondo livello di approfondimento hanno concordemente dimostrato la notevole continuità laterale dei livelli epiclastici che costituiscono pertanto orizzonti a bassa velocità delle onde di taglio frequentemente presenti all'interno della successione stratigrafica delle ultime decine di metri prossimi alla superficie. La sequenza geologica esposta nell'area e ricostruita nel sottosuolo comprende due distinti livelli epiclastici rappresentati, alla base, dalle Tufiti e Lahars (> 125 ka) e, al tetto, dai Tufi ed Epiclastiti di Milo (60-40 ka), separati tra loro dalle lave del Pleistocene superiore (125-90 ka). Questa successione antica è modellata da una superficie di erosione che disegna una paleomorfologia profondamente incisa, sepolta dagli orizzonti lavici e detritici di età olocenica, che costituiscono un elemento pellicolare, di spessore estremamente variabile lateralmente.

Gli studi geologici, così come i risultati delle indagini geologiche e geofisiche svolte nell'ambito del secondo livello, hanno evidenziato che la stratigrafia a larga scala dell'area di Santa Venerina, è stata localmente influenzata dalla presenza di una faglia normale ad andamento circa NE-SW ed immersione verso SE, sepolta nel sottosuolo del settore orientale dell'abitato in quanto ricoperta e obliterata dai prodotti lavici recenti. L'identificazione della faglia sepolta assume una particolare rilevanza ai fini della microzonazione sismica, non tanto per la pericolosità intrinseca della struttura, che non mostra segni inequivocabili di attività negli ultimi 10 ka, quanto piuttosto ai fini della ricostruzione della risposta di sito, per il ruolo determinante che essa esercita nel controllo della

stratigrafia degli ultimi metri, decisiva per quanto attiene gli eventuali fenomeni di amplificazione. Il settore rialzato dalla faglia, attraversato dai sondaggi S1, S2, S3 ed S6, è, infatti, caratterizzato da una evidente lacuna erosiva responsabile dell'appoggio diretto delle lave oloceniche, ad alta velocità delle onde sismiche, sulle Tufiti e Lahars, substrato epiclastico a bassa velocità delle onde di taglio. Tale assetto si traduce nella presenza di un orizzonte a bassa velocità prossimo alla superficie delimitato al tetto da un limite litologico brusco, sede di una repentina inversione delle Vs, la cui profondità nel sottosuolo dell'abitato può variare da pochi ad alcune decine di metri di profondità. Nel settore ribassato della faglia, attraversato dai sondaggi S4, S5 ed S7, la successione lavica olocenica risulta molto più spessa ed quindi il limite brusco di inversione delle Vs si attesta a profondità maggiori, poggiando su un substrato all'interno del quale si riconoscono entrambi i livelli epiclastici, a bassa velocità, e le lave, ad alta velocità, ad essi intercalate.

Gli studi di secondo livello hanno inoltre evidenziato un altro aspetto peculiare del sottosuolo del territorio comunale di Santa Venerina, d'importanza fondamentale ai fini della ricostruzione della risposta sismica del sito, connesso all'ubicazione dell'abitato lungo un asse di drenaggio principale, oggi rappresentato dal Torrente Salaro-Fago. La presenza della linea di drenaggio è stata documentata anche nella morfologia pre-olocenica che ha profondamente condizionato la stratigrafia degli ultimi metri prossimi alla superficie, nel sottosuolo del centro storico, dove è possibile ricostruire una valle sepolta, immediatamente a sud del corso d'acqua attuale. La ricostruzione 3D del substrato delle lave oloceniche, redatto dai ricercatori del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Catania, evidenzia in maniera chiara che lo sbocco della paleovalle, localizzata al letto rialzato della faglia sepolta nel sottosuolo del centro storico, si associa a forme di accumulo, situate al tetto ribassato della struttura e attribuite ai Tufi ed Epiclastiti di Milo. La paleovalle, orientata circa NNW, è riempita da un'alternanza tra depositi alluvionali e colate laviche, testimonianza di ripetute invasioni laviche, alternate a fenomeni di sovralluvionamento, alimentati dalle contigue aree di Zafferana Etnea. All'interno della paleo valle sono identificabili almeno tre distinti orizzonti alluvionali olocenici: il più profondo è rappresentato dai conglomerati della conoide del Chiancone; un secondo intervallo di alluvioni separa i prodotti lavici olocenici più antichi dalle colate recenti e storiche; un terzo orizzonte alluvionale è costituito dai depositi che affiorano in un vasto settore del nucleo urbano dell'abitato di Santa Venerina, poggiando sugli orizzonti lavici più recenti. Il sottosuolo dell'abitato attraversato dalla valle sepolta è pertanto caratterizzato da una notevole variabilità sia verticale che laterale della velocità delle onde sismiche di taglio, con ripetuti passaggi repentini tra orizzonti ad alta e bassa velocità, fino agli ultimi metri in prossimità della superficie.

Infine, gli studi geologici di secondo livello hanno evidenziato che i sistemi di fratturazione cosismica che si sono sviluppati all'interno dell'abitato in occasione del sisma del 2002, cui si è associata la fascia a maggiore danneggiamento, non sono direttamente ricollegabili ad una struttura profonda che abbia accumulato rigetti verticali sul lungo periodo, tali da determinare discontinuità laterali degli orizzonti sepolti e consentire una valutazione della pericolosità basata sui parametri geometrici della struttura.

4.2 CRITERI PER LA DEFINIZIONE DEL MODELLO GEOTECNICO

M. MAUGERI

L'elaborazione dei dati geotecnici descritti nel capitolo precedente ha comportato le fasi operative di seguito elencate. Data la descrizione poco omogenea delle stratigrafie riguardanti i sondaggi, eseguiti da ditte diverse ed in tempi diversi, è stato necessario individuare un metodo di schematizzazione dei termini stratigrafici che:

- fosse applicabile a tutte le verticali;
- permettesse di riscrivere in maniera oggettiva le descrizioni soggettive dei diversi operatori;
- mantenesse il dettaglio dei sondaggi;
- non introducesse una proliferazione di termini descrittivi incontrollabile nelle successive fasi del lavoro.

A tal fine sono state individuate una serie di classi basilari e una serie di unità geotecniche, secondo le quali sono stati schematizzati tutti i sondaggi e i pozzi.

Le classi basilari sono state definite in numero volutamente ristretto, ma declinabile secondo classi intermedie, alternanze e/o intercalazioni, e specificabile con l'annotazione di caratteristiche distintive eventualmente presenti sulle colonnine dei sondaggi. Questa esigenza ha portato all'individuazione di una serie di classi basilari, secondo le quali sono state schematizzati tutti i sondaggi.

Per la schematizzazione dei terreni è stata utilizzata la terminologia normalizzata dall'Associazione Geotecnica Italiana (AGI, 1997), che utilizza le classi granulometriche e ne esprime il rapporto percentuale. Per esempio le sabbie sono state definite con la prima lettera del nome (S), mentre le quantità percentuali sono state espresse con semplici notazioni (congiunzione, virgola o parentesi). Per le lave e i litotipi particolari caratteristici dell'area, una volta individuati essi sono stati assunti come termini delle classi basilari, per poi utilizzare una schematizzazione analoga alla precedente.

I caratteri distintivi, utili anche per l'interpretazione successiva, hanno riguardato la colorazione (ad es. sabbie giallastre), la natura dei clasti o ancora la presenza di elementi capaci di fornire informazioni sulla natura del deposito (alluvionale, marino).

Nella descrizione si è operata una prima schematizzazione, consistita nel raggruppare strati adiacenti dalle caratteristiche omogenee e nell'inglobare negli strati adiacenti gli strati di spessore inferiore a 0.5 m, quando non significativi.

Il risultato dell'omogeneizzazione dei 32 sondaggi (eseguiti a Santa Venerina) attraverso la descrizione degli strati in termini di classi basilari è raccolto nell'allegato 1 al lavoro di Grasso e Motta (2010), in cui è contenuta una versione tabellare del database GIS, che contiene inoltre: l'indicazione della località, la profondità della perforazione (m.s.l.m.), le sue coordinate chilometriche (secondo il sistema Gauss-Boaga), l'eventuale presenza e profondità della falda (m.s.l.m.), l'indicazione della quota di testa e le eventuali prove geotecniche-geofisiche (sezione grafica del GIS).

4.3 MODELLO GEOTECNICO

M. MAUGERI, E. MOTTA

La elaborazione del modello geotecnico di riferimento è stata eseguita dai ricercatori del Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell'Università di Catania (allegato 8.3.1). Per la caratterizzazione geotecnica del comune di Santa Venerina sono stati eseguiti 22 sondaggi tra il 2001 e il 2004, di cui 14 sono stati eseguiti dopo il terremoto del 2002, e 10 sondaggi nel 2010. Nei sondaggi sono state eseguite 12 prove down-hole e 3 prove SDMT; sono stati altresì prelevati campioni indisturbati e rimaneggiati, sui quali sono state condotte prove di laboratorio. La profondità delle perforazioni è compresa tra 15 e 90 metri. I dati provenienti dalle stratigrafie dei sondaggi sono stati ordinati seguendo modelli litologici semplici, considerando poche classi fondamentali, come riportato nel paragrafo precedente. Ogni unità geotecnica è stata descritta attraverso i parametri determinati dalle prove eseguite all'interno dei sondaggi e sui campioni di suolo recuperati e analizzati in laboratorio, o attraverso investigazioni geofisiche.

Le unità geotecniche individuate sono riportate sinteticamente nella tabella 2 e possono così essere descritte:

- **R; Tv; Dt:** riporti (R); terreno vegetale (Tv), materiale detritico (Dt). In questa unità sono stati inseriti tutti i materiali di varia natura detritica, principalmente granulari, che costituiscono sia riporti di origine antropica che detriti. I materiali di riporto superficiale (R) ed i detriti (Dt), risultano estremamente eterogenei, sulla base della descrizione fornita nei sondaggi.
- **Sv:** Sabbia vulcanica; sabbia fine.
- **S(L)v:** Sabbie limose con elementi vulcanici. Si tratta di materiali principalmente medio - fini (sabbiosi).
- **(SC)v:** Elementi lavici costituiti da ciottoli e blocchi vulcanici in matrice sabbiosa; Sabbia e ciottoli vulcanici; Ciottoli e blocchi di natura vulcanica in matrice sabbiosa. Questi materiali sono granulometricamente costituiti da sabbie e ciottoli, con grado di cementazione variabile.
- **(SG)v:** Sabbia e ghiaia. Si tratta di depositi granulari grossolani, che presentano vari gradi di cementazione.
- **(LS)v:** Limi e sabbia di natura vulcanica.
- **X:** Lava scoriacea; roccia scoriacea intensamente fratturata; lava rifiuta; lava bollosa; lava bollosa e vacuolari; vulcanoclastiti; materiale lavico di varia origine; scorie vulcaniche; materiale lavico incoerente. In ragione della sua stessa origine, questa unità geotecnica si presenta estremamente eterogenea. Il materiale è spesso assimilabile a ghiaia e ciottoli, talvolta debolmente rinsaldati (rifiuta).

Tabella 2 Unità geotecniche individuate.

DESCRIZIONE SCHEMATICA DEI SONDAGGI	
CLASSI BASILARI	CARATTERISTICHE DISTINTIVE
R	riporto
T_v	Terreno vegetale
C	ciottoli
G	ghiaia
S	sabbie
X	lave scoriacee
V	vuoti
E	lave
L	limi
1	Lava mediamente fratturata
2	Lava molto fratturata
v	Origine vulcanica
ALTERNANZE E INTERCALAZIONI	
ESEMPIO	
G,S	intercalazione paritetica di ghiaia e sabbia
G(S)	intercalazione subordinata di sabbia in ghiaia

- **X,S:** Lave scoriacee in matrice sabbiosa.
 - **E:** Basalto compatto; basalto; basalto vacuolari; basalto mediamente compatto poco vacuolari.
 - **E₁:** Basalti compatti mediamente fratturati; poco vacuolari e a tratti fratturati; lievemente fratturato.
- E₂:** Basalto fratturato; basalto vacuolare fratturato; lava compatta più o meno fratturata; lava fratturata poco vacuolari.

Per le varie unità geotecniche riportate in tab. 2, sono stati stimati i valori dei parametri geotecnici, come riportato nella tabella 3:

Tabella 3 Unità geotecniche individuate.

<i>LITOTIPO</i>	<i>SIGLA</i>	<i>V_s(m/s)</i>	<i>γ(kN/m³)</i>
Terreno vegetale	T_V	100÷200	17÷19
Riporto	R	100÷200	17÷19
Sabbia vulcanica; sabbia fine	S_V	540÷740	19.8÷20.8
Sabbia e ghiaia	SG	540÷740	19.8÷20.8
Sabbie limose con elementi vulcanici	(S_L)_V	540÷740	19.8÷20.8
Elementi lavici costituiti da ciottoli e blocchi vulcanici in matrice sabbiosa; Sabbia e ciottoli vulcanici; Ciottoli e blocchi di natura vulcanica in matrice sabbiosa	(SC)_V	540÷740	19.8÷20.8
Limi e sabbia di natura vulcanica	(LS)_V	540÷740	19.8÷20.8
Lava scoriacea; roccia scoriacea intensamente fratturata; lava rifiuta; lava bollosa; lava bollosa e vacuolari; vulcanoclastiti; materiale lavico di varia origine; scorie vulcaniche; materiale lavico incoerente	X	200÷400	18÷18.5
Lave scoriacee in matrice sabbiosa	X,S	200÷400	18÷18.5
Basalto compatto; basalto; basalto vacuolari; basalto mediamente compatto poco vacuolare	E	1100÷1500	22÷24
Basalti compatti mediamente fratturati; poco vacuolari e a tratti fratturati;lievemente fratturato	E₁	740÷1100	22÷24
Basalto fratturato; basalto vacuolare fratturato; lava compatta più o meno fratturata; lava fratturata poco vacuolare	E₂	400÷540	22÷24

Per la valutazione della risposta sismica locale, oltre ai valori del peso dell'unità di volume e della V_s riportati in tab.3, per quanto riguarda il decadimento del modulo di elasticità trasversale $G\gamma$ e dell'incremento di smorzamento $D\gamma$ al variare della deformazione angolare, si è fatto riferimento ai valori determinati con prove di colonna risonante riportate al paragrafo 3.3.

CAPITOLO 5. ANALISI DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

5.1 DEFINIZIONE DELL'INPUT SISMICO

S. GRESTA, D. PATANE', M. MAUGERI

Al fine di calcolare la risposta sismica locale in superficie sono stati utilizzati inizialmente tre accelerogrammi, di cui due di forte intensità ma lontani ed uno di media intensità, ma vicino. Per i terremoti lontani sono stati considerati: l'accelerogramma sintetico dello scenario tipo 1693 (Fig. 34) scalato al sito di Santa Venerina (Fig. 35), l'accelerogramma sintetico dello scenario tipo 1818 (Fig. 36), scalato al sito di Santa Venerina (Fig. 37); per i terremoti vicini è stato considerato l'accelerogramma del sisma del 29 ottobre 2002 scalato al sito di Santa Venerina (Fig. 38). Dai risultati ottenuti in termini di risposta sismica locale è stato notato che i terremoti forti ma lontani danno un minore risentimento a Santa Venerina rispetto a quello medio ma vicino. Inoltre gli accelerogrammi sintetici dei terremoti del 1693 e del 1818 non si possono ritenere né tipici né significativi per le zone colpite dalla sequenza sismica del 2002, sia per meccanismo focale sia perché distanti dalle zone oggetto di studio. Per quanto riguarda il terremoto del 2002, registrato nella stazione di Tondo Gioeni a Catania, permangono incertezze della effettiva accelerazione verificatasi a Santa Venerina a causa della eccessiva distanza tra Tondo Gioeni e Santa Venerina. Pertanto si è preferito fare riferimento all'accelerogramma (BL030) della sequenza sismica 2005-2006 registrato a Santa Venerina in data 21/10/2005 alle ore 22.12.47, Lat. 37.663 Long. 15.130, Depth 5.0 Km Fixed, $M_L=3.2$, $a_{max}=0.08g$ e successivamente scalato al valore $a_{max}=0.20g$ corrispondente al valore di magnitudo $M=4.4$ della scossa principale del 2002 (Fig. 39).

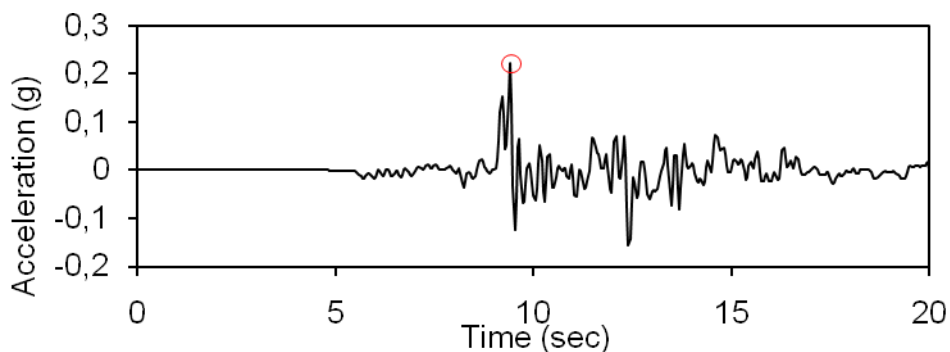


Figura 34. Accelerogramma sintetico del terremoto dell'11-01-1693 ($a_{max} = 0,221 g$).

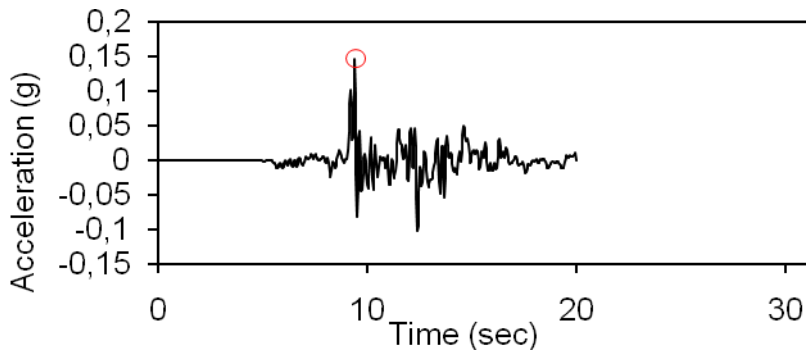


Figura 35. Accelerogramma sintetico scalato del terremoto dell'11-01-1693 ($a_{max} = 0,147$ g).

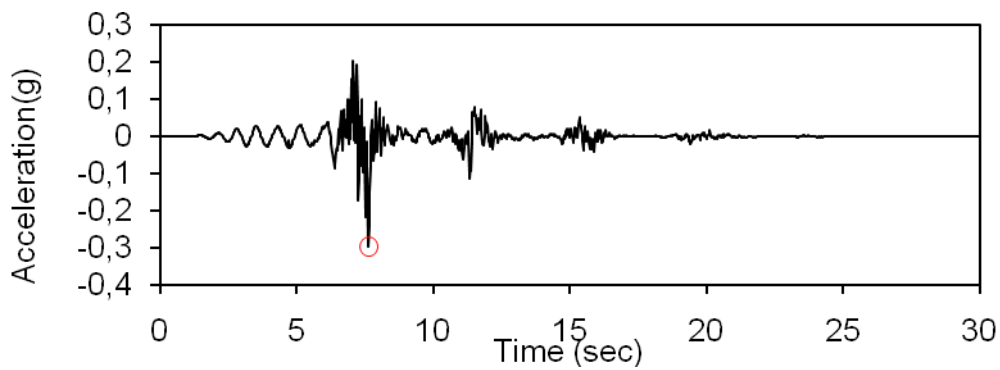


Figura 36. Accelerogramma sintetico del terremoto del 20-02-1818 ($a_{max} = 0,297$ g).

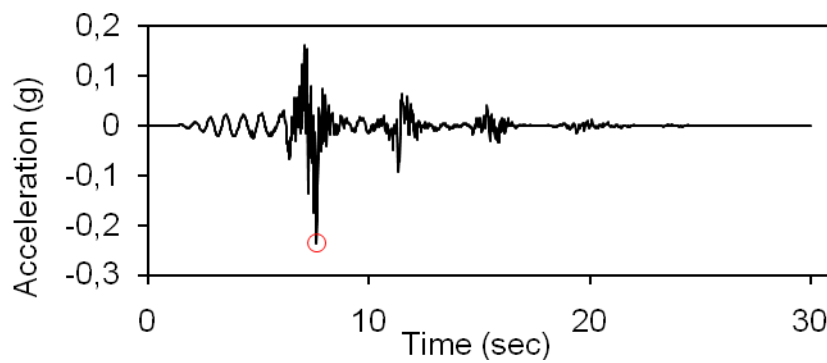


Figura 37. Accelerogramma sintetico scalato del terremoto del 20-02-1818 ($a_{max} = 0,236$ g).

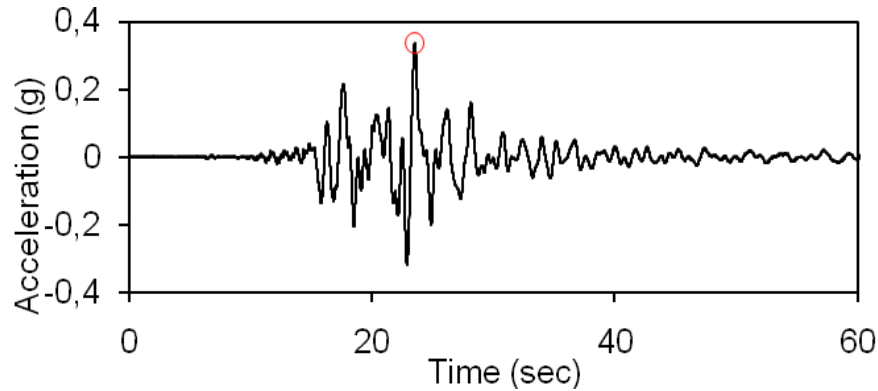


Figura 38. Registrazione accelerometrica del terremoto del 29-10-2002 scalata ($a_{max} = 0,338$ g).

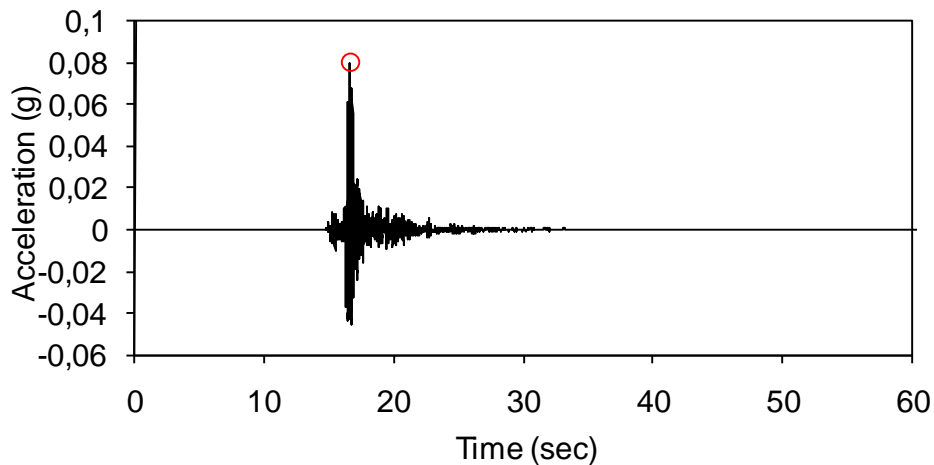


Figura 39. Registrazione accelerometrica del terremoto del 21-10-2005 ($a_{max} = 0.08$ g).

5.2 CODICE DI CALCOLO

M. MAUGERI

Uno dei primi codici sviluppati allo scopo di valutare le amplificazioni dovute agli effetti locali, è stato SHAKE che è basato sulle soluzioni delle propagazioni delle onde di taglio. SHAKE assume che il comportamento ciclico del terreno può essere simulato usando un modello lineare equivalente, come è scritto nella letteratura. È un programma modificato molte volte; SHAKE91 è una delle versioni più recenti (Idriss and Sun, 1992). Nel 1998 nasce il programma EERA (Bardet et al., 2000), codice che in maniera del tutto simile a SHAKE esegue analisi lineari equivalenti in tensioni totali. EERA (Equivalent linear Earthquake site response analyses of layered soil deposits) utilizza uno schema

iterativo del tutto analogo a quello del più noto SHAKE. Esso richiede come dati di input le curve che esprimono la variazione del modulo di taglio normalizzato G/G_0 e dello smorzamento D con la deformazione di taglio γ , nonché il profilo della rigidità a taglio iniziale con la profondità. Di seguito si parlerà del programma facendo una premessa sul tipo di analisi che sta alla base dello stesso. Il modello lineare equivalente studia il comportamento tensione-deformazione del terreno basandosi sul modello di Kelvin-Voigt, illustrato (Fig. 40).

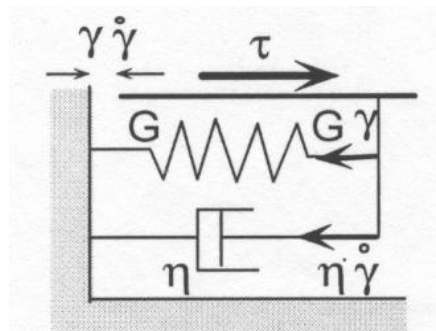


Figura 40. Rappresentazione schematica del modello tensione – deformazione in un modello lineare equivalente.

Relazioni tra tensioni e deformazioni in un modello monodimensionale

Nel suddetto modello la tensione τ dipende dalla deformazione γ e dalla sua derivata γ' , secondo la relazione:

$$\tau = G\gamma + \eta\dot{\gamma} \tag{4}$$

dove G è il modulo di taglio e η è la viscosità.

In un sistema monodimensionale, la deformazione e la sua derivata, sono definite in base allo spostamento orizzontale $u(z,t)$, alla profondità z ed al tempo t secondo le relazioni:

$$\gamma = \frac{\partial u(z,t)}{\partial z} \quad \text{e} \quad \dot{\gamma} = \frac{\partial \gamma(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial^2 u(z,t)}{\partial z \partial t} \tag{5}$$

Nel caso di moto armonico, lo spostamento e i valori di γ e $\dot{\gamma}$ sono:

$$\left. \begin{aligned} u(z,t) &= U(z)e^{i\omega t} \\ \gamma(z,t) &= \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = \Gamma(z)e^{i\omega t} \end{aligned} \right\} \tag{6}$$

$$\gamma'(z, t) = i\omega\gamma(z, t)$$

dove $U(z)$ e $G(z)$ sono rispettivamente le ampiezze dello spostamento e la deformazione a taglio. Usando le formule appena scritte, la relazione (5) in caso di carichi armonici diventa:

$$\tau(z, t) = \Sigma(z) e^{i\omega t} = (G + i\omega\eta) \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = G^* \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = G^* \gamma(z, t) \quad (7)$$

dove G^* è il modulo a taglio complesso e $\Sigma(z)$ è l'ampiezza della tensione da taglio.

Dopo aver introdotto il rapporto critico di smorzamento ξ tale che $\xi = \frac{\omega\eta}{2G}$, il modulo di taglio

complesso diventa:

$$G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\xi) \quad (8)$$

L'energia dissipata W_d durante un ciclo completo di carico è uguale a:

$$W_d = \oint_{\omega} \tau d\tau \quad (9)$$

In caso di carico armonico a deformazioni controllate di ampiezza γ_c (es. $\gamma(t) = \gamma_c e^{i\omega t}$), l'equazione (13) diventa:

$$W_d = \int_t^{t+2\pi/\omega} \text{Re}[\tau(t)] \text{Re}\left[\frac{d\gamma}{dt}\right] dt \quad (10)$$

dove sono considerate solo le parti reali di τ e γ' . Usando la (8), le parti reali di τ e γ' sono:

$$\left. \begin{aligned} \text{Re}[\tau(t)] &= \gamma_c (G \cos \omega t - \omega\eta \sin \omega t) \\ \text{Re}\left[\frac{d\gamma}{dt}\right] &= -\gamma_c \omega \sin \omega t \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Si ottiene così:

$$W_d = \frac{1}{2} \omega \gamma_c \int_t^{t+2\pi/\omega} [-G \sin 2\omega t + \omega\eta (1 - \cos 2\omega t)] dt = \pi \omega \eta \gamma_c^2 \quad (12)$$

La massima energia immagazzinata nel sistema è:

$$W_s = \tau_c \gamma_c = \frac{1}{2} G \gamma_c^2 \quad (13)$$

Il rapporto critico di smorzamento ξ può essere espresso in termini di W_d e W_s come segue:

$$\xi = \frac{W_d}{4\pi W_s} \quad (14)$$

L'approccio lineare equivalente consiste nel modificare il modello di Kelvin - Voigt. Il comportamento non lineare dei terreni durante un ciclo di carico è approssimato come mostrato in Fig. 41. Il modulo di taglio equivalente G è preso considerando il modulo di taglio secante G_s . Come mostrato dalla (Fig. 58a) alla fine di un ciclo controllato e simmetrico di tensioni si ha:

$$G_s = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (15)$$

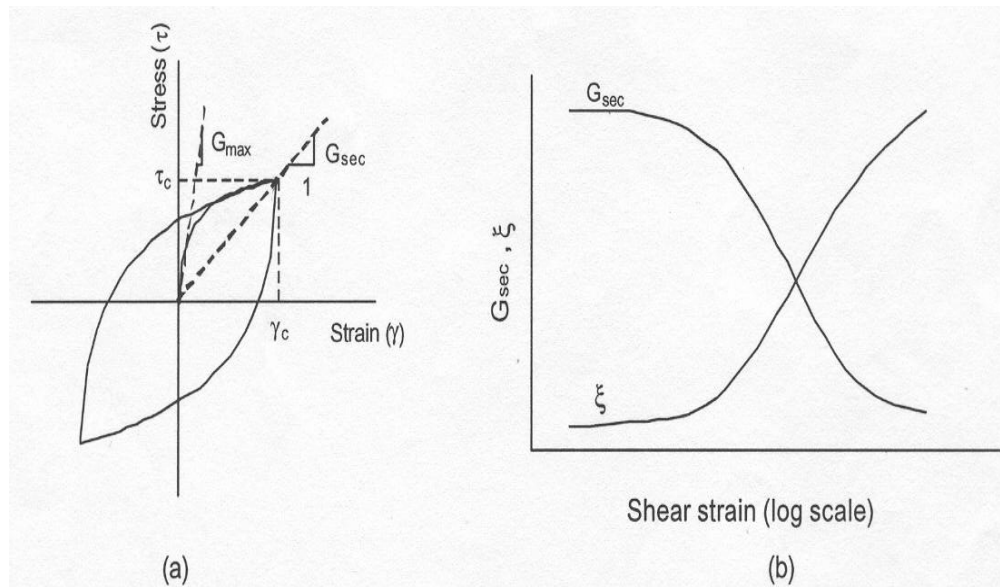


Figura 41. Modello lineare equivalente: (a) curve tensioni - deformazioni; (b) variazione del modulo secante G_{sec} e del rapporto di smorzamento con γ .

La (Fig. 41b) mostra invece il comportamento dei materiali. La curva $G_s-\gamma$ non può avere una forma arbitraria ma deriva dalla curva tensione-deformazione e vale la relazione:

$$\frac{d\tau}{d\gamma} = G_s(\gamma) + \frac{dG_s}{d\gamma_c} \gamma \geq 0 \quad (16)$$

Nel caso che la curva $G_s-\gamma$ sia specificata da una serie di punti, l'equazione (16) diventa:

$$\frac{\Delta G_s}{G_{max}} \geq - \frac{G_s(\gamma)}{G_{max}} \frac{\Delta \gamma}{\gamma} \quad (17)$$

dove ΔG è il decremento di G_s corrispondente ad un incremento $\Delta \gamma$ di γ , e G_{max} è il massimo valore di G_s . L'equazione è equivalente alla relazione:

$$\frac{G_{i+1}}{G_i} \geq 2 - \frac{\gamma_{i+1}}{\gamma_i} \quad (18)$$

In (Fig. 42) il modello lineare equivalente mette in evidenza la variazione del modulo di taglio e del rapporto di smorzamento, al variare di γ .

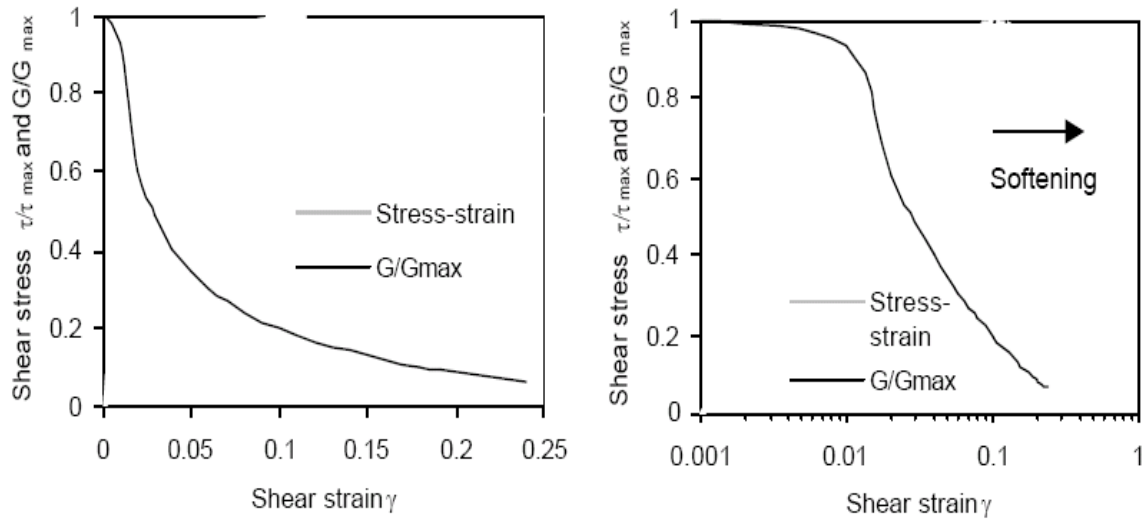


Figura 42. Esempio di curve di piccole deformazioni di τ/τ_{max} e G/G_{max} .

Ulteriori relazioni sono necessarie per specificare gli effetti della frequenza sulle relazioni tra tensioni e deformazioni. A tale scopo, sono stati proposti due modelli base: modello 1 e modello 2, descritti di seguito.

Il modello 1 è stato usato nella versione originale dello Shake. Tale modello assume che ξ sia costante ed indipendente da ω , il che implica che anche il modulo complesso G^* sia indipendente da ω . L'energia dissipata durante un ciclo di carico è:

$$W_d = 4\pi W_s \xi = 2\pi \xi G \gamma_c^2 = \pi \eta \gamma_c^2 \omega \quad (19)$$

Da cui si vede che l'energia dissipata aumenta linearmente con ξ ed è indipendente da ω . La (Fig. 43) mostra la variazione di $|G^*|/G$ con ξ .

Le ampiezze dei moduli di taglio complessi e reali sono in relazione attraverso la:

$$|G^*| = G \sqrt{1 + 4\xi^2} \quad (20)$$

dove $|G^*|$ aumenta con ξ .

Il modello 2 è usato in Shake91; esso assume che il modulo di taglio complesso è funzione di ξ attraverso la relazione:

$$G^* = G \left\{ (1 - 2\xi^2) + 2\xi i \sqrt{1 - \xi^2} \right\} \quad (21)$$

La (Fig. 44) mostra la variazione dell'energia dissipata con ξ .

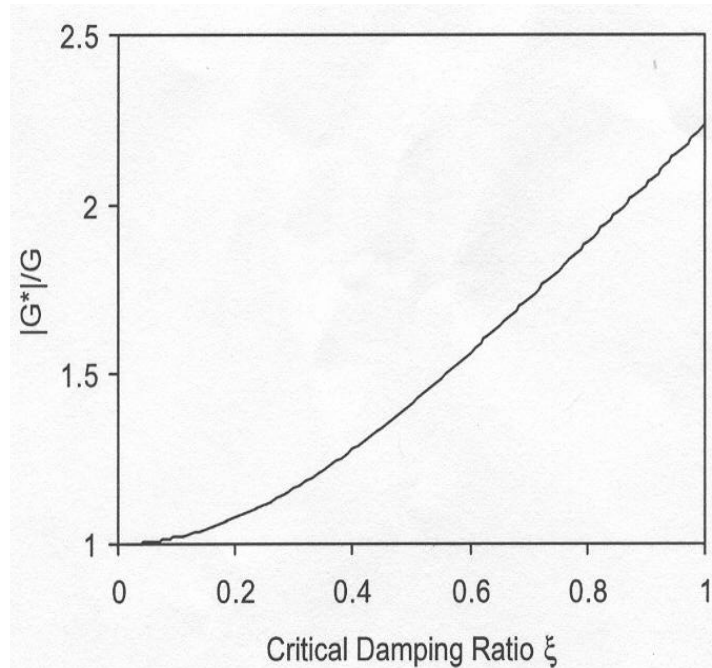


Figura 43. Variazione del modulo di taglio complesso con il rapporto critico di smorzamento (modello1).

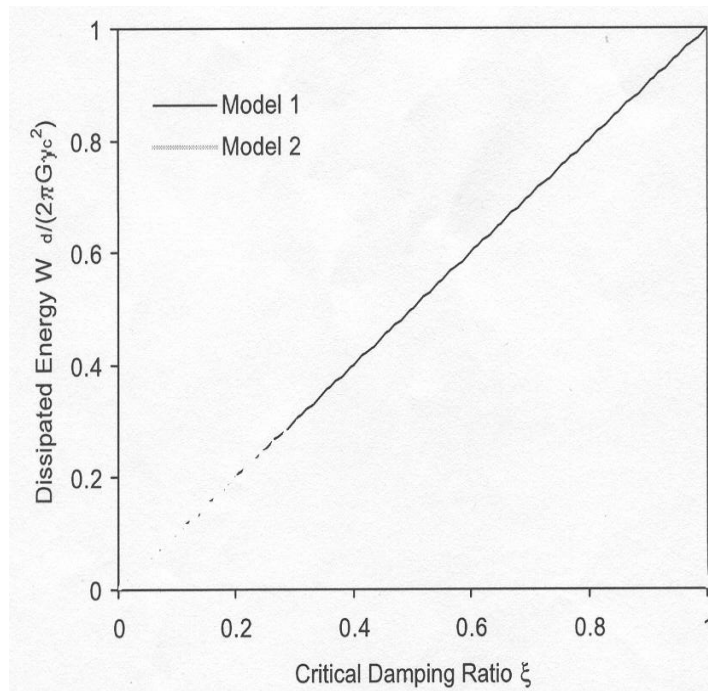


Figura 44. Variazione dell'energia dissipata durante un ciclo di carico in funzione del rapporto critico di smorzamento per i modelli 1 e 2.

L'energia dissipata durante un ciclo di carico è:

$$W_d = \frac{1}{2} \omega \gamma_c \int_t^{t+2\pi/\omega} 2G\xi \sqrt{1-\xi^2} dt = 2\pi G\xi \sqrt{1-\xi^2} \gamma_c^2 \quad (22)$$

Analisi monodimensionale del comportamento del terreno

In (Fig. 45) è schematizzato il modello monodimensionale equivalente lineare. La figura mostra la propagazione di onde di taglio armoniche in un sistema monodimensionale stratificato.

L'equazione del moto monodimensionale per la propagazione delle onde è:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (23)$$

dove ρ è la densità di ogni strato.

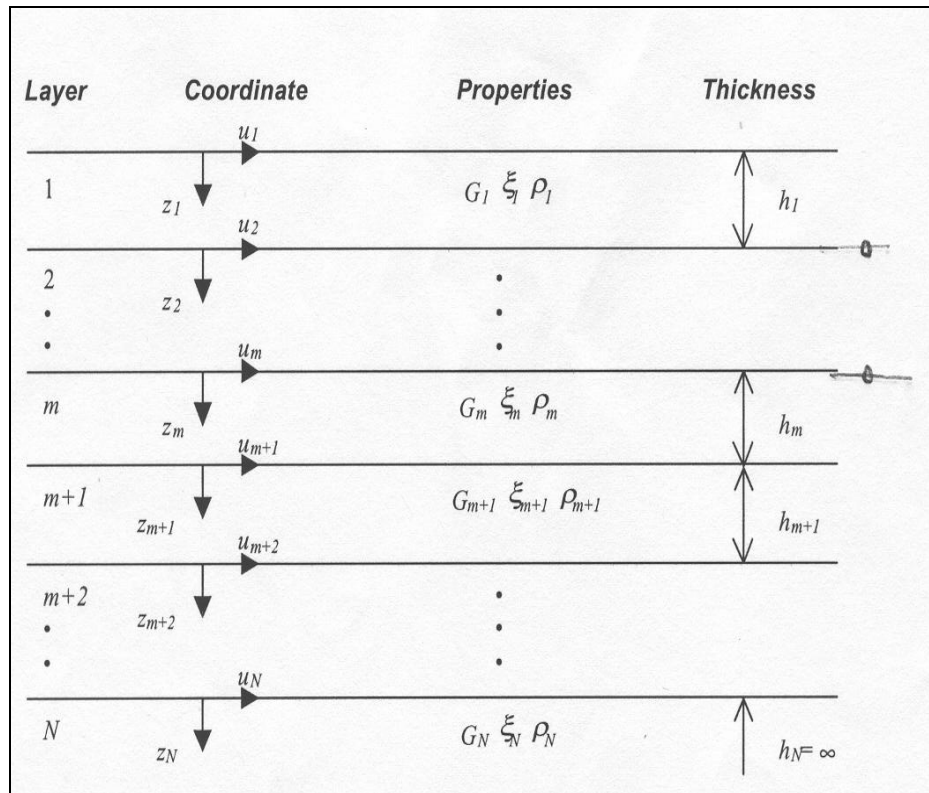


Figura 45. Schema monodimensionale per un deposito

5.3 RISPOSTA SISMICA LOCALE

M. MAUGERI, E. MOTTA

Il fenomeno di vibrazione prodotto da un evento sismico in un sito è il risultato della propagazione a distanza dalla sorgente di *onde di volume e di onde di superficie*. Le prime, attraversano in profondità ammassi di roccia lapidei ed in superficie, in genere, interessano formazioni di terreni sciolti (Fig. 46).

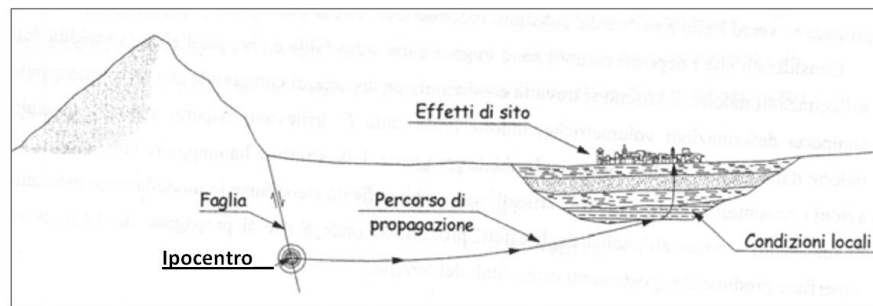


Figura 46. Percorso di propagazione delle onde sismiche dalla sorgente al sito.

Le onde sismiche associate a stati deformativi di compressione-dilatazione volumetrica sono dette *onde P* e si propagano con velocità V_P , in campo elastico, pari a:

$$V_P = \sqrt{\frac{M_V}{\rho}} \quad (24)$$

(dove M_V = modulo di rigidezza a compressione monodimensionale, ρ = densità del mezzo) e direzione parallela allo spostamento dell'elemento di volume investito dall'onda.

Le onde connesse a fenomeni deformativi di tipo distorsionale sono invece caratterizzate da velocità di propagazione V_S in campo elastico, pari a:

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (25)$$

(dove G =modulo di rigidezza a taglio del materiale, ρ = densità del mezzo) e direzione perpendicolare allo spostamento dell'elemento di volume investito dall'onda.

Dalle (24) e (25), considerata la limitata variabilità in natura di densità di terreni e rocce, consegue che le onde sismiche si propagano nel sottosuolo con velocità proporzionale alla rigidità del materiale attraversato.

Giunti in superficie, possono generare *onde superficiali* che sono di due tipi: *onde di Rayleigh* (R) e *onde di Love* (L). Le onde superficiali di *Rayleigh* hanno velocità V_R di poco inferiore alla velocità delle onde di taglio V_S e producono vibrazioni in piani verticali caratterizzati da componenti parallele e perpendicolari alla direzione dell'onda. Le onde di *Love* si muovono in direzione ortogonale alla superficie, a serpentina, e sono paragonabili alle onde di taglio.

Qualunque sia la successione delle formazioni attraversate dalle onde di volume, in genere, la velocità, la densità e l'inclinazione degli strati diminuiscono lungo il percorso. Ne consegue quindi che, avvicinandosi alla superficie, l'onda segue un percorso curvilineo che va progressivamente accostandosi alla verticale, mentre gli spostamenti aumentano di intensità. Tenuto conto che i sottosuoli naturali sono in gran parte sotto falda e che, per la rapidità delle azioni, ci si trova in condizioni di drenaggio impedito, il fenomeno sismico determina deformazioni volumetriche (indotte dalle *onde P*) trascurabili rispetto a quelle distorsionali (indotte dalle *onde S*). Risulta quindi giustificato in via approssimata ricondurre la modellazione meccanica di un fenomeno sismico all'analisi degli effetti prodotti da un insieme di *onde S* che si propagano verso l'alto con un campo di spostamenti del terreno prodotti dalle onde di taglio. Questa assunzione è altresì giustificata dal fatto che dal punto di vista ingegneristico, il moto più significativo, ai fini della verifica sismica dei manufatti, è quello orizzontale, corrispondente agli spostamenti del terreno prodotti dalle *onde S*.

Il moto sismico generato da un sisma in un determinato sito in condizioni free-field, (cioè per terreno libero, in assenza di manufatti), dipende sostanzialmente da tre fattori: il meccanismo focale del terremoto, la trasmissione delle onde dall'epicentro al sito con relative trasformazioni ed attenuazioni, ed infine la trasmissione del segnale sismico da una formazione rocciosa di base detta bedrock alla superficie, attraverso le stratificazioni di terreni sciolti che ricoprono il bedrock.

L'insieme delle modifiche in termini di ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico relativo ad una formazione rocciosa di base subisce, attraversando gli strati di terreno sovrastanti fino alla superficie, è indicato, da un punto di vista strettamente fisico, con il termine di *risposta sismica locale o effetti di sito*.

La valutazione quantitativa della risposta sismica locale può quindi effettuarsi sulla base del confronto tra le diverse grandezze rappresentative del moto sismico alla superficie del terreno e quello di riferimento (roccia di base o affiorante), nel dominio nel tempo o in quello delle frequenze.

La risposta sismica locale di un dato sito può essere valutata attraverso metodi diversi tra i quali non è possibile individuarne uno efficace in assoluto, in quanto ciascuno di essi presenta specifici vantaggi e controindicazioni.

I principali metodi per la valutazione della risposta sismica locale possono essere suddivisi in:

- metodi sperimentali
- metodi empirici
- metodi approssimati
- metodi numerici

I *metodi sperimentali* permettono di effettuare la valutazione della risposta sismica locale a partire dall'analisi delle registrazioni di segnali sismici che possono essere generati da terremoti ad elevato contenuto energetico (strong motion), da terremoti deboli (weak motion), da sorgenti sismiche artificiali (esplosioni), da disturbi ambientali e naturali (microtrempi).

La valutazione quantitativa degli effetti di sito può essere condotta con tecniche basate sull'impiego di rapporti spettrali. Possono essere valutati i rapporti spettrali del sito in studio rispetto ad un sito di riferimento (ad esempio tecnica *SSR Standard Spectral Ratio*) oppure possono essere valutati i rapporti spettrali fra la componente orizzontale e quella verticale nel sito in esame (ad esempio tecnica *HVSR Horizontal to Vertical Spectral Ratio* e *metodo di Nakamura*). I metodi sperimentali considerano l'effetto della sollecitazione sismica nelle tre dimensioni e tengono implicitamente conto di tutti gli effetti di sito. Hanno un costo relativamente contenuto ed il loro impiego è limitato prevalentemente ad eventi di bassa o bassissima energia (weak motion e microtrempi) e quindi valutano la risposta sismica del sito in studio soltanto a bassissimi livelli deformativi cioè unicamente in campo lineare. L'acquisizione di dati ad elevato contenuto energetico (strong motion), per la valutazione degli effetti di sito anche in campo non lineare, è dal punto di vista pratico molto onerosa in quanto richiede l'installazione e la manutenzione della strumentazione per periodi di tempi anche molto lunghi.

I *metodi empirici* sono costituiti da relazioni, elaborate sulla base di un vasto numero di osservazioni strumentali, che correlano varie caratteristiche del moto sismico con le condizioni geologiche e/o geotecniche del sito di interesse. Sono metodi pratici e a bassissimo costo, nel caso in cui si disponga

di registrazioni sismiche per il sito di interesse. Nel caso non si disponga di tali registrazioni e si adottano osservazioni strumentali registrate in altri siti, non sempre si può tenere in debito conto dei reali fenomeni fisici che possono manifestarsi nel sito di interesse.

I *metodi approssimati* consistono nell'applicazione di relazioni ricavate sulla base di soluzioni analitiche del problema della risposta sismica locale. Essi rappresentano un buon compromesso tra i metodi empirici ed i più sofisticati metodi numerici, soprattutto per quelle applicazioni in cui le analisi numeriche non sono giustificate.

I *metodi numerici* simulano, mediante codici di calcolo, la propagazione 1D, 2D o 3D delle onde sismiche dal basamento roccioso fino in superficie, e consentono di modellare in modo dettagliato situazioni anche complesse dal punto di vista della geometria e della stratigrafia del problema. I metodi numerici possono essere impiegati per previsioni quantitative dettagliate, fornendo come output le storie temporali di pressoché tutte le grandezze ma richiedendo come input una conoscenza approfondita della geometria del sito e delle proprietà geotecniche dei terreni, in particolare delle leggi sforzo-deformazione in campo non lineare.

In linea generale la scelta della procedura da utilizzare dipende dalle finalità e dall'importanza dello studio, dalle prestazioni che il sistema geotecnico deve garantire nei confronti del terremoto di riferimento e dalla qualità dei dati geotecnici e sismici disponibili.

Per la microzonazione sismica di Santa Venerina, si disponeva di un sismogramma registrato nel sito di interesse (registrazione BL030 di cui al paragrafo 5.1). Tale registrazione è stata scalata alla magnitudo $M= 4.4$ registrata durante la scossa del 29 ottobre 2002.

Per la caratterizzazione geotecnica del terreno, si disponeva di prove in sito (Cross Hole, SDMT e prove geofisiche (riportate al capitolo 3); si disponeva altresì delle prove di laboratorio riportate al paragrafo 3.3. per la determinazione dei parametri dinamici del terreno e del suo comportamento non lineare.

Le prove geofisiche di tipo MASW, tomografie sismiche e misure di microtremore (vedi paragrafo 3.2) sono state utilizzate per la determinazione della velocità delle onde di taglio e per la determinazione delle frequenze predominanti nei terreni. Per la determinazione della risposta sismica locale sono stati utilizzati metodi numerici 1-D in campo non lineare, come riportato al paragrafo 5.3.

CAPITOLO 6. CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA

6.1 CARTA E SEZIONI GEOLOGICHE

S. CATALANO, S. GRESTA

A compimento degli studi geologici del secondo livello di approfondimento è stata redatta, da parte di ricercatori del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Catania, una carta geologica alla scala 1:2500, integrato da profili geologici e litotecnici di dettaglio. La copertura geologica di dettaglio è stata ristretta alla sola area del territorio comunale in cui ricadono i dati di sottosuolo disponibili. I nuovi vincoli geologici adottati nel corso degli studi di secondo livello, ottenuti in seguito all'acquisizione delle stratigrafie delle perforazioni geognostiche e dei risultati delle prospezioni geoelettriche e delle tomografie sismiche, hanno permesso di ottenere un buon dettaglio della stratigrafia degli ultimi metri prossimi alla superficie in tutta l'area del centro storico, rappresentata in una serie di profili litotecnici, redatti alla scala 1.2500 (allegato 8.2.2).

Nel corso degli studi geologici di secondo livello è stata redatta, per un territorio più ampio, una carta geologica alla scala 1:5000 (allegato 8.2.4). Questa è stata corredata da 9 profili geologici disposti secondo una griglia a maglie irregolari, ubicati in funzione della localizzazione dei nuovi sondaggi geognostici, tale da consentire anche una fedele ricostruzione 3D dei singoli elementi morfologici e strutturali di sottosuolo in essi raffigurati. Nei tratti di profilo attraverso le aree che non sono state oggetto di indagini dirette o indirette di sottosuolo, permangono notevoli gradi di incertezza per quanto attiene le variazioni laterali degli spessori delle diverse unità rappresentate, fermo restando l'elevata affidabilità delle geometrie complessive vincolate con i dati di superficie e le informazioni da aree adiacenti. In particolare nei profili geologici è evidenziato il ruolo primario giocato dalla presenza della faglia normale, orientata NE-SW, sepolta nel settore orientale dell'abitato. La struttura non solo separa successioni stratigrafiche a diverso sviluppo verticale, ma influenza in generale l'assetto geometrico del sottosuolo, con il massimo di culminazione delle successioni coinvolte al letto della faglia nella sua porzione centrale ed una chiara depressione degli strati sia in direzione delle terminazioni che trasversalmente alla struttura. In tutto il letto della struttura, le lave oloceniche mostrano spessori non superiori a 30 metri. Successioni oloceniche più spesse sono riconoscibili laddove alle lave si intercalano ingenti volumi di depositi alluvionali, come nel caso dei riempimenti di valli sepolte. Nel tetto ribassato della faglia, si riconosce un chiaro ispessimento dei prodotti lavici olocenici che tendono

ad accumularsi alla base della scarpata di faglia sepolta, su una successione profonda costituita dagli orizzonti lavici suprapleistocenici, dalle lave pre-tirreniane e da spessori ridotti degli orizzonti vulcanoclastici.

La griglia dei 9 profili alla scala 1:5000 è stata utilizzata quale base per la ricostruzione del modello 3D (allegato 8.2.3) del tetto del substrato delle lave oloceniche, rappresentato da isobate riportate su una carta ad isoipse raffigurante la topografia dell'area. Il confronto tra le quote topografiche e le isobate consente in ogni punto del modello 3D una immediata restituzione degli spessori degli orizzonti lavici superficiali ad alta velocità di propagazione delle onde sismiche e della profondità della superficie di erosione al tetto del substrato vulcanoclastico, a più bassa velocità, che costituisce una discontinuità di fondamentale importanza ai fini della microzonazione, in quanto marcata da una inversione della velocità delle onde di taglio

I profili geologici alla scala 1:5000 (allegato 8.2.5) sono stati trasformati in profili litotecnici nei quali i diversi orizzonti stratigrafici sono stati raggruppati in una serie di sismostrati sovrapposti, ad ognuno dei quali è stata attribuita una velocità delle onde di taglio (V_s), ottenuta quale media dei valori misurati all'interno dello strato nel corso di indagini down-hole. Nell'esecuzione dei profili sismostratigrafici si è tenuto conto anche delle variazioni laterali delle V_s misurate all'interno dei singoli sismostrati. I dati riportati si riferiscono a misure concentrate nell'area prossima al centro abitato e generalmente confinate nei primi 30 metri di profondità. Pertanto permane un elevato grado di incertezza sui valori di velocità riportati nei livelli più profondi e per tutte le zone non direttamente interessate dalle indagini.

Il dettaglio della geometria del sottosuolo negli ultimi metri prossimi alla superficie, con una fedele ricostruzione dei complessi rapporti geometrici tra colate laviche, orizzonti alluvionali e livelli scoriacei, realizzati in corrispondenza della valle sepolta presente nel sottosuolo del centro storico, sono stati rappresentati nella serie di profili litotecnici alla scala 1:2500. Le geometrie raffigurate in questi profili sono molto ben vincolate dai dati di superficie e di sottosuolo e possono essere facilmente associate ai valori di velocità delle onde sismiche (allegato 8.2.6) di taglio, assegnati ai diversi sismostrati rappresentati nelle diverse tomografie sismiche realizzate nella stessa area. Pertanto, per tutta l'area del centro storico, il dettaglio del dato geologico e la disponibilità di dati geofisici garantiscono la possibilità di una notevole precisione nella ricostruzione del comportamento sismico degli strati più superficiali, decisivi per la valutazione degli effetti di sito in caso di sisma. La complessità delle geometrie, la presenza di notevoli discontinuità sia laterali che verticali dei sismostrati, associate a numerose inversioni di velocità non sono direttamente riconducibili a modelli e

parametri di risposta di sito già codificati e richiederebbero, pertanto, un ulteriore livello di approfondimento da dedicare prioritariamente alla stesura e verifica di nuovi modelli e parametri da riferire alla realtà geologica riscontrata.

6.2 CARTA DI MICROZONAZIONE DEL FATTORE DI AMPLIFICAZIONE SISMICA NELL'INTERVALLO DI FREQUENZE 4-6 Hz

M. MAUGERI, E. MOTTA

Le carte di microzonazione sismica possono comprendere carte di distribuzione areale delle accelerazioni, delle velocità e degli spostamenti. Tali carte dipendono in modo significativo dall'ampiezza in termini di spostamento, velocità ed accelerazione del terremoto di riferimento applicato al bedrock, nonché dalla frequenza predominante e dalla durata di tale terremoto; dipendono altresì dal modello geotecnico del terreno riportato nel paragrafo 4.3 (allegato 8.3.1) Inoltre è possibile rappresentare le carte in relazione alla frequenza richiesta, che dipende dalle frequenze degli edifici prevalenti.

È possibile rappresentare nella carta di microzonazione anche il valore della amplificazione sismica locale, indicato con S_s dalla Normativa vigente per le costruzioni (NTC, 2008). Tale valore è anch'esso dipendente dal campo di frequenze considerato. Le linee guida nazionali per la microzonazione consigliano di rappresentare le carte di microzonazione della amplificazione sismica locale in corrispondenza di un intervallo di frequenza a cavallo del periodo per il quale si verifica l'accelerazione massima. Per esempio, nel caso in cui l'accelerazione massima si verifica per un periodo di 1 sec, la amplificazione sismica locale deve essere valutata come media dei valori compresi nell'intervallo 0.5s-1.5s (vedi paragrafo 2.2).

La carta di microzonazione sismica più significativa ottenuta per il Comune di Santa Venerina, caratterizza quindi con valori numerici le microzone sismicamente omogenee in termini di fattore di amplificazione sismica locale FA (vedi paragrafo 2.2). Nella carta di microzonazione riportata nell'allegato 8.3.2 in relazione all'input sismico relativo alla registrazione del 21/10/2005 ed in relazione alla peculiarità dei terreni vulcanici, il fattore di amplificazione in accelerazione (FA), è stato valutato come media dei valori ottenuti per le frequenze comprese tra 4 Hz e 6 Hz.

6.3 CARTA DI MICROZONAZIONE DEL FATTORE DI AMPLIFICAZIONE SISMICA E DELLE FRATTURE

M. MAUGERI, S. GRESTA

Nell'allegato 8.3.2 viene riportata la carta del Fattore di Amplificazione per gli effetti litostratigrafici in accelerazione (FA) del Comune di Santa Venerina. La procedura utilizzata per la mappatura delle diverse microzone ha previsto la suddivisione in quattro principali classi di valori medi per le frequenze comprese tra 4 Hz e 6 Hz del Fattore di Amplificazione per gli effetti litostratigrafici in accelerazione (FA). Precisamente si è fatto riferimento alle classi di valori medi: FA = 1.5 (colore giallo), FA = 2 (colore arancione), FA = 3 (colore arancione scuro); FA = 4 (colore rosso). I valori medi di FA sono stati calcolati all'interno della griglia quadrata di lato 40 m implementata nel sistema ArcView GIS 3.02a. Per valutare il fattore di amplificazione si è fatto riferimento alla stratigrafia dei sondaggi disponibili ed alle altre prove in sito, nonché al modello geologico dell'area urbana del Comune di Santa Venerina (vedi paragrafi 4.1 e 6.1).

Durante i terremoti più forti e durante eventi di creep asismico, si sono formate sull'Etna numerose fratture al suolo. Tra queste (Gresta, 2010), a seguito del terremoto delle ore 10:02 del 29/10/2002 (Azzaro et al., 2006) si è formata la frattura di Bongiardo, estesa circa 5.5 km, che si sviluppa per quasi due terzi nel territorio di Santa Venerina, anche se le maggiori evidenze si hanno tra Scura e San Giovanni Bosco nel Comune di Acireale. La frattura ha un andamento circa N330 e si caratterizza per la presenza di discontinuità orientate circa N10-20 tra Acqua Bongiardo e Scura che diventano, nella parte meridionale, N330-340. Data la rilevanza delle fratture che sono numerose, anche se di minore apertura, nel centro abitato di Santa Venerina, nell'allegato 8.3.3, unitamente alla microzonazione del fattore di amplificazione sismica locale sono riportate anche le fratturazioni che hanno interessato il centro abitato di Santa Venerina.

Infine nell'allegato 8.3.4 sono riportati nella medesima carta il fattore di amplificazione, le fratture ed il danno rilevato a seguito del terremoto. Da tale carta si evince che il danno maggiore si è avuto nelle zone a maggiore amplificazione e nelle zone dove sono concentrate le fratture.

CAPITOLO 7. CONCLUSIONI

M. MAUGERI, S. GRESTA

La microzonazione del centro abitato di Santa Venerina ha richiesto numerose indagini in relazione alla complessità del modello geologico e del modello geotecnico di riferimento, nonché per i marcati fenomeni di amplificazione sismica locale e di fratturazione al suolo.

Innanzitutto lo studio di microzonazione ha preso il via sulla base delle linee guida redatte dal comitato scientifico prima che fossero redatte le linee guida nazionali per la microzonazione sismica: “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome”. Tuttavia gli studi di microzonazione sono stati aggiornati sulla base delle linee guida nazionali, pur tenendo conto delle peculiarità della zona etnea.

Per quanto riguarda le indagini, sono state eseguite a Santa Venerina: sondaggi e prove SPT all’interno dei sondaggi; prove geofisiche comprendenti prove Down Hole, tomografie sismiche, tomografie elettriche, MASW, MAN e misure di noise; prove con Dilatometro Sismico Marchetti. Sono state altresì eseguite prove di laboratorio costituite da: prove di classificazione dei terreni; prove di taglio diretto; prove di colonna risonante per la determinazione del decadimento del modulo di elasticità tangenziale con l’incremento della deformazione angolare e per la determinazione dell’incremento di smorzamento con la medesima deformazione angolare.

Le stratigrafie ottenute dai sondaggi, spinti fino alla profondità di 90 m, ed i risultati delle prove hanno mostrato una notevole variabilità verticale e laterale del terreno, con frequenti inversioni di velocità e con difficoltà nell’individuare la profondità del bedrock convenzionale. Ciò ha reso difficile l’elaborazione del modello geologico e conseguentemente del modello geotecnico di riferimento per le successive analisi di amplificazione sismica locale.

Tali analisi, condotte con codici monodimensionali (1-D), come previsto dalla Convenzione stipulata tra Università di Catania ed il Dipartimento Regionale di Protezione Civile, hanno mostrato una notevole variabilità della amplificazione sismica locale, che mediamente è risultata significativamente superiore ai valori riportati nella Normativa NTC (2008). La variabilità dei valori di risposta sismica locale è risultata in accordo con la notevole variabilità dei suoli, evidenziata dai sondaggi e dalle prove in sito e di laboratorio.

La microzonazione sismica è stata eseguita sulla base di indagini approfondite sia a livello quantitativo che qualitativo e sulla base di modelli di calcolo lineari equivalenti per l’analisi della risposta sismica

locale; si è altresì tenuto conto delle inversioni di velocità, considerando per la stessa verticale anche gli effetti legati al diverso posizionamento del bedrock convenzionale.

Tuttavia, l'eterogeneità e la complessa geometria delle formazioni geologiche e del modello geotecnico, consigliano di approfondire lo studio di microzonazione con modelli 2-D anche in presenza di terreno pianeggiante, valutando in particolare attraverso opportuni abachi gli effetti legati alla eterogeneità verticale laterale degli strati, alla inversione di velocità, ed alla possibilità di presenza di più bedrock convenzionali posti a diverse profondità per le sezioni considerate.

Complessivamente vi è un certo accordo tra le zone di maggior danno con quelle di maggiore amplificazione locale e con le zone dove si sono verificate intense fratturazioni; in queste ultime zone il danno sembra causato più dalle fratturazioni al suolo che dagli effetti di amplificazione sismica locale.

Infine, per tener conto delle peculiarità delle zone etnee con frequenze predominanti intorno a 4-6 Hz, molto vicine ai periodi propri della maggioranza delle costruzioni (a 2 o 3 piani), la microzonazione del fattore di amplificazione sismica locale è stata valutata per tale intervallo di frequenza.

BIBLIOGRAFIA

- A.G.I. (1997). Module and Damping factors for dynamic analyses of cohesion less soils. Earthquake Eng. Res. Center. Report UCB/EERC-84/14.
- Azzaro, R. (2010). Sismicità ed effetti dei terremoti nel versante Orientale dell'Etna. Capitolo 4 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 65-79.
- Azzaro, R., D'Amico, S., Mostaccio A., Scarfi L., Tuvè T. (2006). Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia Orientale nel periodo gennaio 2002 – dicembre 2005. INGV. Quaderni di geofisica, 41, 60pp.
- Bardet, J. P., Ichii, K., and Lin, C. H. (2000). EERA: a Computer Program for equivalent-linear earthquake site response analyses of layered soil deposits, user manual, University of Southern California, 40 pp.
- Carocci C., Maugeri M. (2010). Linee Guida predisposte dal Comitato Tecnico Scientifico. Capitolo 3 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 59-64.
- Catalano, S., Tortorici, G. (2010). La carta geologica del basso versante orientale dell'Etna: nuovi vincoli geologici e geomorfologici per la ricostruzione del sottosuolo. Capitolo 7 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 113-141.
- Grasso, S., Motta, E. (2010). Interpretazione dei dati geotecnici per la microzonazione sismica dei Comuni oggetto di studio. Capitolo 8 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 143-170.
- Gresta, S. (2010). Zone di Fratturazione al suolo. Rilievo e perimetrazione. Capitolo 5 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 81-98.

- Gruppo di lavoro MS, 2008. “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome” - Dipartimento della protezione civile, Roma.
- Idriss, I. M., Sun, J. I. (1992). Shake91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits, User's Guide, University of California, Davis, California.
- Linee Guida per la riparazione, il miglioramento e la ricostruzione degli edifici danneggiati dagli eventi eruttivi e sismici del 27-29 ottobre 2002 e seguenti (2010). In: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, Appendice 2.
- Sanò, T. (2010). Le attività del Comitato Tecnico-Scientifico nell'ambito dei criteri di Microzonazione Sismica a livello Nazionale. Capitolo 2 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 49-57.
- Torrisi, A. (2010). Raccolta dati e procedure informatiche per la gestione dei dati territoriali. Capitolo 6 in: Microzonazione Sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. A cura di Raffaele Azzaro, Caterina Carocci, Michele Maugeri, Antonio Torrisi. Le Nove Muse Editrice, 2010, pp. 99-111.