



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA
DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE ED
AMBIENTALI

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra - Ciclo XXVIII

Coordinatore: Prof.ssa Agata Di Stefano

***Studi geologici di dettaglio per la definizione di modelli
bidimensionali per la valutazione della risposta sismica
locale in terreni vulcanici***

Antonio Torrisi

Tesi per il conseguimento del titolo di “*Dottore di Ricerca*”

Tutor: Prof. Stefano Catalano

INDICE

ABSTRACT	pag. 7
-----------------------	---------------

INTRODUZIONE	pag. 9
---------------------------	---------------

CAPITOLO 1

SISMICITA' ED EFFETTI DEI TERREMOTI NEL VERSANTE ORIENTALE DELL'ETNA. LA CRISI SISMICA VULCANICA DEL 2002 – 2003.

1.1	Premessa	pag. 13
1.2	Caratteristiche della sismicità: eventi regionali e sorgenti locali	pag. 14
1.3	Fratturazione cosismica e creep	pag. 19
1.4	Catalogo sismico	pag. 21
1.4.1	I terremoti principali	pag. 22
1.5	La crisi sismica – vulcanica etnea del 2002 – 2003	pag. 24
1.5.1	Eventi sismici e vulcanici: versante nord - est	pag. 25
1.5.2	Il terremoto di Santa Venerina	pag. 29
1.5.3	Eventi vulcanici: versante sud	pag. 32
1.5.4	Il terremoto di Macchia di Giarre	pag. 33
1.6	Fratturazione al suolo legata agli eventi sismici del 2002	pag. 34
1.6.1	Premessa	pag. 34
1.6.2	Rilievo delle fratture al suolo	pag. 34
1.6.3	Rilievo dei danneggiamenti nell'edilizia pubblica e privata	pag. 37

CAPITOLO 2

RACCOLTA DATI E PROCEDURE INFORMATICHE PER LA GESTIONE DEI DATI GEOLOGICI.

2.1	Introduzione	pag. 41
2.2	Studi geologico – tecnici censiti presso il DRPC	pag. 42
2.3	Sondaggi geognostici, prove in sito e di laboratorio	pag. 43

2.4	Censimento degli edifici danneggiati dagli eventi sismici del 2002 - 2003	pag. 47
2.5	Informatizzazione dei dati territoriali per applicazioni GIS	pag. 49
2.6	Strutturazione della Banca Dati	pag. 51
2.7	Rappresentazione dei dati	pag. 52
2.8	Conclusioni	pag. 52

CAPITOLO 3

LA CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE ORIENTALE ETNEO.

3.1	Introduzione	pag. 53
3.2	Inquadramento territoriale e ambiti amministrativi interessati	pag. 54
3.3	Metodologia per la stesura della Carta Geologica del versante orientale dell'Etna	pag. 58
3.4	Dati geologici di superficie	pag. 59
3.5	Vulcanostratigrafia ed evoluzione dell'Etna	pag. 60
3.6	Lineamenti tettonici dell'Etna	pag. 61
3.7	Deformazioni tettoniche e sollevamenti	pag. 63
3.8	Morfologia sub – vulcanica e controllo sulla distribuzione delle lave ...	pag. 64
3.9	Criteri morfologici per la distinzione delle differenti unità vulcano stratigrafiche dell'Etna	pag. 67
3.9.1	Terrazzi marini	pag. 67
3.9.2	Paleotopografia e depositi epiclastici	pag. 70
3.9.3	Definizione degli orizzonti morfologici guida	pag. 71
3.10	Schema delle unità vulcano stratigrafiche e relazioni con il substrato sedimentario	pag. 74
3.10.1	Substrato pre - vulcanico	pag. 76
3.10.2	Lave sub - alkaline di base	pag. 78
3.10.3	Lave pre - Tirreniane	pag. 78
3.10.4	Lave del Pleistocene superiore	pag. 80
3.10.5	Orizzonti lavici di riempimento di valli sepolte	pag. 81
3.10.6	Lave oloceniche	pag. 81
3.11	Principali lineamenti tettonici del basso versante orientale dell'Etna	pag. 82

CAPITOLO 4

MICROZONAZIONE SISMICA: PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ.

4.1	Introduzione	pag. 86
4.2	Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica	pag. 88
4.3	Dati di base per la microzonazione sismica	pag. 90
4.3.1	Dati cartografici	pag. 91
4.3.2	Dati di pericolosità di base	pag. 91
4.3.3	Dati per valutazioni delle amplificazioni	pag. 92
4.3.4	Dati per valutazioni di instabilità di versante	pag. 92
4.3.5	Dati per valutazioni della suscettibilità alla liquefazione	pag. 93
4.3.6	Dati per valutazioni delle faglie attive e capaci	pag. 93
4.3.7	Dati per valutazioni di cedimenti differenziali	pag. 93
4.4	I tre livelli di microzonazione	pag. 94
4.5	Pericolosità sismica di riferimento nel territorio nazionale e classificazione sismica regionale	pag. 97

CAPITOLO 5

RISPOSTA SISMICA LOCALE: RICHIAMI TEORICI E METODI DI VALUTAZIONE.

5.1	Introduzione	pag. 102
5.2	Le onde sismiche e la loro propagazione	pag. 104
5.3	Effetti di un terremoto	pag. 107
5.3.1	Effetti stratigrafici (1D)	pag. 109
5.3.2	Effetti di bordo (valli alluvionali)	pag. 117
5.3.3	Effetti topografici	pag. 119
5.4	Cenni sui metodi di valutazione della Risposta Sismica Locale	pag. 120

CAPITOLO 6

STIMA DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE MEDIANTE MODELLAZIONE NUMERICA.

6.1	Introduzione	pag. 123
6.2	Schematizzazione geometrica del sottosuolo	pag. 124
6.3	Caratterizzazione geotecnica del sottosuolo	pag. 126

6.3.1	Densità	pag. 126
6.3.2	Modulo di rigidezza al taglio o modulo di taglio	pag. 127
6.3.3	Smorzamento o rapporto di smorzamento	pag. 128
6.4	Il terremoto di input	pag. 130
6.5	Modellazione numerica col software STRATA	pag. 132
6.5.1	Impostazione generale e definizione del modello sismico del sottosuolo	pag. 133
6.5.2	Moto di input con segnali temporali	pag. 136
6.5.3	Esempi di output di STRATA	pag. 136

CAPITOLO 7

STUDI GEOLOGICI DI DETTAGLIO NEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE.

7.1	Introduzione	pag. 141
7.2	Definizione del modello geologico	pag. 142
7.3	Prove MASW per la determinazione del profilo delle V_s e misure di microtremore ambientale	pag. 163
7.3.1	Analisi multi-canale delle onde superficiali (MASW-attiva)	pag. 164
7.3.2	Misura del microtremore ambientale per determinare il rapporto H/V	pag. 172
7.4	Caratterizzazione dinamica dei terreni	pag. 176
7.5	Dati di input e risposta in superficie	pag. 183
7.6	Approccio semplificato per la stima della RSL	pag. 194
7.7	Considerazioni conclusive	pag. 199

CONCLUSIONI	pag. 202
--------------------------	----------

BIBLIOGRAFIA	pag. 206
---------------------------	----------

ABSTRACT

Il progetto di ricerca, i cui contenuti riguardano il versante orientale dell'area vulcanica del Monte Etna, consiste principalmente in studi geologici di dettaglio per la definizione di modelli bidimensionali ai fini della valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL).

Inizialmente l'attività di ricerca è stata incentrata sulla ricostruzione del modello geologico di questi territori, prestando particolare attenzione alla distinzione tra i terreni di copertura e quelli del bedrock.

La *Carta geologica del versante orientale dell'Etna* (scala 1:25.000) rappresenta il più importante risultato ottenuto al termine di questa fase della ricerca. Durante la realizzazione della carta, oltre le unità laviche, sono stati cartografati i depositi marini e continentali che caratterizzano la successione vulcanostratigrafica. I dati raccolti, unitamente alle indagini di sottosuolo e alle datazioni disponibili in letteratura, hanno portato all'individuazione di diversi orizzonti epiclastici. Tali depositi sono caratterizzati da una buona continuità laterale che ne consente l'uso come livelli guida nella correlazione di successioni stratigrafiche affioranti in settori diversi del vulcano. Applicando questa metodologia, le diverse unità laviche sono state definite in base alla loro posizione rispetto agli orizzonti epiclastici di riferimento.

La *Carta geologica*, corredata di dettagliate sezioni geologiche, mette in evidenza la complessità della geometria del sottosuolo etneo, dominato da una notevole variabilità sia laterale che verticale delle diverse litologie, anche a brevissima distanza.

Nella seconda fase della ricerca, dopo aver individuato alcuni siti campione da utilizzare come modelli per la comprensione dei fattori che influenzano la RSL nell'area vulcanica etnea, si è proceduto all'analisi numerica della risposta in superficie attraverso il codice di calcolo STRATA.

I risultati delle simulazioni consentono di affermare che l'amplificazione sismica in questi terreni, indipendentemente dalla profondità cui viene posto il bedrock, è principalmente governata dal contrasto d'impedenza dovuto agli strati di copertura più superficiali, con velocità delle onde di taglio V_s più basse. Le misure di noise confermano tale ipotesi considerato che non sono stati rilevati picchi di amplificazione a bassa frequenza attribuibili a contrasti d'impedenza profondi.

ABSTRACT

The research project, whose contents concern the eastern side of Mount Etna, mainly consists of detailed geological studies carried out in order to define two-dimensional models for the evaluation of the seismic response (RSL) in a volcanic area.

The first step of the study focused on the reconstruction of the geological model of the area, with particular attention to the distinction between the cover terrains and the bedrock.

The *Geological map of the eastern slope of Etna* (scale 1:25.000) is the most important result of this step. The map was implemented using a new methodological approach based on the identification of the marine and continental deposits that are interleaved within the volcanostratigraphic succession. In more detail, the new collected data, combined with subsurface information and available chronological data allow to identify several epiclastic horizons generally characterized by a wider lateral continuity than the volcanic products. The epiclastic deposits, thus, represent very useful key-markers for correlating stratigraphic successions cropping out in different sectors of the volcano. Following this methodology, the lava units are defined on the basis of their position with respect to the main epiclastic horizons.

The *Geological map*, together with several detailed geological sections, highlights the complexity of the geometry of Etna substratum, characterized by a sudden lateral and vertical changes of the lithology, even at a short distance.

The second part of the research concerned the identification of the factors that influence the RSL in the volcanic area. A numerical analysis of the surface effects caused by the seismic input in different sample sites was performed by using the computer code STRATA.

The results of this study strongly suggest that the seismic amplification observed in the analyzed terrains is not related to the depth of the bedrock, being essentially induced by the impedance contrast due to the presence of most superficial lithological horizons characterized by V_s extremely lower than the underlying ones. Noise measurements carried out in the same sites seem to confirm this hypothesis. In fact, there were no low-frequency amplification peaks related to deep impedance contrasts.

INTRODUZIONE

L'obiettivo principale della presente tesi consiste nell'avvio di studi geologici di dettaglio per la successiva definizione di modelli bidimensionali per la valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL) in terreni vulcanici.

Dal punto di vista ingegneristico questa valutazione è di fondamentale interesse per la quantificazione del rischio sismico di numerosi centri urbani ricadenti nell'area di studio, gran parte dei quali sono stati già oggetto di studi di microzonazione sismica di livello 1 curati dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile della Regione Siciliana (d'ora in avanti: DRPC).

Per ragioni sia di opportunità legate alle attività lavorative prestate dallo scrivente all'interno del DRPC, sia di interesse tecnico - scientifico dovute alle peculiarità geologiche delle coperture vulcaniche etnee, è stato scelto di inquadrare l'ambito territoriale oggetto della ricerca nel versante orientale dell'Etna.

In tale ambito, infatti, ricadono la maggior parte dei comuni interessati da studi di microzonazione sismica considerato che, tra l'altro, questi presentano un'accelerazione massima al suolo " a_g " $> 0,125g$ e, pertanto, rientrano tra i comuni del territorio nazionale che possono beneficiare dei contributi previsti dalla Legge 77/2009 (*Piano Nazionale per la Prevenzione Sismica*) che, tra l'altro, prevede l'avvio di studi di microzonazione sismica nelle aree urbanizzate e potenzialmente urbanizzabili.

In particolare il DRPC, a seguito di apposite Ordinanze di Protezione Civile (OPCM 3278/2003, 3907/2010, 4007/2012 e OCDPC 52/2013 e 171/2014) disposte ai sensi della suddetta Legge 77/2009, ha avviato la microzonazione sismica almeno di livello 1 in gran parte dei comuni dell'areale etneo, avvalendosi, tra l'altro, delle competenze e delle professionalità di ricercatori dell'Università degli Studi di Catania (Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali e Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale).

Tali studi, per i contenuti scientifici e per l'opportunità che offrono al fine di caratterizzare il territorio in funzione della capacità o meno di rispondere meglio all'azione sismica di un terremoto, rappresentano per la nostra isola uno strumento fondamentale per un'attenta e puntuale attività di pianificazione e prevenzione del rischio sismico.

I comuni dell'areale etneo nei cui territori sono stati effettuati studi di microzonazione sismica di livello 1 nel rispetto degli *Indirizzi e criteri nazionali* (documento specifico con cui realizzare gli studi contenente pure gli standard di archiviazione e di rappresentazione informatica), ricadono nel versante orientale e meridionale etneo ad eccezione di Randazzo e Biancavilla che ricadono, rispettivamente, nel versante settentrionale e occidentale.

Tra le attività di maggior rilievo affrontate nell'ambito del progetto di ricerca, la ricostruzione del modello geologico di questi territori è stata quella che ha rappresentato la fase di lavoro e di studio maggiormente impegnativa e di difficile lettura scientifica.

In questa fase particolare attenzione è stata prestata alla distinzione tra i terreni di copertura e quelli del bedrock, ai fini dello studio della Risposta Sismica Locale - RSL.

Sono stati definiti, inoltre, alcuni siti di interesse geologico da utilizzare come modelli per la comprensione dei fattori che influenzano particolarmente la RSL. La scelta di tali siti è stata effettuata tenendo conto sia delle locali condizioni geologiche, sia della disponibilità di indagini geologiche dirette e/o indirette (MASW, Down - Hole, traverse sismiche e misure di noise) censite nella banca dati.

Attraverso il confronto tra i dati sperimentali delle misure geofisiche sul terreno sopra citate, con le stratigrafie dei sondaggi diretti, si è proceduto successivamente all'esame di rilievi di dettaglio di aree particolarmente significative, per la ricostruzione delle geometrie 2D in ambiente vulcanico. La scelta di tali aree, per le quali sono disponibili adeguate informazioni di sottosuolo, a fronte di geometrie superficiali ben riconoscibili, potrà consentire in futuro di esportare le procedure e le metodologie utilizzate nel presente studio in altri contesti geologicamente simili del territorio etneo.

Confrontando i risultati ottenuti tramite le diverse indagini geologiche censite nella banca dati GIS, si tenterà di comprendere quale tecnica potrà ritenersi più affidabile per la ricostruzione del profilo 3D in area vulcanica.

Tale modo di operare costituisce la base di partenza per le successive elaborazioni, con lo scopo di meglio chiarire l'influenza delle condizioni del terreno e della geologia dell'area vulcanica studiata, sugli effetti di sito. Questi effetti, infatti, rappresentano il risultato di molteplici fenomeni fisici (riflessioni multiple, diffrazione, focalizzazione, risonanza, etc.)

che le onde sismiche subiscono in corrispondenza delle eterogeneità e discontinuità degli strati superficiali ed in corrispondenza delle irregolarità topografiche.

In base ai principali fenomeni fisici responsabili dell'effetto di sito si distinguono:

- Effetti stratigrafici correlati alla modifica delle caratteristiche del moto sismico dovuta alle variazioni di impedenza e ad eventuali fenomeni di risonanza legati alla stratigrafia del sottosuolo, alle caratteristiche fisico – meccaniche dei terreni e al contenuto in frequenza del moto sismico;
- Effetti topografici di pendio comunemente utilizzati per indicare fenomeni di focalizzazione delle onde sismiche legati alla particolare configurazione topografica del sito;
- Effetti topografici di bordo, comunemente utilizzati per indicare la risposta sismica ai margini di depositi vallivi, in corrispondenza dei quali la geometria dell'interfaccia roccia – terreno si presenta bidimensionale o tridimensionale.

Nel corso del progetto di ricerca parecchio tempo è stato dedicato al lavoro di analisi di letteratura.

Nell'affrontare un problema tipicamente multidisciplinare, che necessita dell'integrazione di competenze differenti, in particolare, di Ingegneria Geotecnica, Geofisica e Sismologia, i richiami teorici hanno riguardato sia gli aspetti relativi al comportamento meccanico dei terreni e delle rocce, sia la teoria della propagazione delle onde sismiche, sia, ancora, i fondamenti dei metodi più propriamente ingegneristici per la valutazione degli effetti di sito e di quelli basati su un approccio sismologico. In generale, l'analisi di letteratura sull'amplificazione sismica, oltre ad un inquadramento delle diverse problematiche, è stata finalizzata ad ampliare lo stato di conoscenza mediante una raccolta sufficientemente ampia di dati quantitativi.

Una citazione particolare riguarda la redazione della *Carta geologica del versante orientale dell'Etna*.

Tale elaborato, redatto in scala 1:25.000, è stato implementato utilizzando un approccio metodologico finalizzato alla ricostruzione della geometria 3D degli orizzonti geologici sepolti, partendo dall'interpretazione dei dati di superficie.

Nel basso versante orientale etneo i prodotti vulcanici si alternano a depositi epiclastici estesi in tutta l'area studiata. I rapporti geometrici tra le diverse colate sono fortemente condizionati dalla distanza dai punti dai quali esse sono state emesse. Colate laviche successive, emesse da

un medesimo centro eruttivo, tendono ad accumularsi in senso verticale nelle aree prossimali al punto di emissione, mentre si affiancano lateralmente, nelle aree distali dell'edificio.

Ciò implica che gli orizzonti lavici emessi in un dato intervallo di tempo costituiscono potenti successioni verticali nelle aree centrali dell'edificio, mentre nelle aree esterne vanno a formare una sottile copertura vulcanica uniformemente distribuita alla base del vulcano.

All'interno delle serie vulcaniche si ritrovano anche orizzonti legati all'accumulo di materiale vulcanoclastico, lapilli e ceneri vulcaniche, sia di origine primaria (piroclastiti), direttamente connessa a fasi di attività esplosiva, sia di rielaborazione secondaria (epiclastiti) ad opera degli agenti meteorici.

Le piroclastiti, fatta eccezione per i depositi di flusso piroclastico, sono caratterizzate generalmente da una certa continuità, con spessori costanti anche su distanze significative, che permettono il loro utilizzo come livelli guida, posti a separazione delle successioni di colate laviche emesse in periodi diversi.

Le epiclastiti, seppure rappresentate da orizzonti con notevole discontinuità laterale, assumono un particolare significato paleo ambientale, costituendo la testimonianza di fasi di smantellamento di edifici vulcanici durante periodi di crisi climatiche, caratterizzati dalla ricorrenza di eventi meteorici di elevata intensità.

Per le problematiche sopra citate e per le peculiarità geologiche dell'area di interesse, la *Carta geologica del versante orientale dell'Etna* può essere considerata un esempio di una nuova interpretazione della stratigrafia del vulcano, utile per ricostruire meglio la geometria 3D sepolta a partire dai dati di superficie e per correlare la serie vulcanica delle sequenze stratigrafiche cumulate in diversi ambienti (ad esempio terrazzi marini).

Se le caratteristiche sopra descritte vengono estese al complesso delle successioni laviche del Monte Etna, risulta evidente come possa essere complessa la geometria del sottosuolo etneo, dominato da una notevole variabilità laterale degli orizzonti lavici, anche a brevissima distanza. Per tale motivo è stato necessario definire preliminarmente i vincoli da adottare nella correlazione laterale tra i dati puntuali o bidimensionali forniti dai sondaggi geognostici e i dati delle analisi geofisiche, ai fini della ricostruzione dettagliata delle geometrie tridimensionali, utili alla zonazione sismica.

Nella fase conclusiva del progetto di ricerca sono stati scelti dei siti campione sui quali, dopo aver condotto una campagna di indagini geofisiche con prove MASW e misure dei rapporti spettrali H/V, è stato elaborato uno studio di *Risposta Sismica Locale* (RSL), i cui risultati confermano la complessità geologica - geotecnica dell'area vulcanica etnea.

CAPITOLO 1

SISMICITÀ ED EFFETTI DEI TERREMOTI NEL VERSANTE ORIENTALE DELL'ETNA.

LA CRISI SISMICA VULCANICA DEL 2002 - 2003

1.1. Premessa

L'area di interesse del presente studio riguarda quella etnea con particolare riguardo ai versanti orientale e sud - orientale del vulcano. Per tale ragione e per gli argomenti che verranno trattati nei successivi capitoli, nella prima parte del capitolo viene fornito un inquadramento generale delle caratteristiche della sismicità di questa regione, facendo altresì cenno a quegli aspetti che, in vario modo, concorrono tra loro rendendo difficile la definizione delle problematiche oggetto di studi di microzonazione sismica per la valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL).

La seconda parte del capitolo, invece, stante l'esperienza vissuta dallo scrivente nell'ambito della propria attività lavorativa presso il Dipartimento Regionale della Protezione Civile (DRPC) della Regione Siciliana, è dedicata alla crisi sismica - vulcanica etnea del 2002 - 2003. Tale evento, per la durata e per le peculiarità dei fenomeni sismici e vulcanici osservati, ha consentito il censimento e la raccolta di molteplici dati geologici (indagini dirette e non, studi geologici a corredo di PRG, ecc.) oltre che il rilevamento puntuale dei danneggiamenti provocati dagli eventi sismici negli edifici pubblici e privati (censiti circa 9000 edifici), informazione quest'ultima ritenuta molto importante ai fini della valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL). Non meno importante, infine, è stato il rilevamento delle fratturazioni al suolo osservate nelle aree colpite dagli eventi sismici le cui caratteristiche, a seguito di ulteriori approfondimenti con dati bibliografici e documenti storici, sono state messe a confronto con quelle sia delle fratturazioni cosismiche di eventi del passato, sia delle fratturazioni legate al "creep asismico" (fratturazione in assenza di sisma) e, successivamente, cartografate ed implementate in ambiente GIS (Geographic Information System) per le ulteriori elaborazioni.

1.2. Caratteristiche della sismicità: eventi regionali e sorgenti locali

I contenuti di seguito descritti si propongono di fornire un quadro di riferimento sui caratteri della sismicità nella regione etnea. In tale area concorrono diversi aspetti, per certi versi complessi, al punto di rendere difficile la definizione delle problematiche oggetto di studi di microzonazione sismica per la valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL). Il versante orientale e sud – orientale dell'Etna, in modo particolare, è soggetto sia agli effetti dei terremoti regionali, meno frequenti, sia a quelli legati agli eventi locali di tipo superficiale, come pure alle fenomenologie di fratturazione superficiale e creep asismico che talvolta producono danni paragonabili a quelli prodotti dallo scuotimento sismico di forti terremoti. A rendere ancora più complessa la lettura di tali fenomeni concorre pure la variabilità del substrato fondazionale, estremamente eterogeneo dal punto di vista litologico e con forti variazioni laterali in grado di rivestire un ruolo rilevante nell'ambito delle problematiche di ingegneria sismica.

La pericolosità sismica di quest'area, e conseguentemente i rischi derivanti, riassume in definitiva tutto lo spettro di problemi che, in altri contesti tettonici, si ritrovano solitamente disgiunti.

L'area etnea è esposta agli effetti di danneggiamento sia di terremoti tettonici regionali che di quelli vulcano - tettonici locali. I primi comprendono i forti eventi crostali, di magnitudo massima $M \approx 7.4$, quali quelli del 1169 e 1693 localizzati nel settore sud - orientale ibleo, o quello del 1908 con epicentro nello Stretto di Messina (Gruppo di lavoro CPTI, 2004), solo per citare i principali (**Figura 1.1**). Queste scosse hanno prodotto grandi devastazioni nell'area che comprende Catania e tutto il settore orientale dell'Etna, mentre i versanti occidentale e settentrionale del vulcano sono stati relativamente meno danneggiati. Sebbene la frequenza di accadimento di questi terremoti sia bassa, essi influiscono molto nei calcoli di pericolosità sismica fatti a scala del territorio nazionale (Gruppo di lavoro MPS, 2004). A tal proposito si specifica che i terremoti etnei, anche se di basso livello energetico rispetto agli eventi regionali (magnitudo non superiore a 4.9), possono causare danneggiamenti anche molto gravi e perfino distruzioni, con intensità epicentrali (I_0) che raggiungono il X grado della Scala Macrosismica Europea 1998 (EMS-98, Grünthal, 1998). Fortunatamente, a causa delle piccole profondità ipocentrali delle sorgenti ($H \leq 3$ km) e della forte attenuazione dell'energia sismica in pochi chilometri di distanza dall'epicentro (Azzaro et al., 2006a), gli effetti maggiori si concentrano in zone ristrette (2 - 5 km di lunghezza per 1 - 2 km di larghezza) localizzate a cavallo della faglia che ha generato il terremoto stesso (Azzaro,

2004).

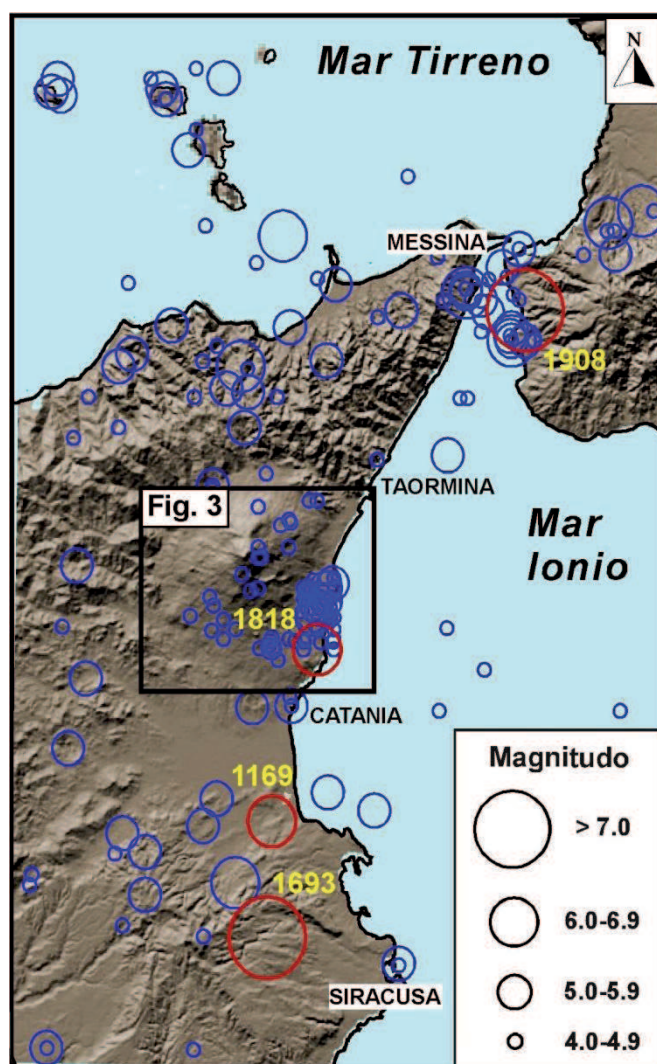


Figura 1.1 - Distribuzione della sismicità nella Sicilia orientale dal 1000 al 2004
(fonte dati Gruppo di lavoro CPTI, 2004).

L'unica eccezione nota riguarda il terremoto del 1818, di magnitudo $M = 6.2$, che mostra i caratteri tipici degli eventi crostali regionali quali un'area di danneggiamento - risentimento molto ampia, deformazioni permanenti lungo alcune zone di faglia, frane, fenomeni di liquefazione del suolo ed onde di maremoto (Boschi e Guidoboni, 2001).

Ciò nonostante è l'elevata frequenza di accadimento di eventi sismici locali, unitamente ai fenomeni geodinamici associati, che pone problematiche particolari nella valutazione del rischio a scala locale. In poco meno di 200 anni nell'area etnea si sono verificati ben 190 terremoti che hanno provocato danni, cioè in media quasi uno ogni anno, causando gravi danni ($I_0 = \text{VII-VIII EMS-98}$) ogni 15 anni e distruzioni ($I_0 = \text{IX-X EMS-98}$) con perdite di vite umane ogni 30 anni (**Figura 1.2**).

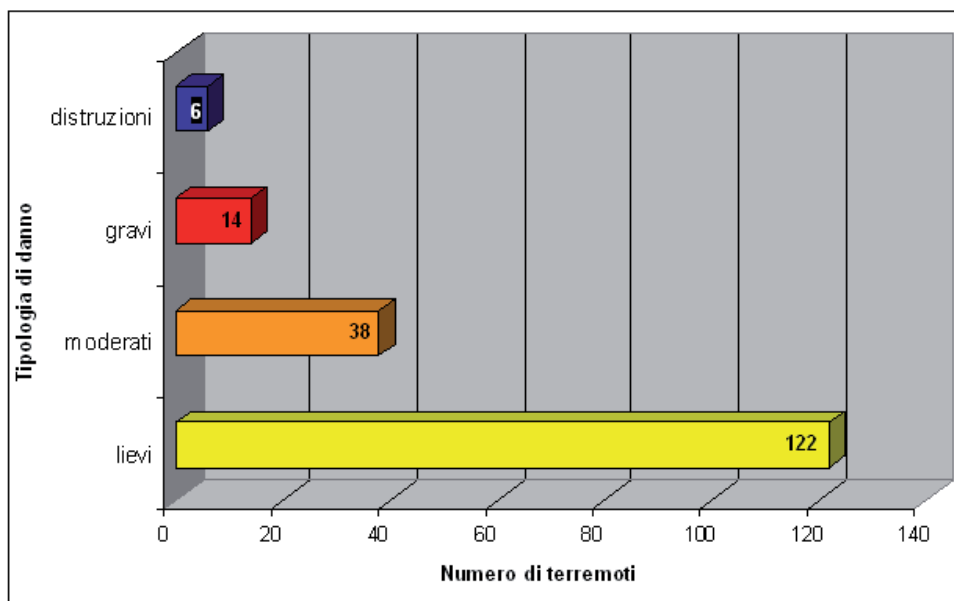


Figura 1.2 - Frequenza, per tipologia di danno, dei terremoti superficiali etnei verificatisi dal 1832 al 2006 (Azzaro et al., 2010).

I terremoti più forti ($I_0 = \text{VIII-X EMS-98}$) si verificano nel versante orientale, sfortunatamente il più densamente urbanizzato del vulcano, che è attraversato dal sistema di faglie delle Timpe. Si tratta di strutture tettoniche caratterizzate da meccanismi di rottura complessi e fortemente eterogenei dal punto di vista del comportamento sismotettonico. Una stessa faglia può avere, infatti, settori capaci di generare forti terremoti (con un certo potenziale sismogenetico) ed altri interessati da “semplici” scorrimenti asismici in regime di creep; questi ultimi comportano comunque particolari problematiche di microzonazione sismica.

In alcuni casi entrambi i meccanismi possono coesistere lungo uno stesso segmento di faglia.

La **Figura 1.3** mostra che i terremoti più energetici (magnitudo $M \geq 3.7$), insieme ad una diffusa sismicità di *background*, sono per lo più localizzati nel versante orientale dell'Etna. Tra questi, il settore che è più frequentemente soggetto agli effetti di danno provocati dai tipici terremoti superficiali, è quello compreso tra i comuni di Acireale, Zafferana Etnea e Giarre.

Meno frequenti, e generalmente di intensità moderata ($I_0 \leq \text{VII EMS-98}$), sono gli eventi che interessano il fianco meridionale del vulcano. Anche in questo caso i terremoti sono localizzati lungo zone di faglia ben definite, che si sviluppano nella zona di Nicolosi ed a sud di questa (sistema tettonico di Tremestieri - Trecastagni), ed in quella a sud di Adrano (faglia di Ragalna). Un quadro sinottico sulle principali strutture sismogenetiche e dei terremoti associati è riportato nella **Tabella 1.1**.

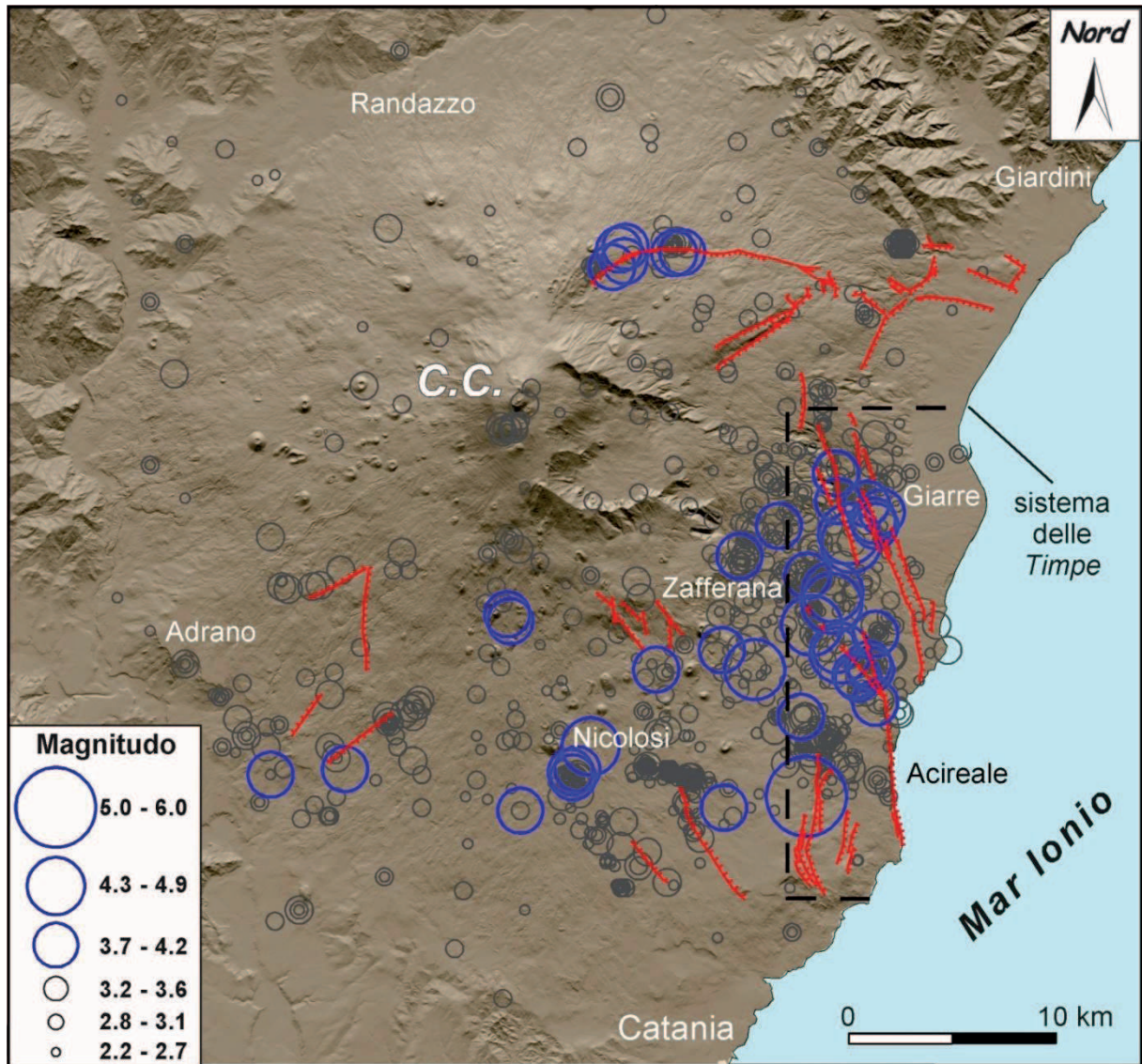


Figura 1.3 - Distribuzione dei terremoti etnei dal 1669 al 2006 (da Azzaro et al., 2000a, 2002, 2006b). La grandezza del cerchio è proporzionale alla magnitudo del terremoto. In blu gli epicentri dei terremoti di magnitudo $M \geq 3.7$, corrispondente ad una intensità epicentrale $I_0 \geq VII$ EMS, in grigio gli eventi minori ($I_0 \leq VI-VII$ EMS). Le linee in rosso indicano le faglie principali (trattini sul lato ribassato) (Azzaro et al., 2010).

Faglia	Data terremoto	Area epicentrale	Intensità epicentrale	Magnitudo
<i>Ragalna</i>	1898-05-14	S. M. Licodia	VII-VIII	3,9
	1832-11-24	Nicolosi	VII	3,7
<i>Nicolosi</i>	1885-09-25	Nicolosi	VII	3,7
(sepolta)	1901-05-11	Nicolosi	VII	3,7
	1875-01-07	Fiandaca	VII	3,7
<i>Fiandaca</i>	1894-08-08	Mazzasette	VIII-IX	4,3
(sepolta)	1907-12-07	Fiandaca	VII-VIII	3,9
	1984-06-19	Fiandaca	VII	3,4*
	1984-10-25	Fleri	VIII	3,9*
	1865-08-19	S.M. Ammalati	VIII	4,1
<i>S. Tecla</i>	1914-05-08	Linera	IX-X	4,9*
	1952-03-19	Linera	VII-VIII	4,9*
	1984-10-19	Zafferana	VII	4,2*
<i>Santa Venerina</i>	1879-06-17	Bongiardo	VIII-IX	4,3
(sepolta)	2002-10-29	Bongiardo	VIII	4,4*
	1855-01-26	Fondo Macchia	VII-VIII	3,9
	1865-07-19	Fondo Macchia	IX	4,5
	1909-10-21	S.G. Bosco	VII	3,7
<i>Moscarello</i>	1911-10-15	Fondo Macchia	VIII-IX	4,5*
	1971-04-21	Fondo Macchia	VIII	3,5*
	1973-08-03	S.M. Ammalati	VII	3,9*
	1973-08-18	Guardia	VII	3,7*
	1986-02-02	S.G. Bosco	VII	3,5*
	1881-02-12	Codavolpe	VII	3,7
<i>S. Leonardello</i>	1920-09-26	Codavolpe	VII-VIII	3,9
	1950-04-08	Codavolpe	VII-VIII	3,9
	1989-01-29	Codavolpe	VII	4,1*
	1985-12-25	P. Provenzana	VII	3,3*
<i>Pernicana</i>	1986-10-29	P. Provenzana	VII	4,0*
	2002-10-27	P. Provenzana	VIII	4,2*

Tabella 1.1 - Principali strutture sismogenetiche dell'area etnea e terremoti associati (modificato da Azzaro, 1999). Sono riportati solo i terremoti che hanno una intensità epicentrale $I_0 \geq VII$ EMS; con l'asterisco sono indicate le magnitudo ricavate da dati strumentali (Azzaro et al., 2010).

1.3. Fratturazione cosismica e creep

I terremoti etnei, se con ipocentri poco profondi e valori di magnitudo $M \geq 3.4$, sono spesso accompagnati da vistosi effetti di fratturazione al suolo, ovvero estesi campi di fratture superficiali provocate dal movimento cosismico della faglia. Tale fenomenologia è ben documentata per l'area etnea sin dalla metà dell'800 (Azzaro, 1999), e produce effetti transienti sul terreno quali gradini morfologici, fenditure e depressioni, con spostamenti relativi delle parti dislocate anche significativi (in alcuni casi fino a 90 cm sulla componente verticale) e lunghezze complessive del campo di fratture sino a 6 - 7 km (**Figura 1.4**).

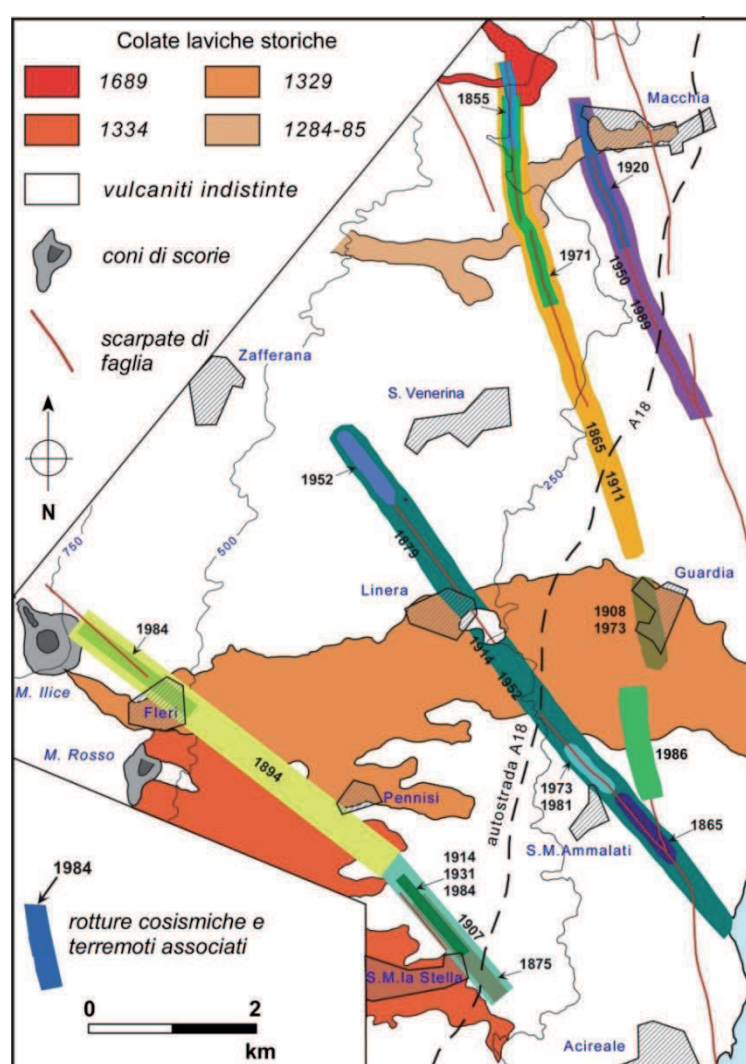


Figura 1.4 - Dettaglio dell'area del versante orientale etneo maggiormente interessata dagli effetti di fratturazione superficiale cosismica (da Azzaro, 1999).

Fenomeni analoghi si producono anche per lo scorrimento asismico, ovvero senza rilascio di energia sismica (terremoti), di alcune faglie o settori di esse. Questo tipo di attività tettonica,

conosciuto in letteratura come *creep* asismico, implica un movimento lento ma continuo nel tempo (nell'ordine di mesi o anni), con tassi di spostamento variabili da 1 e 2 cm/a (Rasà et al., 1996).

In entrambi i casi i danni indotti dagli effetti di fratturazione superficiale su un contesto fortemente antropizzato come quello etneo sono rilevanti, spesso comparabili a quelli prodotti dallo scuotimento sismico vero e proprio. Infatti edifici, strade ed altri manufatti collocati sulle linee di faglia attive, vengono danneggiati sempre più fino ad essere irrimediabilmente compromessi.

L'area più soggetta a questi fenomeni è quella del basso versante orientale del vulcano (**Figura 1.5**), lungo il sistema tettonico delle Timpe (Gresta et al., 1997); le rotture interessano generalmente zone ampie 30 - 70 m poste alla base di scarpate di faglia, lungo cui si sviluppano per alcuni chilometri in modo anche discontinuo. In alcuni casi (zone di Fiandaca, Zafferana Etnea - Rocca d'Api, Guardia) la distribuzione in superficie delle fasce di fratturazione riflette l'andamento in sottosuolo di strutture sepolte che non hanno evidenze morfologiche.

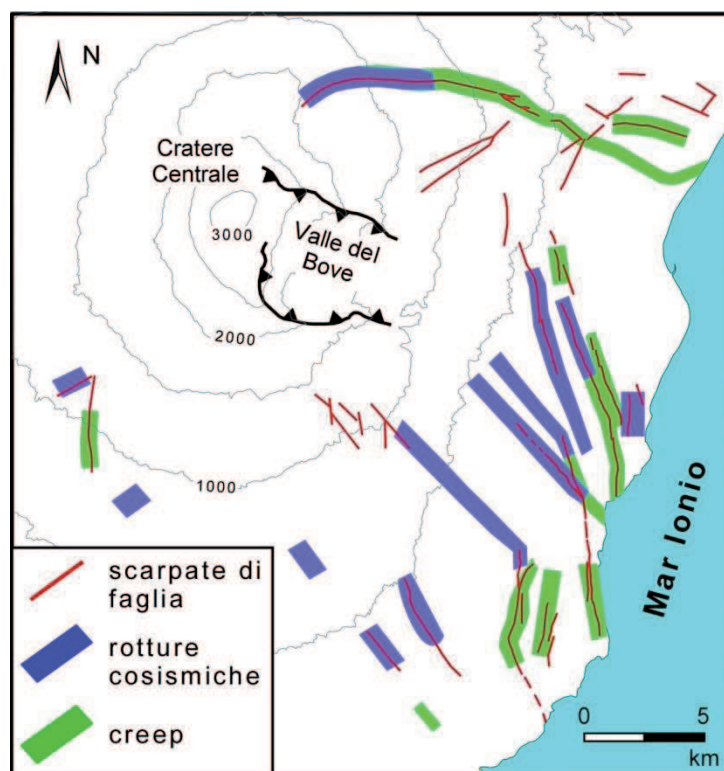


Figura 1.5 - Distribuzione dei fenomeni di fratturazione superficiale cosismica e di creep asismico nella regione etnea (da Azzaro, 1999).

Un aspetto importante della fratturazione superficiale ai fini della microzonazione sismica è

che le fratture si formano indifferentemente sia su terreni lapidei (rocce basaltiche) che sciolti (tufi, rifusa ecc), sebbene in quest'ultimo caso esse vengano cancellate rapidamente dagli agenti meteorici e dall'attività antropica. Da questo tipo di effetti di danno non ci si può proteggere se non allontanandosi il più possibile dalla zona di faglia.

1.4.Catalogo sismico

Come già accennato, l'area etnea è caratterizzata da una elevata frequenza di terremoti, spesso in forma di sequenze sismiche (negli anni recenti le più significative sono quelle del 1984, 1986 e 2002), che si verificano generalmente in concomitanza di attività eruttiva. Tali caratteristiche rendono di fatto il catalogo sismico di riferimento per il territorio nazionale (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) non adatto per lo studio dei terremoti etnei, in quanto adotta finestre spazio - temporali che tagliano tutti gli eventi avvenuti nel raggio di ± 30 km and ± 90 giorni da una scossa assunta come "principale". Per questa ragione l'INGV – Osservatorio Etneo, ha compilato e pubblicato un catalogo specifico per l'area etnea che, adottando soglie energetiche più basse, include tutte le scosse minori, offrendo così un quadro completo ed omogeneo della sismicità locale negli ultimi 170 anni (Azzaro et al., 2000a).

Il catalogo, nella versione aggiornata dal 1832 al 2013 (Azzaro et al., 2002, 2006b, 2009c e 2014d), riporta 1801 terremoti suddivisi in eventi principali e repliche, dei quali 200 al di sopra della soglia del danno. Per tutti gli eventi è disponibile la base dati di intensità espressa secondo EMS-98 (Grünthal, 1998); complessivamente l'archivio macrosismico contiene 8917 osservazioni al sito. Il catalogo può essere consultato online all'indirizzo internet <http://www.ct.ingv.it/it> dell'INGV - Osservatorio Etneo, nella sezione "*Catalogo macrosismico dei terremoti etnei*". Ogni terremoto è riportato con i seguenti parametri: localizzazione ed intensità epicentrale, magnitudo macrosismica, classe di qualità del dato macrosismico e, ove possibile, struttura sismogenetica cui è associato. Dagli anni '70 in poi sono disponibili anche i valori di magnitudo e profondità ipocentrale ricavati dalle reti strumentali. È a partire da questo set di dati che si possono analizzare in dettaglio caratteristiche e distribuzione delle zone sorgenti presenti sul vulcano, caratterizzare lo stile di rilascio sismico delle faglie attive che attraversano le aree urbanizzate, approfondire le relazioni tra attività sismica e processi geodinamici locali (Azzaro, 2004). La **Figura 1.6** mostra la mappa dei terremoti etnei censiti nel catalogo sopra citato, oltre quelli degli anni 2014 e 2015 registrati dal sistema di sorveglianza sismica dell'INGV – Osservatorio Etneo.

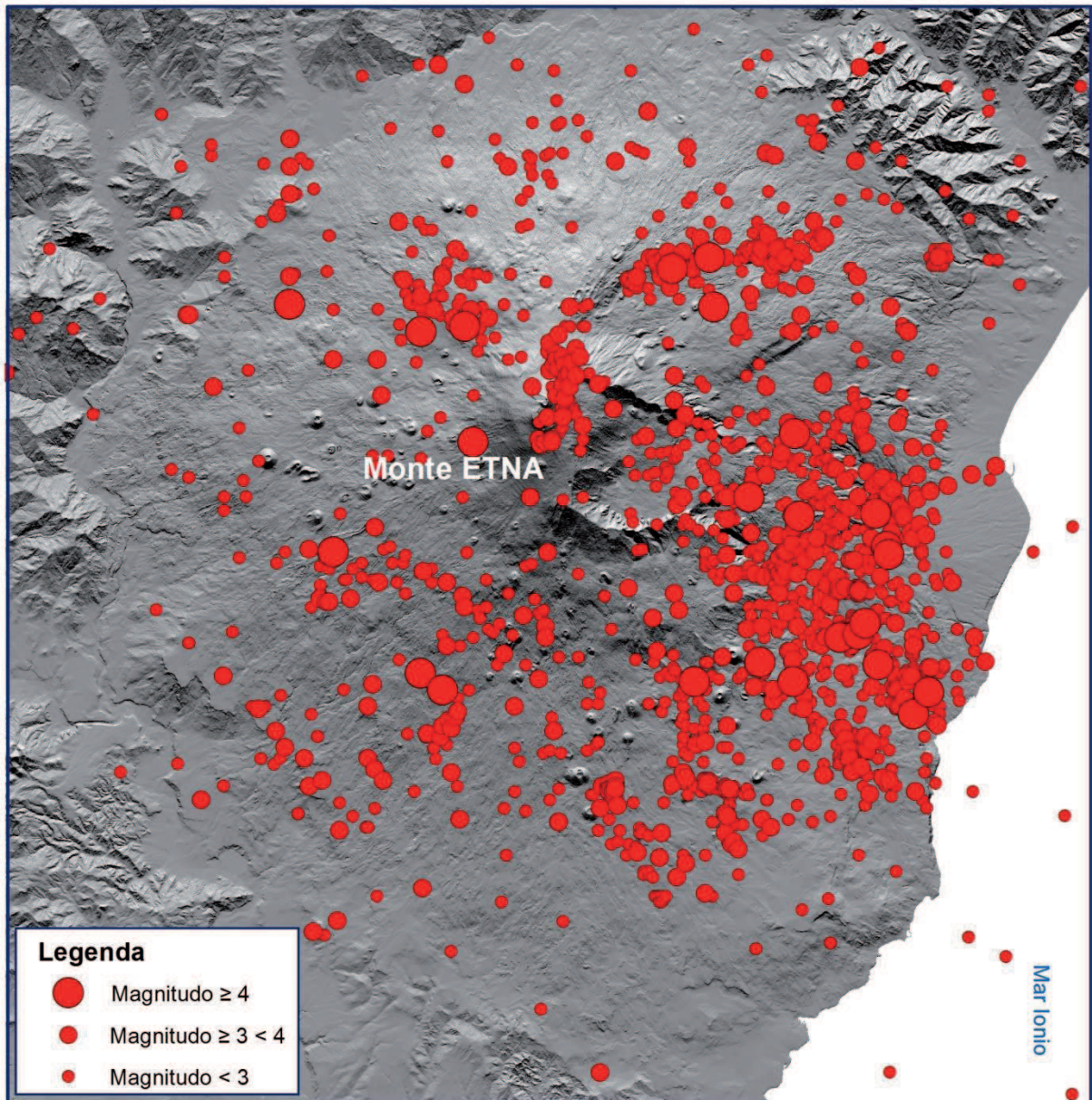


Figura 1.6 – Mappa delle localizzazioni epicentrali censite nel Catalogo macrosismico dei terremoti etnei comprensiva dei terremoti registrati negli anni 2014 e 2015 dalla rete di monitoraggio sismico dell'INGV – Osservatorio Etneo.

1.4.1. I terremoti principali

Di seguito vengono brevemente richiamati i terremoti che hanno distrutto o danneggiato gravemente (intensità $I_0 \geq VIII$ EMS-98) il territorio del versante orientale dell'Etna. Anche se non strettamente pertinenti agli studi di microzonazione sismica, i grandi eventi tettonici che hanno interessato la Sicilia orientale nell'ultimo millennio meritano tuttavia un cenno, dato che i valori di pericolosità dell'area in esame sono da essi dipendenti. Per una descrizione completa di queste scosse si rimanda a Boschi e Guidoboni (2001).

4 Febbraio 1169

Il terremoto colpì l'intera Sicilia orientale e parte della Calabria meridionale causando grandi devastazioni. Catania fu distrutta, Siracusa ed altre località della provincia ebbero danni gravissimi; anche le località del versante orientale dell'Etna ebbero forse la stessa sorte, sebbene non esplicitamente menzionate dalle fonti storiche. I danni si estesero da Reggio Calabria a Piazza Armerina. Sono segnalati sconvolgimenti del suolo in un'area molto vasta; uno tsunami interessò la costa tra il fiume Simeto e Messina. Il numero delle vittime sembra essere stato circa 15.000.

9-11 Gennaio 1693

In due riprese il terremoto colpì un territorio vastissimo della Sicilia. Gli effetti furono catastrofici in circa 40 località della Val di Noto; lo scenario di danno determinato dai due eventi sismici fu enorme, tale da rappresentare la più grande catastrofe nella storia sismica italiana.

Catania fu totalmente distrutta, così come la maggior parte delle località del versante orientale dell'Etna e degli Iblei; Siracusa, Ragusa e Caltagirone ebbero gravissimi danni. Danni rilevanti vi furono anche nel messinese; meno gravi a Palermo, in Calabria meridionale ed a Malta. Si osservarono forti sconvolgimenti del suolo in tutta la Sicilia sud - orientale ed effetti di maremoto lungo la costa tra Messina a Siracusa. Complessivamente le vittime del terremoto furono circa 60.000.

28 Dicembre 1908

Il terremoto ebbe epicentro nello Stretto di Messina; causò la distruzione totale di Reggio Calabria e devastazioni gravissime a Messina e località limitrofe. Crolli e danni molto gravi si verificarono anche nei centri peloritani e sui versanti settentrionale ed orientale dell'Etna, mentre furono più leggeri negli Iblei ed in Sicilia centrale. Variazioni della linea di costa furono osservate nell'area dello stretto ed alte onde di maremoto si abbattono sulla costa tra Messina e Taormina, provocando ulteriori distruzioni. Le vittime furono circa 80.000.

Per quanto riguarda la sismicità "locale", la **Figura 1.7** riporta gli epicentri dei terremoti che hanno provocato danni gravi e/o distruzioni nel versante orientale dell'Etna. Lungo la fascia costiera tra Acireale e Giarre sono localizzati gli eventi sismici del 1865, 1911, 1914 e 1971, che hanno provocato distruzioni di piccoli centri e borgate rurali. Il settore più interno, compreso tra Fleri, Zafferana Etnea e Santa Venerina, è stato sede dei terremoti del 1879,

1894, 1984 e 2002, che hanno interessato non solo Frazioni ma anche le località comunali. A più alta quota la zona del polo turistico di Etna Nord (Linguaglossa) è soggetta anch'essa a forti scosse come nel 1985 e nel 2002.

Una collocazione a parte ha il terremoto del 1818 che, come sopra accennato, rappresenta un evento “anomalo” nel contesto dei terremoti etnei.

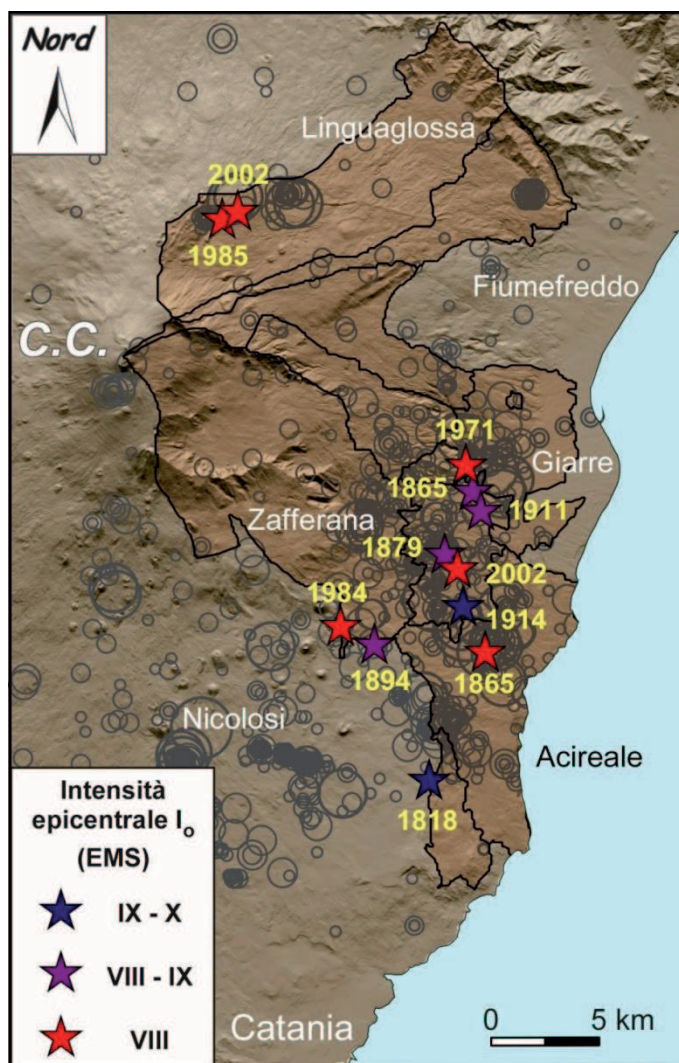


Figura 1.7 - Terremoti con intensità epicentrale $I_0 \geq VIII$ EMS, corrispondente ad una magnitudo $M \geq 4.1$, verificatisi dal 1669 al 2006 nei territori comunali interessati dagli studi di microzonazione sismica ex O.P.C.M. 3278/2003 (Azzaro et al., 2010).

1.5. La crisi sismica – vulcanica etnea del 2002 - 2003

Nel periodo compreso dall'ottobre 2002 al gennaio 2003 nel versante orientale etneo si sono verificati una serie di eventi calamitosi che hanno interessato diversi comuni mettendone a dura prova la popolazione.

L'Emergenza (tale infatti è stata definita ai fini degli interventi della protezione civile previsti dalla normativa vigente) è iniziata la notte tra il 26 e il 27 ottobre 2002 con un'importante eruzione del vulcano, caratterizzata da un'intensa e spettacolare attività esplosiva, di tipo prevalentemente stromboliano, accompagnata dall'emissione di ingenti quantitativi di cenere vulcanica, unita a flussi lavici ben alimentati che si sono riversati sia sul fianco nord – orientale, sia su quello meridionale, fino a minacciare gli abitati di Linguaglossa e di Ragalna. Dopo appena tre giorni, il 29 ottobre, una sequenza sismica - con una scossa massima di magnitudo 4.4 - ha interessato i comuni del versante orientale dell'Etna danneggiando gravemente alcuni quartieri degli abitati di Santa Venerina, Milo e Acireale.

I flussi lavici e le sequenze sismiche hanno provocato molti danni, in alcuni casi anche distruzione e crolli interessando in particolare: le strutture alberghiere e turistiche presenti a Piano Provenzana (Linguaglossa) e le strutture sciistiche di Nicolosi; le abitazioni e le reti viarie principali e secondarie dei comuni colpiti; i boschi e le colture interessati da incendi e dalla ricaduta di cenere vulcanica. La prolungata e abbondante emissione di ceneri ha causato, inoltre, forti disagi al traffico aereo (per la chiusura dell'aeroporto di Catania) e al traffico veicolare su tutta l'area circostante il vulcano.

La gestione dell'emergenza ha comportato un intervento complesso del Sistema Nazionale di Protezione Civile e ha visto il coinvolgimento di tutti gli enti, le amministrazioni (comunali, provinciali e regionale) e le strutture operative territoriali (Vigili del Fuoco, Forze dell'Ordine e Volontariato) che concorrono alle attività e ai compiti di protezione civile.

1.5.1. Eventi sismici e vulcanici: versante nord - est

A partire dalle ore 22:25 del 26 ottobre (Patanè, 2002) uno sciame sismico di moderata intensità ha accompagnato la formazione di bocche eruttive sul fianco meridionale dell'Etna, a quota 2.750 m s.l.m. circa, e di una frattura eruttiva, con lunghezza di circa 1 km, sul fianco nord - orientale tra le quote 2.500 e 2.300 m s.l.m. dalla quale è fuoriuscito magma che si è diretto verso NE. Nelle prime ore del 27 ottobre si sono registrati due terremoti di forte intensità: il primo alle ore 2:58 ($M = 4.0$) e il secondo alle 3:50 ($M = 4.2$), localizzato nell'alto versante NE ad una profondità di 3,4 km sotto l.m. , seguiti da diverse scosse sismiche con magnitudo superiore a 3.

Lo sciame sismico - che al 30 ottobre avrebbe contato un numero complessivo di circa 450 terremoti (Patanè, 2002) - ha segnato l'avvio della fase eruttiva del vulcano, anticipando e

accompagnando l'attività parossistica nell'area sommitale. Questi fenomeni sismici sono da associare all'attivazione della Faglia della Pernicana nel suo tratto più occidentale, lungo cui sono, infatti, localizzati gli epicentri dei terremoti più energetici.

Movimenti decimetrici con rigetti verticali di 20 – 25 cm ed orizzontali di oltre 10 cm (Azzaro, 2002), sono stati accertati lungo il segmento centrale ed orientale della Faglia, con la conseguente variazione del campo degli sforzi agenti alla scala del vulcano che hanno determinato, durante i giorni successivi, l'attivazione di numerose sorgenti sismogenetiche.

L'area epicentrale interessata dalla crisi sismica dei giorni 26 e 27 ottobre è stata localizzata ad est e a nord - est dei Crateri centrali, ad una profondità compresa tra 1 e 6 km s.l.m.

Tali fenomeni sismici hanno causato i seguenti effetti: l'interruzione della strada provinciale 366 - Mareneve (Linguaglossa - Piano Provenzana) per una frattura con rigetti centimetrici in alcuni tratti visibile anche nei boschi circostanti (**Figura 1.8a e 1.8b**); gravissimi danni e crolli agli alberghi, ai ristoranti (**Figura 1.9**) e alle strutture sciistiche e insediative di Piano Provenzana (stazione sciistica del versante settentrionale); lievi danni agli edifici di Linguaglossa e Piedimonte Etneo (soprattutto nelle Frazioni di Vena e Presa); danni al Santuario di Maria Santissima e all'acquedotto siti nella frazione di Presa.



Figura 1.8a e 1.8b - Linguaglossa – Piano Provenzana: Frattura lungo la SP 366 Mareneve e nel bosco circostante - Foto DRPC del 27/10/2002 (G. Basile).



Figura 1.9 - Linguaglossa - Piano Provenzana: crollo parziale delle strutture del ristorante La Provenzana a seguito degli eventi sismici - Foto DRPC del 27/10/2002 (P. Marano).

L'attività esplosiva ed eruttiva è stata accompagnata dall'emissione di ceneri in quantità significative (**Figura 1.10**), che hanno creato notevoli disagi alla popolazione e alla viabilità, costringendo le autorità a disporre la chiusura dell'aeroporto Fontanarossa di Catania e il divieto di circolazione dei mezzi a due ruote nella città.



Figura 1.10 - Monte Etna. Emissione di cenere vulcanica. Foto DRPC del 3/11/2002 (D. Barnabà).

Il prosieguito dell'attività vulcanica ha prodotto un'altra frattura eruttiva, apertasi sul versante di nord - est a quota 2100 - 1920 m s.l.m., da cui si sono formate due colate laviche che hanno interessato il territorio di Linguaglossa (**Figura 1.11**).

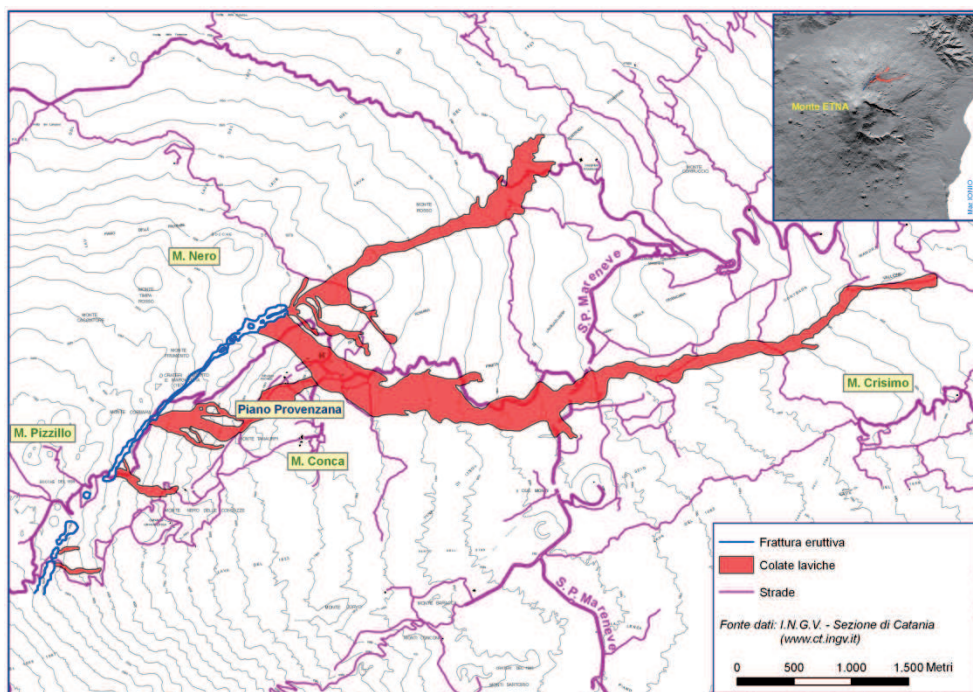


Figura 1.11 - Mappa delle colate laviche del versante nord - est.

La prima si è sviluppata per 2.9 km in direzione nord - est e ha formato un campo lavico di larghezza variabile da 100 a 300 m che ha raggiunto in poche ore la quota di 1440 m s.l.m. nei pressi della C.ma Pitarrone. La seconda, che a mezzogiorno aveva già invaso Piano Provenzana, si è sviluppata per 6.2 km in direzione est (Andronico et al., 2005) ed ha raggiunto nei giorni in cui è stata attiva (dal 27 ottobre al 4 novembre) la quota di 1125 m s.l.m. in località Contrada Mandra del Re.

I due campi lavici hanno quasi completamente distrutto le infrastrutture turistiche ed alberghiere di Piano Provenzana; invaso complessivamente circa 300 ettari del patrimonio boschivo della Pineta di Linguaglossa; causato notevoli danni alla rete stradale e alle piste alto montane della Forestale; e sono arrivate a minacciare - da lontano - prima l'abitato di Catena (Frazione di Linguaglossa) e successivamente quello di Linguaglossa.

L'attività vulcanica continuava a svilupparsi, in quelle ore, anche sul versante sud dove una frattura eruttiva a quota 2.750 m s.l.m. produceva una modesta colata lavica indirizzata verso il Rifugio Sapienza. Lo sciame sismico si è protratto, con scosse di magnitudo inferiore a 3.5, per tutto il giorno successivo.

1.5.2. Il terremoto di Santa Venerina

Alle ore 11:02 del 29 ottobre una forte scossa di terremoto di magnitudo pari a 4.4 (Azzaro et al., 2002) con epicentro nel comune di Santa Venerina (versante orientale dell'Etna) dava inizio ad un secondo sciame sismico.

Il terremoto ha provocato ingenti danni a centinaia di abitazioni in alcuni quartieri di Santa Venerina ed un migliaio di senzatetto; è stato risentito anche nelle Frazioni di Acireale ubicate in prossimità della costa ionica e nel territorio del comune di Zafferana Etnea, dove ha provocato danni di minore entità. La scossa è stata avvertita fino a Messina.

In corrispondenza delle strade e dei terreni agricoli dell'area epicentrale sono state accertate numerose fratture al suolo con crolli di muri a secco e conseguenti parziali ostruzioni della viabilità, e lesioni su molti muri in cemento armato (**Figure 1.12 e 1.13**).



Figura 1.12 - Zona a confine tra Santa Venerina e Acireale – Lesioni di taglio con andamento ad X nella parete basamentale - Foto DRPC del novembre 2002.



Figura 1.13 - Vena (Frazione di Piedimonte Etneo) – Ampia zona di fratturazione in aperta campagna. Foto DRPC del novembre 2002.

L'indagine macrosismica (Azzaro e Mostaccio, 2002), finalizzata a verificare gli effetti di danno sul territorio lungo il versante sud – orientale, ha confermato che la maggior parte degli edifici danneggiati gravemente si trovavano in una fascia di circa 4 km compresa tra Santa Venerina e i centri abitati di Guardia e San Giovanni Bosco, Frazioni di Acireale, che include le Frazioni di Scura, Felicetto, Ardichetto e Bongiaro. Il sisma è stato collocato in un'area compresa tra le faglie di Moscatello e Santa Tecla, lungo una struttura sismogenetica con direzione NO – SE che si sviluppa per circa 4 km (Azzaro, 2002). La collocazione dell'epicentro è stata definita a seguito dell'osservazione degli effetti della fagliazione superficiale e della localizzazione del massimo danneggiamento, elementi che vincolano la determinazione epicentrale trattandosi, nella fattispecie, di sismi a profondità focali superficiali. Il sistema di faglie di Moscatello e Santa Tecla è relativo al sistema tettonico delle Timpe caratterizzato da ben note evidenze morfologiche con notevoli sviluppi.

Da un'analisi comparativa effettuata tra tutti i terremoti conosciuti e localizzati nella medesima area, risulta che il terremoto del 29 ottobre presenta caratteristiche macrosismiche

simili a quello del 17 giugno 1879, sia per l'estensione, sia per l'orientazione dell'area mesosismica. Anche in quell'occasione i massimi effetti furono registrati tra Bongiardo e Guardia e la scossa principale di $M = 4.3$ fu accompagnata da circa una decina di scosse minori localizzate tra Bongiardo e Santa Venerina e dopo circa un mese la sismicità interessò un'area più a nord - est del versante orientale, con alcuni eventi che provocarono lievi danni nella zona di Macchia di Giarre (Azzaro, 2002).

Nelle ore successive alla prima scossa si sono verificate diverse repliche, alcune delle quali di forte intensità come quelle registrate, rispettivamente, alle ore 12:02 ($M = 4$), 16:49 ($M = 3.8$), 17:39 ($M = 4$) ed alle ore 18:14 ($M = 4.1$). Quest'ultimo terremoto ha danneggiato in modo grave l'abitato di Milo (comune confinante con Santa Venerina) aggravando i danni già causati dalle precedenti scosse.

Intanto l'attività vulcanica continuava a manifestarsi con imponenti esplosioni dalle bocche del versante meridionale e con l'emissione di magma dalla frattura posta sopra Piano Provenzana; la cenere ricopriva l'intero territorio sud - orientale della Sicilia arrivando fino alla Libia.

Nei giorni seguenti sono proseguite sia l'attività sismica, con scosse di media intensità ($M > 3.5$), sia l'attività vulcanica con l'emissione continua di cenere.

In quei giorni si sono osservati, inoltre, fenomeni che facevano temere per la possibile riattivazione di una frana innescata nel 1996 a Monte Finocchio nel territorio di Presa (Frazione di Piedimonte Etneo).

Si erano riscontrate, infatti, anomalie nel funzionamento della galleria drenante di Via Cavo Nuovo (diminuzione del deflusso idrico) oltre all'apertura di vistose fratture al suolo in prossimità della corona di frana e lungo la SP 68. Nel frattempo si appurava in alcune abitazioni l'apertura o l'accentuazione di lesioni nelle murature. La riattivazione della frana avrebbe minacciato la sicurezza del transito lungo la SP 68 che collega la Frazione di Presa con Piedimonte Etneo, a sud, e con la Frazione di Vena, a nord. Il proseguire dei fenomeni osservati, confermati dai sopralluoghi effettuati dai tecnici della Protezione Civile, della Provincia Regionale e del Genio Civile, hanno portato alla chiusura al transito della SP 68 in via precauzionale.

L'attività vulcanica sul versante di nord - est ha continuato incessantemente fino al 3 novembre quando la frattura eruttiva appariva in corso di raffreddamento e l'alimentazione iniziava a scarseggiare.

1.5.3. Eventi vulcanici: versante sud

L'attività vulcanica - rallentata per alcuni giorni - è ripresa nel versante sud (Nicolosi) il 13 novembre intorno alle ore 16. Dalla base meridionale della bocca posta a quota 2.750 m s.l.m. si originava un flusso lavico che si dirigeva verso S - SO (**Figura 1.14**). L'emissione di lava era accompagnata da una forte attività di tipo stromboliano che provocava ancora ricaduta di ceneri che si spargevano in tutte le direzioni in funzione dei venti in quota, fino a raggiungere Reggio Calabria.

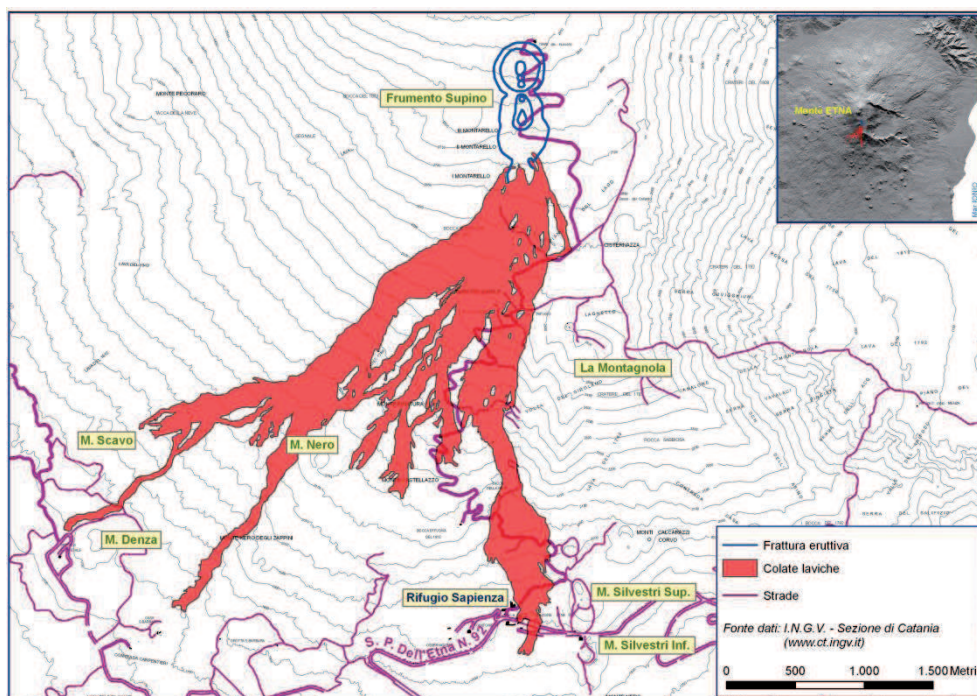


Figura 1.14 - Mappa delle colate laviche del versante sud.

Dal 21 al 24 novembre la colata lavica, molto ben alimentata, continuò a svilupparsi fino a minacciare gli impianti di risalita e la stazione della funivia di Nicolosi, il Rifugio Sapienza e il bosco di Ragalna. Con l'intervento di mezzi meccanici si è cercato di creare argini di riparo per gli edifici ed i manufatti, ma solo un'inaspettata diminuzione dell'alimentazione alle bocche ha permesso di salvare le strutture turistiche – ricettive.

Il 24 novembre la colata diretta verso il Rifugio Sapienza si arrestava quasi del tutto mentre procedeva, accompagnata da abbondanti emissioni di cenere, quella indirizzata verso il bosco di Ragalna.

Alle ore 7:59 dello stesso giorno si verificava una scossa di terremoto tra Zafferana Etnea e Santa Venerina ($M = 3.7$, Intensità pari al V° della scala EMS-98), avvertita distintamente e con panico dalla popolazione del versante orientale etneo.

Tra il 24 e il 26 novembre venivano segnalate gravi lesioni ad edifici di civile abitazione e in alcuni tratti della condotta idrica ad Aci Catena, nei pressi della parte alta del paese, dove esiste una struttura tettonica conosciuta come Faglia di Aci Catena; tale struttura è nota in modo particolare poiché produce movimenti lenti per *creep* asismico. Diverse abitazioni venivano dichiarate inagibili con conseguente evacuazione degli abitanti.

1.5.4. Il terremoto di Macchia di Giarre

Il 2 dicembre, alle ore 13:28, un terremoto di magnitudo $M = 3.6$ colpiva l'abitato di Macchia di Giarre (Frazione di Giarre) provocando il crollo di parte del torrino scale di una scuola elementare (**Figura 1.15**). Il crollo non ha procurato né vittime né feriti in quanto il terremoto era stato preceduto (otto minuti prima) da una scossa di intensità minore ($M = 2.8$) a seguito della quale gli insegnanti avevano fatto evacuare la scuola. L'intensità di danno di tale terremoto è stata pari al VI della scala EMS-98.



*Figura 1.15 - Macchia di Giarre: Scuola elementare danneggiata dal sisma.
Foto DRPC del dicembre 2002.*

Dall'inizio della crisi sismica e vulcanica si sono registrate più di 450 scosse distribuite nell'intero versante orientale etneo, di cui 24 con magnitudo compresa tra 3.5 e 4 e 7 con magnitudo $M \geq 4$.

1.6. Fratturazione al suolo legata agli eventi sismici del 2002

1.6.1. Premessa

Le zone di fratturazione prodottesi durante il periodo ottobre - dicembre 2002 si inseriscono all'interno del complesso quadro che caratterizza l'intero versante orientale dell'Etna. Da un punto di vista geologico strutturale, il versante è caratterizzato dalla presenza di numerose strutture tettoniche, alcune delle quali, quelle che costituiscono il sistema Piano Provenzana - Pernicana, orientato EO, e quelle del sistema Mascalucia - Trecastagni, orientato NW-SE, separano il blocco del versante orientale dal restante edificio vulcanico (Lo Giudice e Rasà, 1992). Questo blocco è soggetto a un continuo scivolamento gravitativo verso est, accelerato da stress legati alla risalita di magma (Palano et al., 2008) e agevolato dalla presenza, al di sotto dello strato superficiale di vulcaniti a comportamento rigido, di un potente deposito di argille a comportamento duttile (Carveni e Bella, 1994). L'energia di deformazione accumulata viene rilasciata in corrispondenza di strutture ubicate nel medio - basso versante orientale, in maniera istantanea, generando terremoti, comunque di bassa magnitudo ($M < 5$) ma aventi ipocentri superficiali ($h < 2$ Km), oppure in maniera silente e lenta attraverso fenomeni di *creep* asismico (Lo Giudice e Rasà, 1992; Carveni e Bella, 1994; Bella et al., 1996; Gresta et al., 1997; Azzaro, 1999). Questi fenomeni sono principalmente localizzati lungo faglie orientate circa NNW - SSE e NW - SE, che si manifestano con delle imponenti scarpate denominate localmente "Timpe", prosecuzione nell'entroterra del sistema tettonico a scala regionale della "Scarpata Ibleo - Maltese".

1.6.2. Rilievo delle fratture al suolo

Il rilievo degli effetti lesivi al suolo è stato eseguito partendo dal censimento di tutti gli elementi deformativi che si sono manifestati nelle aree urbanizzate. Queste fratture, raggruppate in zone, sono state seguite anche in aperta campagna (**Figura 1.16**), dove hanno interessato il suolo agrario, stradine interpoderali e manufatti rurali. Il rilievo è stato condotto con l'ausilio di strumentazione GPS al fine di ottenere una corretta ubicazione delle fratture. Di queste sono state definite le caratteristiche geometriche e cinematiche che hanno permesso la costruzione di una apposita banca dati. Per le fratture cosismiche e post - sismiche degli eventi del 2002 è stata prodotta una cartografia di dettaglio a scala 1:2.000, in cui i singoli tratti sono stati differenziati in funzione dell'entità dell'apertura (millimetrica e centimetrica).



*Figura 1.16 - Acireale – Via Sabaudia (Contrada Lella): Fratturazione al suolo su terreno agricolo.
Foto DRPC del novembre 2002 (A. Torrisi).*

Lo studio è stato completato con la realizzazione di carte a scala 1:10.000, riportanti le zone di frattura che si sono generate in epoca storica a seguito di terremoti o eventi di creep asismico. La ricerca si è basata sull'analisi dei dati storici pubblicati, reperiti nelle varie biblioteche ed emeroteche pubbliche, negli istituti universitari e di ricerca, e sulle informazioni e testimonianze che sono state verificate in loco.

Per maggiori dettagli su ciascuna delle 26 zone di fratturazione (ZF) censite nei comuni del versante orientale etneo, è possibile consultare il volume pubblicato dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile (DRPC) dal titolo *Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello* (Azzaro et al., 2010) interamente scaricabile tramite il sito: <http://sit.protezionecivilesicilia.it>. Un breve cenno di seguito riguarda soltanto la ZF ricadente tra i comuni di Santa Venerina e Acireale, considerato che in tale ambito territoriale ricadono la maggior parte dei dati geologici oggetto del presente studio.

Tale zona, denominata *ZF di Bongiardo - Scura - San Giovanni Bosco*, si è formata a seguito del terremoto delle ore 10:02 del 29/10/2002 (Azzaro et al., 2006). È estesa circa 5.5 km e 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. 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 (**Figura 1.17**).



Figura 1.17 - Acqua Bongiaro: frattura su colata lavica - la linea tratteggiata indica l'apertura (Azzaro et al., 2010).

Il Dipartimento Regionale della Protezione Civile (DRPC), al fine di procedere alla perimetrazione speditiva delle aree in cui si erano riscontrati effetti di sito o zone di fagliazione superficiale, prevista dalla Direttiva Presidenziale del 11/06/2003, ha avviato una serie di studi geologici – morfologici di dettaglio al fine di rilevare gli effetti lesivi al suolo e gli elementi deformativi a cominciare da quelli che si sono manifestati nelle aree urbanizzate. Tali studi e rilievi hanno contribuito a popolare un'apposita banca dati che riporta, per ogni frattura, le caratteristiche geometriche e cinematiche oltre alla documentazione fotografica ed alle informazioni relative alla georeferenziazione sulla carta tecnica regionale (scala 1:10.000 e scala 1:2.000).

Il censimento, per come sopra descritto, ha consentito al DRPC di avviare la redazione di apposite mappe speditive di perimetrazione delle zone fratturate (**Figura 1.18**), di cui è stata anche ricostruita l'evoluzione in un periodo storico centennale.

L'elaborazione delle suddette mappe pone le basi per una successiva programmazione riguardo ad eventuali studi specialistici di microzonazione sismica oltre che per la redazione di apposite linee guida finalizzate alla ricostruzione nelle aree interessate dagli eventi sismici.

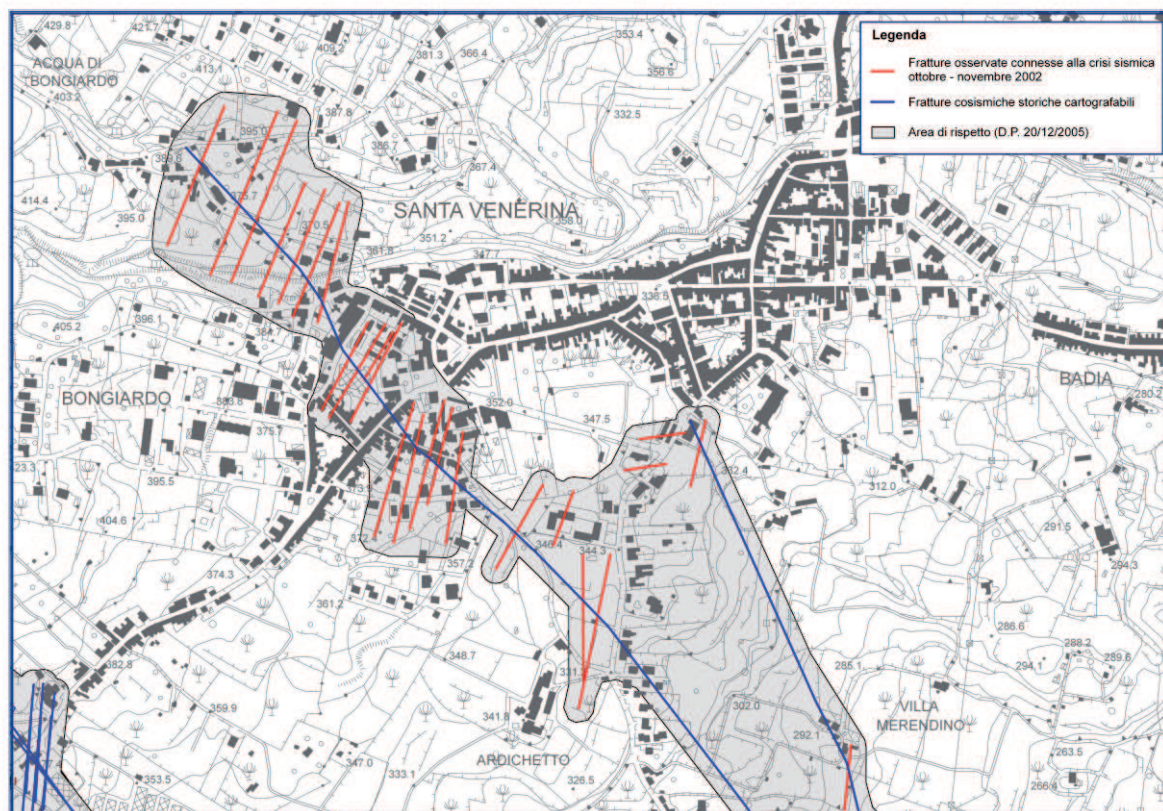


Figura 1.18 - Stralcio della perimetrazione speditiva delle aree di fratturazione al suolo nel territorio del comune di Santa Venerina (DRPC, 2005).

1.6.3. Rilievo dei danneggiamenti nell'edilizia pubblica e privata

Come sempre succede nelle emergenze post - terremoto, anche durante l’Emergenza Etna 2002 - 2003 la Protezione Civile ha condotto una campagna di rilievo del danno e valutazione dell’agibilità post sismica delle costruzioni colpite.

La tempestività nell’effettuare le verifiche di agibilità, riscontrando il grado di danneggiamento e le eventuali compromissioni totali o parziali degli elementi strutturali degli immobili, ha una grande rilevanza nelle prime fasi dell’emergenza perché consente di poter assicurare la pubblica e privata incolumità, garantendo un’adeguata assistenza e sistemazione delle popolazioni colpite, riducendone il disagio, e facilitando il recupero delle normali condizioni di vita pre - evento.

Tali obiettivi vengono perseguiti attraverso differenti fasi temporali, utilizzando una collaudata metodologia di rilevamento e di valutazione.

Il protrarsi della sequenza sismica, con periodici eventi di intensità maggiore, aventi anche epicentri diversi, ha provocato il susseguirsi di ondate di richieste di sopralluogo, talora anche

per edifici già verificati, per il timore che le nuove scosse potessero aver danneggiato gli immobili. Sono stati effettuati complessivamente circa 9.000 sopralluoghi per verifiche di agibilità nei comuni colpiti e oltre 1.500 edifici sono risultati inagibili per varie cause.

Le aree in cui sono stati riscontrati i danni maggiori sono: la Frazione di Bongiardo del comune di Santa Venerina, le Frazioni di Guardia e San Giovanni Bosco del comune di Acireale e - a seguito della scossa del 2 dicembre - la Frazione di Macchia del comune di Giarre.

In tali località l'effetto del sisma si è manifestato con gravi collassi di elementi strutturali e non strutturali degli edifici, che hanno fatto venire meno le condizioni minime per l'abitabilità delle unità abitative e/o produttive e con ricorrenti crolli di muri a secco posti ai lati delle strade urbane e delle stradelle interpoderali, che hanno compromesso, in alcuni casi, il transito dei mezzi.

I sopralluoghi, condotti su richiesta dei cittadini, sono stati svolti con il supporto della Scheda di I livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica, nella versione *AeDES 05/2000*.

La scheda *AeDES* e il relativo Manuale di istruzioni sono stati redatti da un gruppo di lavoro misto DPC - GNDT - SSN che ha operato fin dai primi mesi del 1997. Una prima versione della scheda (09/97) è stata utilizzata per la schedatura dei danni agli edifici ordinari durante le emergenze post - sismiche nella regione Marche (mentre in Umbria si utilizzava un'altra scheda) e nel Pollino. L'esperienza condotta ha consentito di elaborare una seconda versione (05/98), ed infine la versione *AeDES 05/2000* che è stata pubblicata nel 2000 ed utilizzata nel 2002 a seguito dei terremoti in Sicilia e in Molise.

La scheda è finalizzata al rilevamento delle caratteristiche tipologiche, del danno e dell'agibilità degli edifici ordinari. Va precisato che la verifica di agibilità post sismica, così come oggi viene intesa in ambito Protezione Civile in fase di emergenza, non è una verifica di idoneità statica, né comporta calcoli ed approfondimenti di alcun tipo, ma è una verifica a carattere speditivo formulata sulla base di indicatori di vulnerabilità e danneggiamento direttamente acquisibili sul posto e finalizzata a distinguere in tempi brevi condizioni di manifesta inagibilità ovvero condizioni di palese influenza dell'evento sismico sullo stato dell'immobile potendo sempre il rilevatore chiedere una successiva ispezione di maggiore dettaglio.

Infatti l'agibilità viene così definita: *La valutazione di agibilità in emergenza post - sismica è una valutazione temporanea e speditiva – vale a dire formulata sulla base di un giudizio*

esperto e condotto in tempi limitati, in base alla semplice analisi visiva ed alla raccolta di informazioni facilmente accessibili – volta a stabilire se, in presenza di una crisi sismica in atto, gli edifici colpiti dal terremoto possano essere utilizzati restando ragionevolmente protetta la vita umana.

Anche se il giudizio finale sulla valutazione dell'agibilità resta comunque di stretta pertinenza del rilevatore, la scheda costituisce un valido ausilio, per i seguenti motivi:

- mantiene traccia dell'ispezione effettuata e del relativo esito;
- fornisce un percorso guidato che dagli elementi rilevati indirizza al giudizio di agibilità;
- uniforma i possibili esiti del giudizio di agibilità, riconducendo l'edificio ad alcuni stati precedentemente identificati;
- favorisce tra i rilevatori un'omogeneità di comportamento;
- cerca di stabilire un linguaggio comune nella descrizione del danno e della vulnerabilità;
- consente una migliore informatizzazione dei dati e, quindi, una maggiore efficienza nelle procedure;
- permette di effettuare una catalogazione del patrimonio edilizio;
- permette di effettuare una valutazione dei costi di riparazione e/o miglioramento sismico ed una prima allocazione delle risorse.

La **Tabella 1.2** riporta gli esiti di agibilità (A - Agibili; B - Temporaneamente inagibili ma agibili con provvedimenti; C - Parzialmente inagibili; D - Temporaneamente inagibili da rivedere; E - Inagibili; F - Inagibili per rischio esterno), come indicato nella Sezione 8 della scheda *AeDES 05/2000*, limitatamente ai comuni in cui il DRPC ha avviato studi di microzonazione sismica dopo gli eventi sismici del 2002.

La **Figura 1.19**, invece, riporta la mappa redatta in ambiente GIS degli esiti di agibilità degli edifici danneggiati dal sisma e delle fratture osservate a seguito degli eventi sismici del 2002.

	Esiti di agibilità					
	A	B	C	D	E	F
ACI CATENA	134	/	3	/	18	/
ACIREALE	1.213	2	43	1	400	2
GIARRE	419	8	57	/	90	5
LINGUAGLOSSA	201	/	5	/	36	/
MILO	343	/	13	/	149	/
PIEDIMONTE ETNEO	125	/	9	/	30	/
SANT'ALFIO	67	/	7	/	12	/
SANTA VENERINA	1.373	4	90	2	450	2
ZAFFERANA ETNEA	940	8	146	11	160	2
TOTALI	4.815	22	373	4	1.345	11

Tabella 1.2 - Esiti di agibilità aggiornati al dicembre 2002 (dati estratti dalla banca dati S.E.T. del DRPC).

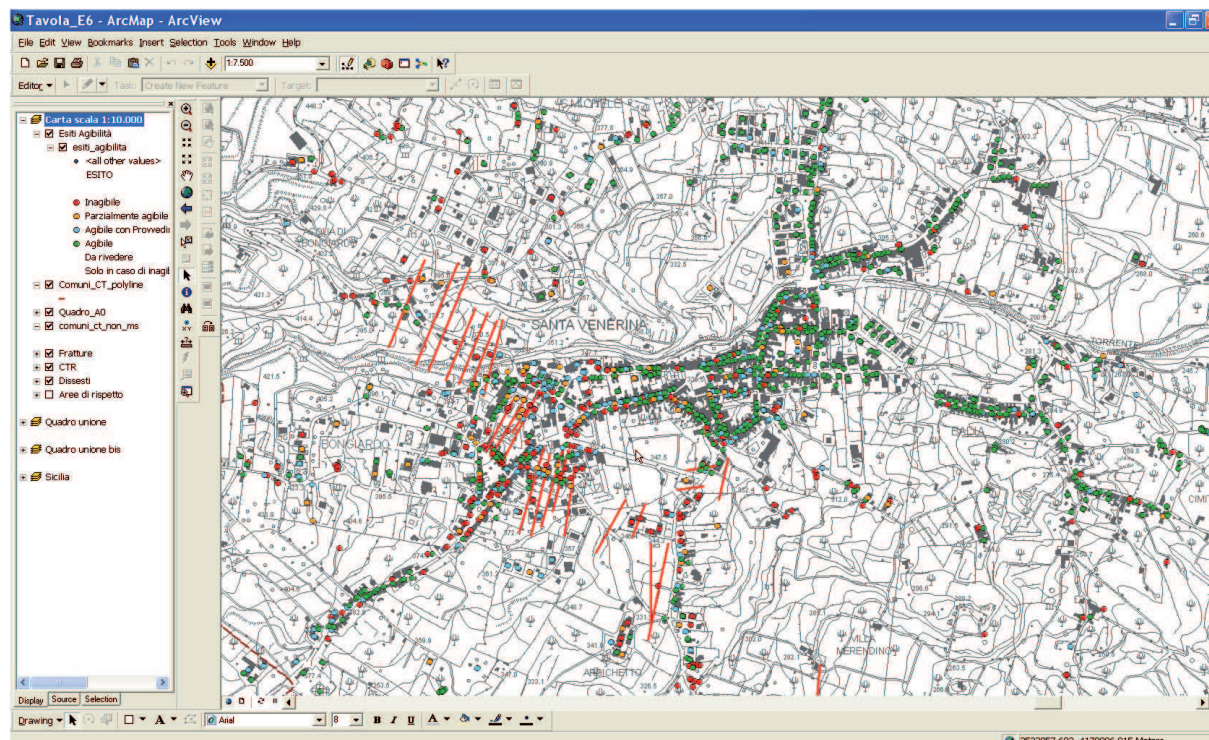


Figura 1.19 - Santa Venerina (Bongiardo): classificazione in ambiente GIS degli edifici in funzione degli esiti di agibilità e fratture osservate a seguito della sequenza sismica del 2002.

CAPITOLO 2

RACCOLTA DATI E PROCEDURE INFORMATICHE PER LA GESTIONE DEI DATI GEOLOGICI

2.1 Introduzione

Al fine di poter realizzare il presente studio ci si è avvalsi dei dati censiti dallo scrivente nell'ambito dell'attività lavorativa prestata presso il Dipartimento Regionale della Protezione Civile - DRPC, a corredo di studi di microzonazione sismica nel versante orientale etneo (pubblicati nel sito <http://sit.protezionecivilesicilia.it>), oltre a quelli provenienti da nuove specifiche indagini avviate durante il progetto di ricerca, con particolare riguardo al centro abitato del comune di Santa Venerina. A tali dati sono state aggiunte ulteriori indagini rese disponibili da geologi liberi professionisti.

I dati di base relativi a studi di microzonazione sismica riguardano, in genere, diversi ambiti disciplinari quali geologia, geomorfologia, geofisica, geotecnica, ingegneria strutturale e ingegneria sismica e contribuiscono alla costruzione di un modello del sottosuolo come prodotto speditivo di sintesi, propedeutico alle elaborazioni successive per la redazione della carta di microzonazione sismica.

La raccolta dati è stata seguita dallo sviluppo di una banca dati GIS attraverso la progettazione ed implementazione di un'architettura delle informazioni territoriali opportunamente georeferenziate (con particolare riferimento a quelle geologico - tecniche di superficie e del sottosuolo).

La banca dati geografica si compone delle seguenti coperture cartografiche, disponibili nei formati vettoriale e raster:

- Carta Tecnica Regionale - CTR della Regione Siciliana (scala 1:10.000 e 1:2.000);
- Ortofoto a colori della Regione Siciliana e relativo DTM;
- Carta geologica di base scala 1:10.000;
- Profili geologici e litologici;
- Perimetrazioni speditive delle aree di fratturazione al suolo;
- Catalogo Macrosismico dei Terremoti Etnei dal 1832 al 1998 (R. Azzaro, M.S.

Barbano, B. Antichi, R. Rigano, 2000) comprensivo delle successive localizzazioni epicentrali registrate dalla rete sismica dell'INGV - Osservatorio Etneo fino ai nostri giorni;

- Sondaggi geofisici, geognostici e geotecnici ricadenti nell'area di studio;
- Catalogo fotografico di circa 600 siti interessati da fenomeni di fratturazione al suolo.

Complessivamente i sondaggi geologici presi in considerazione nel corso del progetto di ricerca sono costituiti da 239 sondaggi geognostici (di cui 89 con prova sismica tipo Down - Hole), 122 prove geofisiche di tipo MASW per la determinazione del profilo delle velocità delle onde sismiche in corrispondenza delle sezioni in cui queste ricadono, e 148 traverse sismiche a rifrazione. A ciò vanno aggiunti i dati delle analisi di rumore sismico ambientale (microtremore), ottenuti attraverso il calcolo dei rapporti spettrali tra componente orizzontale e verticale H/V, con il metodo noto in letteratura come “*Metodo di Nakamura*” (Nakamura, 1989).

2.2 Studi geologico - tecnici censiti presso il DRPC

La raccolta dati del DRPC ha riguardato i comuni ricadenti nel versante orientale dell'Etna coinvolti dagli eventi sismici – eruttivi del 2002, a cui sono stati richiesti gli studi e le indagini svolte per la redazione degli strumenti urbanistici e tutti quei dati utili per la conoscenza degli aspetti geologici del territorio, con particolare interesse verso le problematiche di natura sismica e tettonica.

Lo stesso DRPC ha invitato l'Ufficio del Genio Civile di Catania e la Provincia Regionale di Catania a dare il loro contributo alla raccolta preliminare dei dati, con particolare riguardo a quelli di natura geologica e geotecnica come i sondaggi realizzati nella fase di progettazione di opere pubbliche e private ricadenti nel territorio di competenza degli studi di microzonazione sismica.

Dopo il reperimento della Carta Tecnica Regionale di base (CTR) a scala 1:10.000 e 1:2.000 (www.sitr.regione.sicilia.it), è iniziata una puntuale ed attenta informatizzazione di tutti i dati man mano acquisiti, con lo scopo di organizzare le informazioni in un Geodatabase tematico georeferenziato.

Al termine della fase di raccolta i dati censiti consistevano in diversi e numerosi livelli informativi come carte geologiche, carte di pericolosità sismica, carte delle faglie, carte

idrogeologiche, carte dei sondaggi, ecc. , opportunamente inseriti nella banca dati, in continuo e costante sviluppo.

La **Tabella 2.1** sintetizza per ciascun comune i dati censiti, comprensivi della cartografia numerica di base (CTR) dell'Assessorato Regionale Territorio ed Ambiente – Dipartimento dell'Urbanistica.

COMUNE	CARTOGRAFIA DI BASE (CTR)		LIVELLI TEMATICI (fonte PRG)
Aci Catena	1:2.000	1:10.000	Geologia, faglie, sondaggi, studio di microzonazione sismica zona centro, carta della suscettività all'uso del suolo, litologia, tettonica.
Acireale	1:2.000	1:10.000	Geologia, carta della pericolosità sismica, carta della pericolosità geologica, carta della pericolosità per instabilità, carta della pericolosità per esondazione, faglie e creep asismico, pozzi per usi idropotabili.
Giarre	1:2.000	1:10.000	Carta geologica, faglie e creep asismico, pozzi, carta idrogeologica, carta della pericolosità sismica e geologica.
Linguaglossa	1:2.000	1:10.000	Geologia, carta idrogeologica, carta delle limitazioni uso suolo, carta della stabilità potenziale e reale, faglie e/o fratture, pozzi e sorgenti.
Milo	1:2.000	1:10.000	Geologia, faglie.
Piedimonte Etneo	1:2.000	1:10.000	Geologia e faglie, carta idrogeologica, carta della pericolosità geologica, carta litotecnica, carta morfologica.
Sant'Alfio	1:2.000	1:10.000	Geologia, carta della pericolosità vulcanica, faglie.
Santa Venerina	1:2.000	1:10.000	Geologia, faglie, pozzi e gallerie drenanti, carta della suscettività all'uso del suolo, carta idrogeologica.
Zafferana Etnea	1:2.000	1:10.000	Geologia, carta della pericolosità geologica, carta della pericolosità apertura centri eruttivi, faglie, lineazioni e fratture.

Tabella 2.1 - Dati geologici dei Piani Regolatori Generali censiti nel Sistema Informativo Territoriale del DRPC.

2.3 Sondaggi geognostici, prove in sito e di laboratorio

La banca dati raccoglie 239 profili stratigrafici di cui 89 completi di prova sismica in foro (Down – Hole). Le informazioni sono georeferenziate sia nel sistema Gauss – Boaga, Datum Roma 40, sia nel sistema WGS84, Fuso 33N. I dati sono tutti disponibili in formato Geodatabase e la loro consultazione può essere effettuata tramite un qualsiasi software GIS.

La banca dati delle indagini geologiche è sviluppata in quattro sezioni principali di seguito descritte con i rispettivi contenuti informativi:

Dati generali (Figura 2.1):

- Codice ID (Identificativo chiave primaria della banca dati);

- Sezione CTR di competenza;
- Comune e località;
- Tipologia (Sondaggio meccanico, Affioramento significativo o Pozzetto d'ispezione);
- Committente e Ditta esecutrice;
- Oggetto dell'intervento e Tecnico redattore / progettista;
- Coordinate del punto di perforazione;
- Quota sul livello del mare del punto che identifica la stratigrafia;
- Profondità, diametro e inclinazione del foro;
- Profondità in cui si attesta l'eventuale falda acquifera;
- Sigla, data della perforazione e attrezzatura utilizzata.

Profili Stratigrafici (Figura 2.2):

- Profondità dal piano campagna in cui si attesta la base dei singoli strati;
- Descrizione litologica dello strato non codificata, riportata in modo fedele a quella originale del sondaggio che ha originato il profilo stratigrafico.

Prove di laboratorio:

- Profondità di prelievo del campione;
- Peso di volume;
- Angolo di attrito interno;
- Coesione;
- Pressione di rottura del campione.

Down - Hole:

- Profondità della misura;
- Tempi di arrivo delle onde P ed S (corretti e reali);
- Peso di volume;
- Velocità delle onde P ed S (V_p e V_s) e rispettivi rapporti V_p / V_s e V_s / V_p ;
- Coefficiente di Poisson;
- Modulo di Taglio, Modulo di Young, Compressibilità volumetrica;
- Impedenza sismica, Coefficiente di rifrazione, Coefficiente di riflessione.

La banca dati contiene, inoltre, per ciascun sondaggio, una scheda fotografica della stratigrafia originale ed uno stralcio planimetrico della CTR con la rispettiva localizzazione.

BANCA DATI DEI SONDAGGI GEOGNOSTICI

DATI GENERALI | STRATIGRAFIE | PROVE DI LABORATORIO | DOWN-HOLE

ID: ☒ Down Hole ☐ Prelievo Campione

CTR: 625140

Comune: ACI CATENA

Località:

Tipologia: SONDAGGIO MECCANICO

Committente:

Esecutrice:

Oggetto:

Redattore:

X(m): 2532451,396

Y(m): 4161545,75

Quota(m): 190

Profondità(m): 30

Diametro(mm): 127

Inclinazione(°):

Falda(m):

Sigla: S-1

Data: DICEMBRE 1997

Attrezzatura: CS CASAGRANDE

ANTEPRIMA STAMPA

ANTEPRIMA STAMPA CON DOWN-HOLE

VEDI Scheda Foto

VEDI Scheda Down - Hole

MASCHERA INIZIALE

Record: 1 di 212

Figura 2.1 – Banca Dati sondaggi. Sezione per l’inserimento dei dati generali (fonte DRPC).

BANCA DATI DEI SONDAGGI GEOGNOSTICI

DATI GENERALI | **STRATIGRAFIE** | PROVE DI LABORATORIO | DOWN-HOLE

Stratigrafia

Px(m) indica la profondità a cui si attesta la base del litotipo

ID_Sond	P(m)	Litotipo
8,5		MATERIALE DI RIPORE DI NATURA VULCANICA, INCOERENTE, DI COLORE GRIGIO SCURO, A GRANULOMETRIA < 1 MM > 5 CM
12,2		LAVE BASALTICHE MOLTO COMPATTE, MICROCRISTALLINE, DI COLORE GRIGIO, CON PICCOLI FENOCRISTALLI DI PL E RARE OL E PX. NELLA PARTE SC
19		LAVE SCORIAEE DI COLORE VINACCIO, IN ELEMENTI CENTIMETRICI, CON ABBONDANTE FRAZIONE SABBIOSA (RIFUSA)
23		LAVE BASALTICHE COMPATTE, A GRANA MEDIA, DI COLORE GRIGIO, MOLTO FRATTURATE E VACUOLARI NELLA PARTE SOMMITALE E BASALE, CON AI
30		TUFITI COSTITUITE DA SABBIE VULCANICHE FINI DI COLORE BRUNO, PASSANTI VERSO IL BASSO A LIMI ARGILLOSI DI COLORE BRUNO-GIALLASTRO. N.
*	0	

ANTEPRIMA STAMPA

ANTEPRIMA STAMPA CON DOWN-HOLE

MASCHERA INIZIALE

Record: 1 di 5

Figura 2.2 – Banca Dati sondaggi. Sezione per l’inserimento dei profili stratigrafici (fonte DRPC).

Un breve cenno riguarda pure il censimento delle prove MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) sulle cui specifiche tecniche si farà ampio riferimento nel **Capitolo 7**.

In questa fase ci si limita ad osservare che per ciascuna delle 122 prove MASW censite è stata implementata una scheda di sintesi contenente le rispettive risultanze tecniche.

La scheda (**Figura 2.3**) riporta il comune in cui ricade l'indagine e le coordinate metriche del sito d'indagine nel sistema di riferimento geografico WGS84, Fuso 33N. Inoltre la scheda contiene il profilo delle velocità delle onde di taglio V_s ed il valore di V_{s30} .

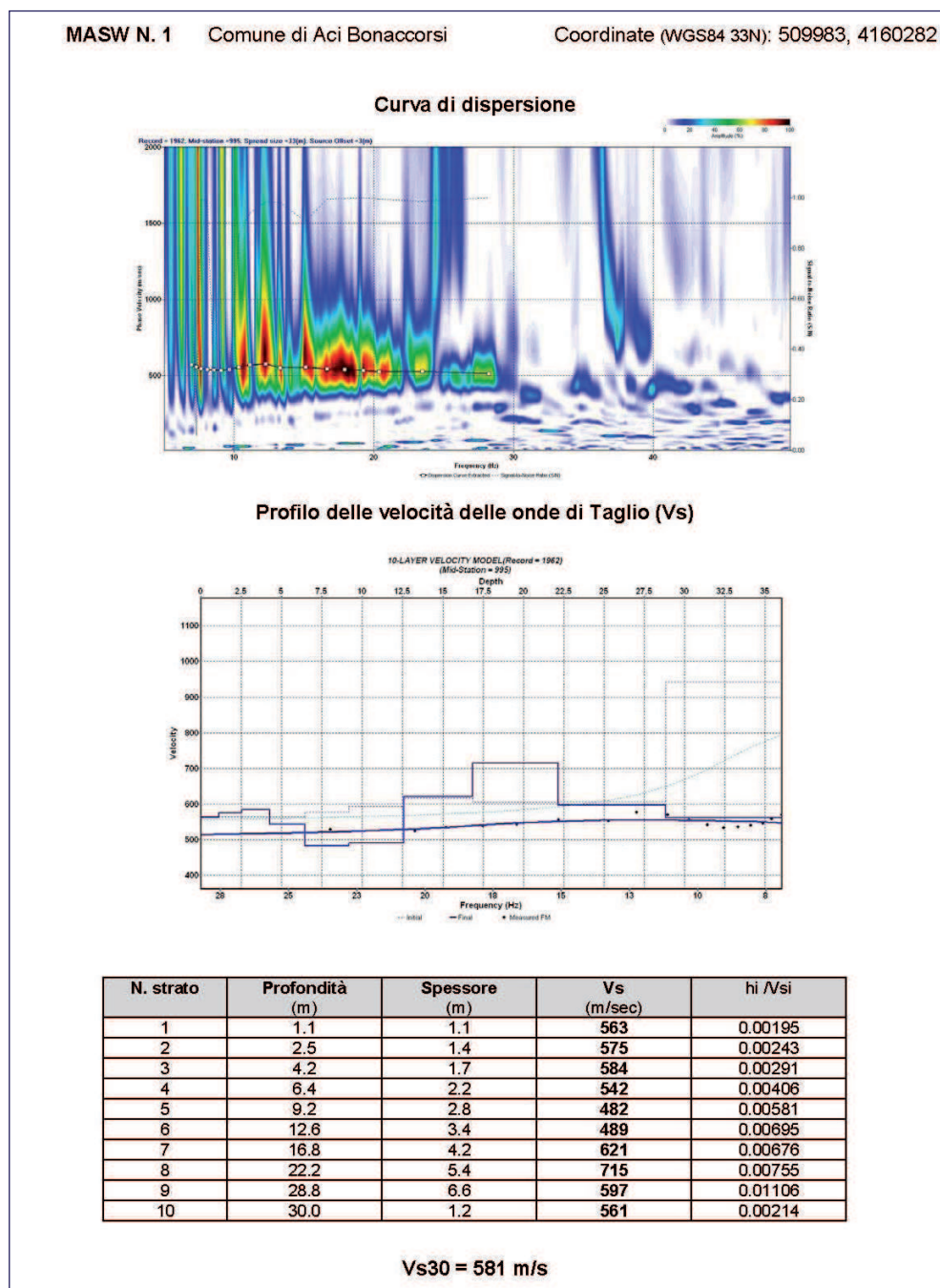


Figura 2.3 – Esempio di una scheda di sintesi dei dati ottenuti con la prova MASW.

Infine si richiama il censimento delle risultanze delle analisi di rumore sismico ambientale (microtremore), ottenuti attraverso il calcolo dei rapporti spettrali tra componente orizzontale e verticale H/V, con il metodo noto in letteratura come “*Metodo di Nakamura*” (Nakamura, 1989).

La Banca Dati dei sondaggi geognostici e delle prove Down - Hole può essere consultata liberamente attraverso la rete Internet tramite il sito del DRPC, accessibile nei seguenti indirizzi web:

<http://sit.protezionecivilesicilia.it;>

<http://webgis.protezionecivilesicilia.it/mswebgis>.

2.4 Censimento degli edifici danneggiati dagli eventi sismici del 2002 - 2003

Un'altra importante attività di raccolta dati avviata presso il DRPC, la cui progettazione e regia è stata curata dallo scrivente, ha riguardato il censimento degli edifici danneggiati dagli eventi sismici del 2002 – 2003 mediante la compilazione e la successiva informatizzazione della scheda AeDES 05/2000 precedentemente citata nel *Capitolo 1*.

Come già evidenziato, a seguito degli eventi sismici del 2002 - 2003, sono stati effettuati circa 9.000 sopralluoghi per verifiche di agibilità in quattordici comuni dell'area etnea.

La piattaforma software utilizzata, progettata ed implementata dal Servizio Sismico Nazionale, era costituita dal Software per la gestione dei sopralluoghi e la raccolta delle informazioni nell'emergenza post terremoto denominato *SET*.

Il software è stato progettato con lo scopo di supportare l'attività di censimento dei dati dalla richiesta di sopralluogo, effettuata presso i comuni, fino alla trasmissione dei dati all'unità centrale della sede dove avviene la raccolta ed è stato suddiviso in due sezioni: la prima permette la consultazione e la stampa del Manuale di Gestione del C.O.M. (Centro Operativo Misto) ed è realizzata con pagine WEB; la seconda, invece, realizzata in VB con librerie standard, permette la gestione del censimento dei dati inerenti le richieste di sopralluogo, basandosi su di un database relazionale (Microsoft ACCESS) in grado di consentire la distribuzione in rete delle informazioni e l'accesso ai dati da parte di più utenti in concorrenza.

Al termine dell'informatizzazione delle schede con le procedure sopra descritte, il SIT del DRPC ha provveduto a georeferenziare ciascun edificio oggetto di sopralluogo al fine di

poterlo localizzare con precisione sulla cartografia tecnica di base. Ciò è stato possibile dalla lettura delle coordinate riportate dai tecnici rilevatori sulle schede e, ove queste mancavano, attraverso appositi sopralluoghi nelle aree interessate dal danneggiamento.

Al termine dei lavori è stata, quindi, realizzata una copertura vettoriale georeferenziata in grado di:

- raccogliere e gestire tutte le informazioni in una banca dati relazionale;
- consentire analisi statistiche ed interrogazioni attraverso la banca dati;
- consentire analisi spaziali con gli strumenti del GIS;
- realizzare e stampare carte tematiche;
- mettere in relazione il danneggiamento con le zone di fratturazione rilevate.

L'architettura informatica sopra citata consente di implementare dei collegamenti tra le tabelle del GIS e quelle del database ACCESS del software SET con apposite query di selezione, opportunamente strutturate per presentare in un secondo momento classi di edifici rispondenti alle caratteristiche impostate nelle interrogazioni (*Figura 2.4*).

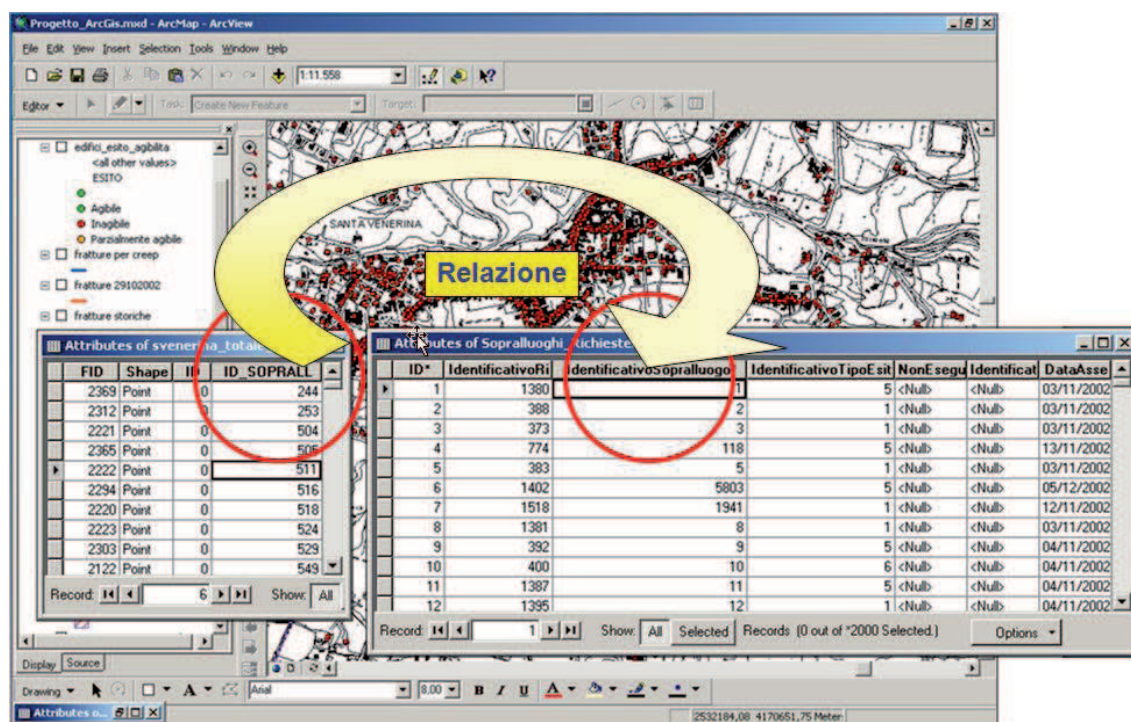


Figura 2.4 - Esempio di relazione 1:1 tra la Tabella dei fabbricati (nel formato GIS) e la Tabella contenente gli esiti di agibilità (database SET).

2.5 Informatizzazione dei dati territoriali per applicazioni GIS

L'evoluzione delle tecnologie informatiche e la diffusione degli strumenti tecnici su supporto digitale consentono di implementare le banche dati delle informazioni territoriali mediante l'uso di software adeguati per la gestione di database e di basi cartografiche. In particolare, nell'ambito del progetto di ricerca, è stato fatto ricorso all'uso di software GIS (Geographic Information System) per l'implementazione di un Sistema Informativo Territoriale (SIT), con il risultato, tra l'altro, di produrre, verificare e pubblicare i dati territoriali nel rispetto degli standard secondo le indicazioni dell'Intesa Stato - Regioni - Enti Locali per i database di interesse generale (INTESA GIS).

Tramite l'utilizzo di software GIS tutti i dati censiti sono stati inquadrati in livelli informativi, visualizzati a seconda dei bisogni specifici, costituendo così una soluzione tecnologica in grado di rispondere a diverse esigenze per la gestione dei dati territoriali.

I GIS sono sistemi informatici in grado di gestire entità informative dotate sia di una componente spaziale "territoriale" (geografica), sia di una componente descrittiva. Quest'ultima è costituita dagli attributi dei dati spaziali ed ha una connotazione di tipo alfanumerico. Questi sistemi informatici sono dunque quelli necessari per implementare un SIT. La possibilità di elaborare dati di diversa natura all'interno dello stesso strumento software, permette di incrementare in misura notevole l'efficienza dell'elaborazione, ma anche e soprattutto la sua efficacia, ottenendo risultati di qualità diversa. Si pensi che un sistema informatico finalizzato a gestire una certa tipologia di dati, rende disponibile un insieme di operatori con cui i dati stessi risultano manipolabili (interrogabili, trasformabili, etc.).

Un GIS, la cui struttura è schematizzata nella **Figura 2.5** (Borrough, 1998), è normalmente composto da diversi strumenti informatici utili per:

- la gestione dell'input dei dati;
- la formazione e la gestione delle banche dati acquisite mediante gli strumenti di input;
- l'interrogazione delle banche dati;
- l'analisi dei dati;
- il reporting relativo alle analisi effettuate.

In genere, gli strumenti di input sono diversificati in relazione alla diversa natura dei dati gestiti nello specifico GIS. Sono, quindi, normalmente disponibili degli strumenti per il

caricamento di tabelle di dati, così come di diversi modelli di dati geografici (vettoriali, immagini, grid). Allo stesso modo gli strumenti possono essere più o meno specializzati, ma in generale, un GIS è dotato di dispositivi per la produzione di rappresentazioni cartografate dei dati, così come per la produzione di output alfanumerici di tipo tabellare. Sono inoltre resi normalmente disponibili strumenti per modificare attraverso l'editing le entità geografiche, sia dal punto di vista della loro connotazione geometrica e topologica, sia dal punto di vista della loro componente descrittiva. Infine, ogni GIS è dotato di uno specifico dispositivo di gestione della archiviazione dei dati (Database).

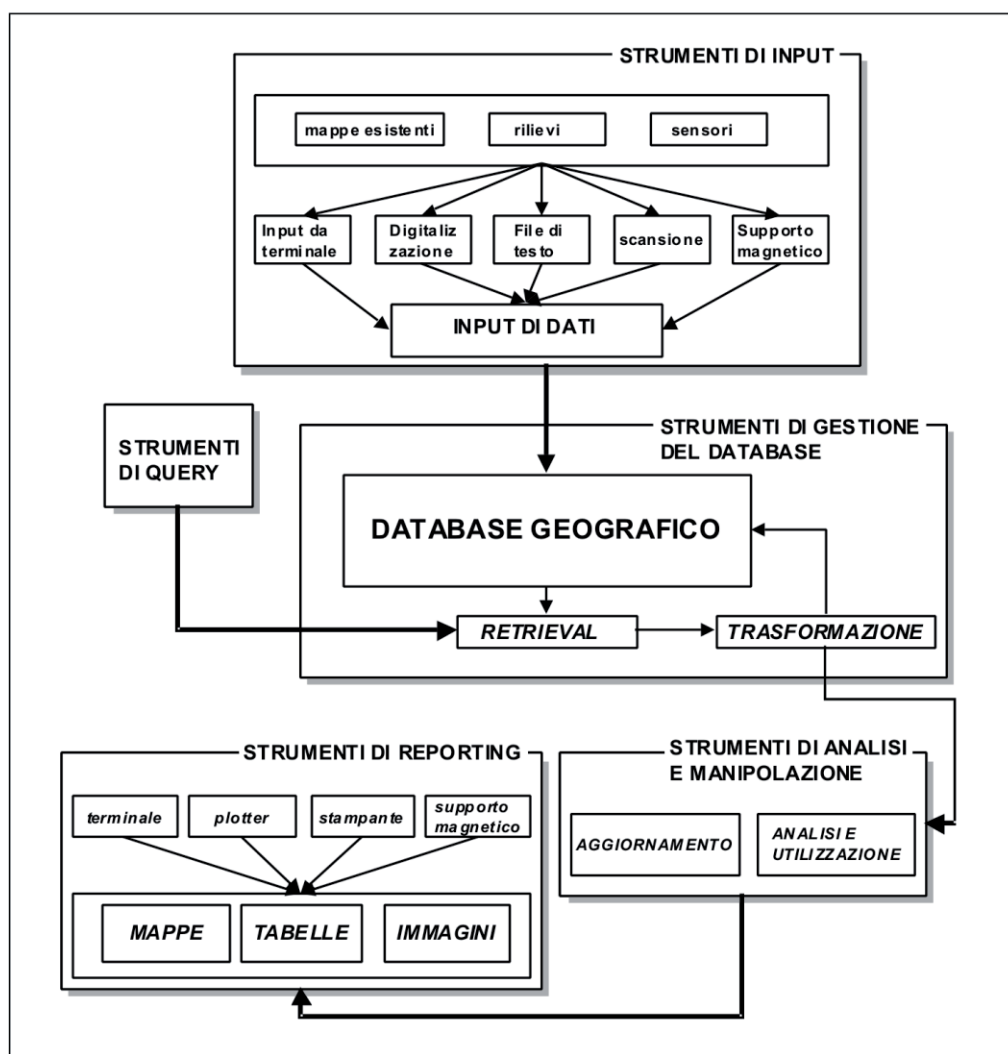


Figura 2.5 - Schema a blocchi della struttura di un sistema GIS (Borrough, 1998).

2.6 Strutturazione della Banca Dati

La fase di strutturazione della banca dati ha previsto una serie di elaborazioni complesse in ambiente GIS, finalizzate alla produzione dei tematismi secondo l'impostazione dello schema del database cartografico per l'occasione progettato.

Le principali elaborazioni avviate possono essere così riassunte:

- editing degli elaborati cartacei con la creazione del livello dei poligoni, delle linee e dei punti;
- editing degli attributi delle tabelle associate;
- import di dati numerici originali;
- verifica della copertura;
- verifica dei livelli tematici;
- verifica della congruenza geometrica;
- verifica delle incongruenze tra oggetti appartenenti alle stesse tematiche;
- verifica delle relazioni topologiche tra informazioni appartenenti a tematiche differenti;
- creazione di grafi (archi e nodi) per taluni tematismi.

Tutti i dati raccolti in formato digitale sono stati preliminarmente soggetti ad una verifica della loro qualità con lo scopo di produrre una conoscenza, organizzata per livelli informativi, in grado di consentire, tra l'altro, la valutazione degli eventuali problemi presenti, in modo da pianificare ed individuare le azioni correttive da intraprendere. Ciò è stato fatto in modo particolare sulla componente geometrica che risulta inevitabilmente affetta da errori o incongruenze dovute al processo di acquisizione stesso.

Anche per la validazione dei dati territoriali sono stati preliminarmente verificati e corretti tutti quegli errori tipici degli oggetti geografici. A titolo d'esempio, per le coperture geologiche si cita il caso di oggetti areali non chiusi oppure punti duplicati nel caso dei sondaggi.

Anche gli attributi sono stati oggetto di validazione, soprattutto per quei casi in cui gli attributi risultano mancanti e, quindi, incongruenti con la tipologia dell'oggetto.

Per la creazione dei metadati per i dati geografici si è fatto riferimento allo standard ISO 19155 raccomandato da INTESA GIS e dal CNIPA (Centro Nazionale per l'Informatica nella

Pubblica Amministrazione). Ciò appare fondamentale per documentare le informazioni messe a sistema e rendere possibile la loro fruibilità ad un'utenza vasta e distribuita.

In conclusione, tutti i dati geografici sono stati raccolti in un Geodatabase col vantaggio di aumentare la affidabilità fisica e logica dei dati e le prestazioni dell'intero sistema, estendendo ai dati geografici le funzionalità di amministrazione della base dati propria di un DBMS (Database Management System). I dati vengono quindi organizzati in un ambiente efficiente, robusto e facilmente accessibile da molteplici ambienti client (ESRI, Autodesk, QGis, MapInfo, Intergraph, MapServer, Grass, ecc.).

2.7 Rappresentazione dei dati

La necessità di implementare diverse e variegate cartografie tematiche ha suggerito l'avvio di appositi progetti di lavoro in ambiente desktop GIS, per la successiva rappresentazione sulla cartografia di base dei tematismi che concorrono alla caratterizzazione geologico – sismica del territorio.

La copertura di base utilizzata per l'editing dei dati è la Carta Tecnica Regionale (CTR) a scala 1:10.000 e 1:2.000. Per la successiva rappresentazione in mappe tematiche opportunamente allestite è stato fatto ricorso ad altre coperture di base come, per esempio, Open Street Map (OSM) trattandosi di un progetto di libero uso dei dati territoriali (www.openstreetmap.org).

2.8 Conclusioni

La tecnologia dei Sistemi Informativi Territoriali (SIT) rappresenta uno strumento indispensabile per acquisire, archiviare, interrogare, analizzare e visualizzare informazioni di tipo geografico. Essa consente di trattare diversi formati di informazioni contenute tradizionalmente in una carta tematica, integrandoli con molti altri tipi di dati, offrendo altresì la possibilità di prefigurare scenari e simulare eventi, operazioni queste utili per prendere delle decisioni, monitorare il territorio e definire piani ed azioni.

L'applicazione di tale tecnologia al progetto di ricerca ha offerto enormi vantaggi nella gestione dei dati territoriali, migliorando l'efficienza e la tempestività delle decisioni e consentendo anche di ottimizzare l'economicità e le priorità delle azioni.

CAPITOLO 3

LA CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE

ORIENTALE ETNEO

3.1 Introduzione

Tra le attività di maggior rilievo svolte nell'ambito del progetto di ricerca la redazione della *Carta geologica del versante orientale etneo*, rappresentata alla scala 1:25.000, è quella che ha richiesto un notevole impegno al fine di censire ed interpretare la mole dei dati geologici disponibili. La stesura del suddetto elaborato cartografico e degli elementi a corredo è stata avviata prendendo come punto di riferimento le risultanze degli studi condotti da ricercatori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università di Catania nell'ambito della convenzione stipulata tra il Commissario Delegato per l'emergenza sismica e vulcanica etnea del 2002 e l'Università di Catania con argomento lo “*Studio geofisico, geologico e geotecnico, ai fini della microzonazione sismica delle aree interessate dagli eventi sismici dei mesi di ottobre, novembre e dicembre 2002*”.

Le suddette ricerche hanno avuto come obiettivo prioritario la definizione di un modello tridimensionale del sottosuolo delle aree teatro degli eventi sismici del 2002 - 2003, cui si è pervenuto facendo riferimento allo stato dell'arte delle conoscenze geologiche della regione interessata. Lo studio ha inoltre offerto l'opportunità di confrontare ed integrare i dati rappresentati nei documenti cartografici allegati ai P.R.G. , con quelli della cartografia geologica ufficiale, prodotta in ambito accademico, a partire dalla *Carta Geologica dell'Etna* alla scala 1:50.000 (AA.VV., 1979), per finire alla *Carta morfotettonica dell'Etna* alla scala 1:60.000 (Monaco et al., 2008).

Si è così pervenuti alla stesura di una nuova carta geologica in grado di coniugare i risultati della ricerca scientifica di base con i fini dell'applicazione pratica, propria dei documenti ufficiali di pianificazione del territorio. La scelta della scala di rappresentazione, pari a 1:25.000, è stata suggerita dalla possibilità di far rientrare l'intero elaborato cartografico in un formato standard A0, pur mantenendo soddisfacente il grado di dettaglio in termini di lettura

dei contenuti informativi della carta, i cui dati sono stati rilevati a scala notevolmente più elevata. La restituzione dei dati geologici è stata prodotta con una legenda molto semplificata allo scopo di consentire la leggibilità della carta e l'immediata applicabilità dei dati in essa contenuti anche ai tecnici di estrazione culturale diversa da quella geologica.

Il modello geologico del versante orientale dell'Etna di seguito proposto è in realtà il frutto della rigorosa applicazione dei più avanzati metodi d'indagine sulle aree vulcaniche, mediante un'analisi basata non solo su una chiave di lettura strettamente vulcanologica, ma bensì ispirata alla giusta considerazione anche dell'incidenza di tutti i processi geologici associati al vulcanismo (tettonica, morfogenesi, variazioni climatiche) che hanno sicuramente accompagnato l'evoluzione dell'edificio etneo.

L'approccio metodologico utilizzato offre la possibilità di determinare una serie di vincoli che permettono di restringere il campo d'incertezza nella ricostruzione della geometria tridimensionale del sottosuolo, ottenuta mediante l'interpretazione dei dati di superficie. Tale modo di operare potrebbe consentire di supplire alla mancanza di dati di conoscenza diretta, derivanti dai sondaggi geognostici e dalle analisi geofisiche che, nonostante lo sforzo di raccolta prodotto, risultano ancora del tutto inadeguati per numero e distribuzione areale.

I dati di superficie riportati nella carta geologica in argomento possono consentire solo una ricostruzione preliminare dell'andamento tridimensionale dei corpi geologici sepolti, il cui dettaglio dovrà essere ulteriormente perfezionato con l'acquisizione di nuovi dati di sottosuolo e mediante l'esecuzione dei rilevamenti di dettaglio.

In coda al presente capitolo la **Figura 3.11** rappresenta l'elaborato cartografico finora citato.

3.2 Inquadramento territoriale e ambiti amministrativi interessati

La *Carta geologica del versante orientale dell'Etna*, la cui estensione comprende l'area di studio del progetto di ricerca, interessa i comuni di: Aci Bonaccorsi, Aci Castello, Aci Catena, Aci Sant'Antonio, Acireale, Catania, Giarre, Mascali, Milo, Riposto, San Giovanni La Punta, San Gregorio di Catania, Sant'Agata Li Battiati, Sant'Alfio, Santa Venerina, Trecastagni, Tremestieri Etneo, Valverde, Viagrande e Zafferana Etnea (**Figura 3.1**), tutti appartenenti alla Provincia di Catania. Alcuni comuni ricadono interamente all'interno dell'area di studio mentre altri sono interessati solo parzialmente.

L'area esaminata, ricadente nel versante orientale e sud – orientale dell'Etna, è estesa complessivamente per ettari 21.735,11.

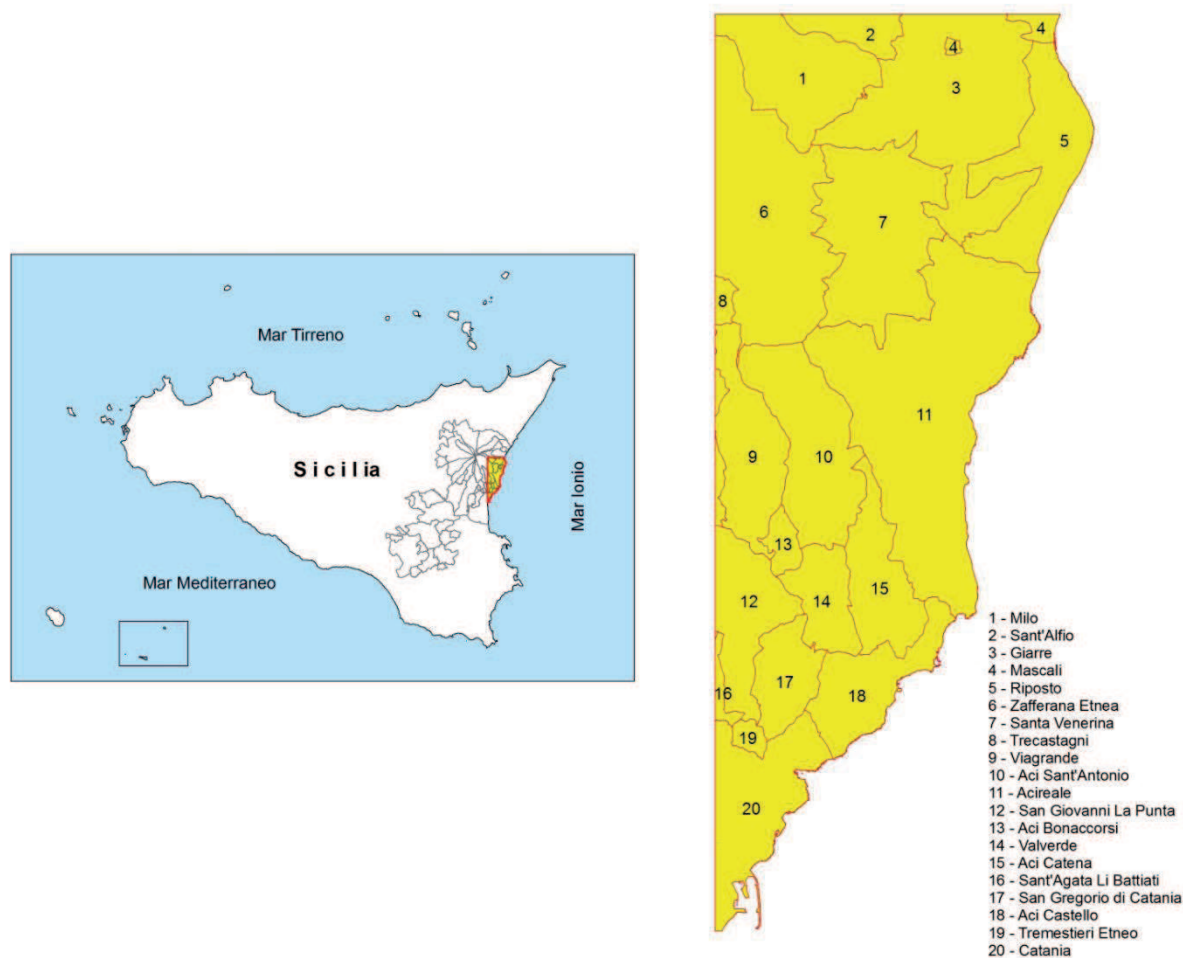


Figura 3.1 - Inquadratura regionale e suddivisione degli ambiti amministrativi comunali dell'area di studio oggetto della ricerca.

La **Tabella 3.1** e la **Figura 3.2** riportano, rispettivamente, l'elenco delle sezioni della Carta Tecnica Regionale - CTR in scala 1:10.000 della Regione Siciliana (Assessorato Regionale Territorio ed Ambiente, Dipartimento dell'Urbanistica) in cui sono rappresentati i territori comunali oggetto di studio, ed il relativo quadro d'unione.

Carta Tecnica Regionale (1:10.000)	
Foglio 625	Foglio 634
625060	634020
625070	634030
625100	634060
625110	634100
625140	
625150	

Tabella 3.1 - Sezioni della Carta Tecnica Regionale – CTR dei territori oggetto di studio.

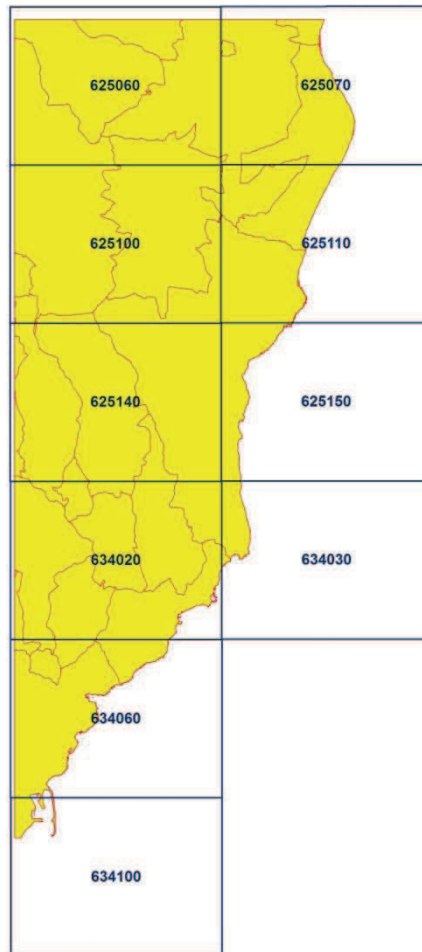


Figura 3.2 - Quadro d'unione Sezioni C.T.R.

Nella **Figura 3.3** sono invece rappresentati il modello digitale delle quote dell'area etnea ed i confini amministrativi comunali dei territori oggetto del presente studio.

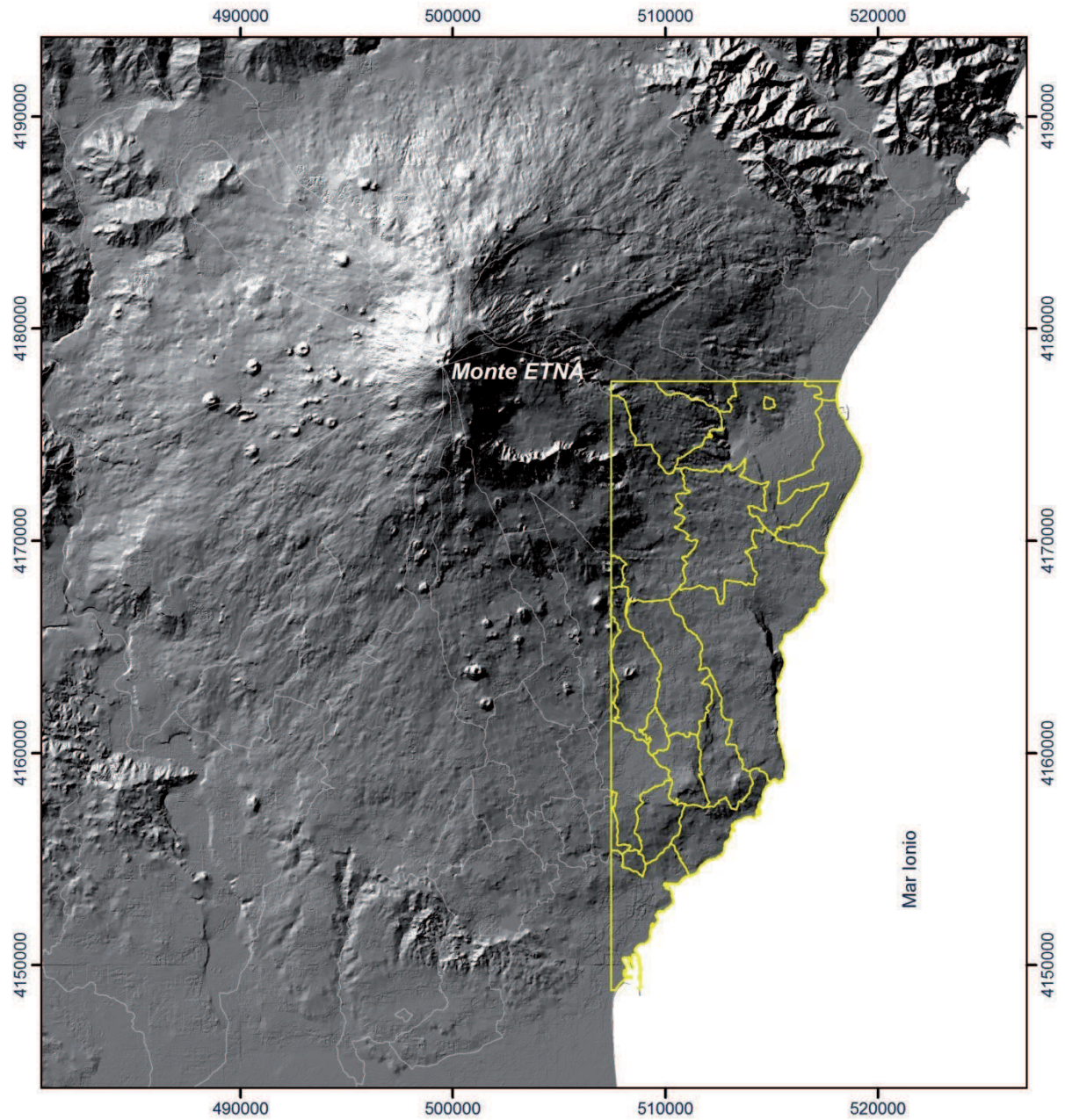


Figura 3.3 - Modello digitale delle quote dell'area etnea con riportati gli ambiti amministrativi comunali dei territori interessati dallo studio.

3.3 Metodologia per la stesura della carta geologica del versante orientale dell'Etna

Le indagini geologiche in aree vulcaniche richiedono l'applicazione di tecniche di rilevamento differenti da quelle normalmente utilizzate in regioni d'altra natura geologica e l'utilizzo di criteri molto più complessi per determinare le correlazioni tra i diversi corpi litologici presenti nel sottosuolo. Le serie vulcaniche sono infatti costituite prevalentemente da colate laviche che rappresentano orizzonti litologici caratterizzati da limitata estensione areale, con allungamento preferenziale nella direzione del flusso e notevole variabilità di spessore. Quest'ultimo risulta fortemente influenzato dalla morfologia del substrato su cui la colata si è andata ad espandere. I rapporti geometrici tra le diverse colate sono inoltre fortemente condizionati dalla distanza dai punti dai quali esse sono state emesse. Colate laviche successive, emesse da un medesimo centro eruttivo, tendono ad accumularsi in senso verticale nelle aree prossimali al punto di emissione, mentre si affiancano lateralmente, nelle aree distali dell'edificio. Ciò implica che gli orizzonti lavici emessi in un dato intervallo di tempo costituiscono potenti successioni verticali nelle aree centrali dell'edificio, mentre nelle aree esterne vanno a formare una sottile copertura vulcanica uniformemente distribuita alla base del vulcano.

All'interno delle serie vulcaniche si ritrovano anche orizzonti legati all'accumulo di materiale vulcanoclastico, lapilli e ceneri vulcaniche, sia di origine primaria (piroclastiti), direttamente connessa a fasi di attività esplosiva, che di rielaborazione secondaria (epiclastiti), ad opera degli agenti meteorici. Le piroclastiti, fatta eccezione per i depositi di flusso piroclastico, sono caratterizzate generalmente da una certa continuità, con spessori costanti anche su distanze significative, che permettono il loro utilizzo come livelli guida, posti a separazione delle successioni di colate laviche emesse in periodi diversi. Le epiclastiti, seppure rappresentate da orizzonti con notevole discontinuità laterale, assumono un particolare significato paleo ambientale, costituendo la testimonianza di fasi di smantellamento di edifici vulcanici che nella letteratura esistente sono state riferite a periodi di quiescenza dell'attività piuttosto che a periodi di crisi climatiche, caratterizzati dalla ricorrenza di eventi meteorici di elevata intensità. La connessione tra la litostratigrafia dell'Etna e le variazioni climatiche è stata per la prima volta ipotizzata da Catalano & Tortorici (2010) cui si ispira il presente lavoro.

Se le caratteristiche sopra descritte vengono estese al complesso delle successioni laviche del Monte Etna, risulta evidente come possa essere complessa la geometria del sottosuolo etneo,

dominato da una notevole variabilità laterale degli orizzonti lavici, anche a brevissima distanza. Questa prerogativa in qualche modo pregiudica l'affidabilità delle ricostruzioni basate solo sul numero di informazioni da indagini dirette del sottosuolo. In queste condizioni è necessario, infatti, definire preliminarmente i vincoli da adottare nella correlazione laterale tra i dati puntuali o bidimensionali forniti dai sondaggi geognostici e dalle analisi geofisiche, ai fini della ricostruzione dettagliata delle geometrie tridimensionali, utili alla zonazione sismica.

3.4 Dati geologici di superficie

La carta geologica prodotta costituisce la rappresentazione di un modello geologico originale del versante orientale dell'Etna in cui i dati di superficie sono stati raggruppati in modo funzionale per poter ottenere una immediata restituzione della geometria della terza dimensione. La carta geologica è il risultato dell'aggiornamento ragionato della cartografia geologica e strutturale del versante orientale etneo esistente, che ha previsto l'integrazione tra dati di differente provenienza. Le principali fonti di informazione sono rappresentate dagli allegati cartografici ai PRG dei comuni interessati. Un elemento di notevole complicazione nell'uso dei dati allegati ai PRG ha riguardato la loro estrema disomogeneità con particolare riguardo alla suddivisione delle unità litostratigrafiche che, in alcuni casi, costituiscono elementi di schemi stratigrafici contraddittori da un comune all'altro. Per altri versi le stesse carte allegate ai PRG sono risultate pesantemente influenzate dall'eredità della legenda proposta nella *Carta geologica dell'Etna* alla scala 1:50.000 (AA.VV., 1979) che, pur avendo il merito di aver fornito un quadro sintetico di riferimento comune a tutti i geologi operanti sul territorio, ha posto anche pesanti vincoli interpretativi non sempre applicabili in tutte le singole realtà territoriali analizzate.

Ai fini della definizione delle unità vulcano stratigrafiche e della ricostruzione di una legenda di sintesi dei diversi elaborati esaminati, valida per tutta l'area, si è fatto riferimento non solo alla citata *Carta geologica dell'Etna* alla scala 1:50.000 (AA.VV., 1979), ma anche alla nuova cartografia in corso di esecuzione nell'area etnea a cura dell'APAT – Servizi Tecnici Nazionali, nell'ambito della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, i cui risultati sono stati anticipati in un documento cartografico del settore centro - orientale dell'edificio (Branca et al., 2004) inserito tra le carte prototipali edite dalla stessa Agenzia.

Per quanto riguarda le colate storiche e recenti, la carta si è inoltre avvalsa dei dati riportati in

Branca & Catalano (2000), per il settore nord - orientale, e Branca & Del Carlo (2004), per la identificazione di alcune colate storiche. Per quanto concerne i principali lineamenti tettonici, si è fatto riferimento anche ai nuovi dati contenuti nella *Carta morfotettonica del Monte Etna* alla scala 1:75.000 (Monaco et al., 2008).

L'attendibilità dei dati utilizzati è stata verificata e supportata da ulteriori informazioni inedite di terreno e da un'attenta analisi di foto aeree di dettaglio.

Nella redazione della carta le analisi delle foto aeree di diversa età sono risultate particolarmente utili per la definizione dei lineamenti morfo - strutturali nelle aree di recente urbanizzazione, in quanto queste costituiscono una documentazione storica delle originarie condizioni di affioramento delle successioni litostratigrafiche, oggi completamente nascoste dal tessuto urbano. Le analisi delle foto aeree hanno inoltre permesso una sostanziale revisione dei lineamenti strutturali, con l'individuazione di alcune strutture la cui geometria, cinematica e stato di attività, andranno in seguito meglio definite mediante apposite indagini geologico - strutturali.

3.5 Vulcanostratigrafia ed evoluzione dell'Etna

L'area etnea costituisce, dal punto di vista geologico, un unicum a livello globale, in quanto teatro dell'azione concomitante di più processi dinamici attivi. La prolungata e persistente attività vulcanica nell'area etnea è infatti localizzata all'incrocio di due principali lineamenti tettonici, recentemente interpretati come altrettanti limiti di placca (Catalano et al., 2008), cui si associano deformazioni crostali attive e la ricorrenza di eventi sismici ciclici, spesso distruttivi. In particolare, le aree interessate dai terremoti del 2002, sono state già in precedenza teatro di almeno otto eventi di pari intensità nell'arco degli ultimi 150 anni (Azzaro, 2004), a testimonianza di una persistente e ben documentata pericolosità sismica della regione.

Di seguito verranno brevemente analizzati i diversi processi geologici cogenti nell'area etnea ed i loro effetti di lungo periodo sull'assetto geologico del basso versante del Monte Etna, con particolare riferimento all'evoluzione geomorfologica e al controllo della paleotopografia sulle geometrie delle diverse unità vulcano stratigrafiche che si sono sovrapposte nel tempo.

L'edificio etneo attuale è il risultato della crescita nel tempo di diversi apparati vulcanici, i cui resti sono ancora riconoscibili lungo il basso versante orientale.

L'evoluzione dell'Etna, iniziata a partire dal Pleistocene medio (500 ka ca.), è stata riferita ad

una prima fase di eruzioni sottomarine, cui è succeduta una prolungata evoluzione in ambiente sub - aereo. I prodotti sottomarini, di composizione sub - alcalina, affiorano nei settori sud - orientali, lungo la costa tra Aci Trezza e Aci Castello e sono stati assegnati alle cosiddette “lave alcaline di base” (Gillot et al. 1994) o “Tholeiiti basali” (Branca et al., 2007). Le lave basali includono anche orizzonti più recenti (320 - 250 ka) di ambiente sub - aereo, oggi esposti lungo il versante sud - occidentale nell’area di Adrano, connesse a fasi di emissione di tipo fissurale. A partire da circa 200 ka l’area etnea è stata sede di effusioni di lave alcaline, la cui emissione è associata alla crescita di distinti strato - vulcani distribuiti in tutta l’area (Gillot et al. 1994). Recenti ricostruzioni (Branca et al., 2004, 2007) ipotizzano la crescita di un “vulcano a scudo primordiale”, di età compresa tra i 220 ka ed i 121 ka, i cui resti sarebbero oggi riconoscibili nella Timpa di Acireale e nella Timpa di Moscarello. Resti di ulteriori edifici sono riconoscibili anche nell’area della Valle del Bove (es. Trifoglietto di Klerkx 1970 e Monte Calanna di Gillot et al., 1994), recentemente riferiti da Branca et al. (2004, 2007) agli edifici dei vulcani Calanna e Rocche.

La fase finale dell’evoluzione del vulcanismo etneo, a partire almeno da 40 ka, è caratterizzata dalla crescita dell’attuale edificio la cui evoluzione è consistita in due distinte fasi. Nella prima si realizza l’emissione d’ingenti volumi di prodotti differenziati associata ad una attività fortemente esplosiva che, originando la crescita del Mongibello Antico (Gillot. et al., 1994) o “Stratovulcano Ellittico” (Branca et al., 2004), si conclude, intorno a circa 15 ka, con ripetute eruzioni di tipo pliniano, associate alla formazione di vaste caldere sommitali.

La seconda fase, invece, è caratterizzata dalla crescita dell’attuale edificio (“Mongibello Recente” di Gillot et al., 1994 o “Stratovulcano Mongibello” di Branca et al., 2004) all’interno della caldera dell’Ellittico, conseguenza di emissioni di lave meno differenziate connesse ad un’attività prevalentemente effusiva, il cui acme si realizza negli ultimi 4 ka.

3.6 Lineamenti tettonici dell'Etna

L’edificio etneo è interessato da differenti elementi vulcano - tettonici attivi, distribuiti lungo una fascia arcuata che si estende dai crateri sommitali a tutto il settore centro - orientale del vulcano (**Figura 3.4**). L’arco di strutture attive è costituito da sistemi di fessure eruttive che dalle aree sommitali si estendono sia verso il versante settentrionale, con direzione NE - SW (Rift di NE di Kieffer, 1975), che quello meridionale, con direzione da N - S a NNE - SSW (Rift S di Kieffer, 1975). I sistemi di fessure eruttive nel versante settentrionale terminano

lungo una Faglia trascorrente sinistra, la Faglia della Pernicana (Monaco et al., 1997; Azzaro et al., 2000), che si estende per circa 20 km, in direzione E - W. Il sistema di fessure del versante meridionale termina lungo una zona di taglio destra, in cui si distribuiscono segmenti en-echelon orientati NW - SE (Monaco et al., 1997), tra cui si riconoscono la Faglia di Tremestieri e la Faglia di Trecastagni (Azzaro et al., 2000). Dal punto di vista della cinematica del vulcano, le strutture trascorrenti rappresenterebbero delle zone di trasferimento che accomodano l'intera estensione misurata nelle porzioni sommitali del vulcano. La connessione cinematica tra le strutture è stata dimostrata nel corso degli eventi eruttivi del 2001 - 2002, durante i quali l'intero sistema è stato attivato in fasi successive, fatta eccezione per le faglie del versante sud - orientale (Monaco et al., 2005).

Il fianco orientale dell'Etna è inoltre interessato dal fascio di faglie normali appartenenti al sistema del Rift Siculo - Calabro (Monaco & Tortorici, 2000). A questo sistema sono attribuibili i segmenti di Faglia attivi descritti in Monaco et al. (1997), molti dei quali riconosciuti come potenziali sorgenti sismogenetiche anche da Azzaro et al. (2000).

Tali segmenti attivi, verso sud, sono orientati NNW - SSE, essendo rappresentati dalla Faglia di Nizzeti, dal sistema di Faglie Acireale – Sant'Alfio (Monaco et al., 1997), corrispondente alla Faglia di Moscarello di Azzaro et al. (2000), e dalla Faglia di S. Leonardello. Ulteriori segmenti secondari con indizi di movimenti recenti, quali la Faglia di Macchia e la Faglia di Pozzillo, sono riportati da Azzaro et al. (2000).

Verso nord il sistema è invece rappresentato dalla Faglia di Piedimonte, orientata NNE - SSW, che costituisce la terminazione meridionale del fascio di faglie che si sviluppa dalla zona dello Stretto di Messina (Monaco & Tortorici, 2000).

Nell'area del basso versante del vulcano è inoltre segnalata la presenza di strutture sismogenetiche orientate NW - SE (Faglia di Fiandaca e Faglia di S. Tecla) che, pur prive di evidenze morfologiche di superficie, sono caratterizzate dalla ricorrenza di fratturazioni in concomitanza di eventi sismici occorsi nell'area.

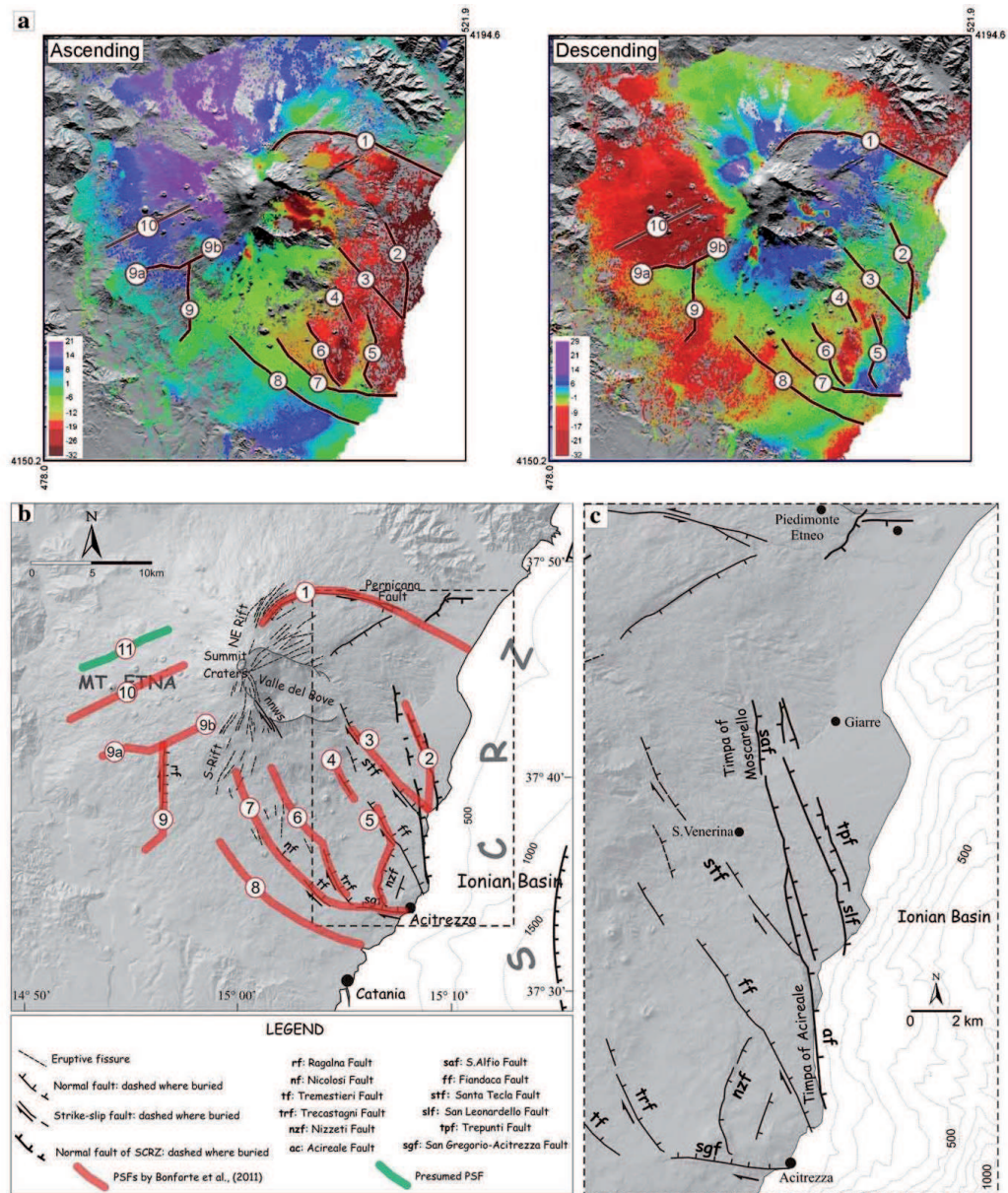


Figura 3.4 - Mappa dei lineamenti vulcano - tettonici attivi del Monte Etna (da Catalano et al. 2013).

3.7 Deformazioni tettoniche e sollevamenti

Il quadro deformativo della regione etnea è dominato da un fenomeno di sollevamento crostale a lungo periodo, con tassi stimati intorno ai 0.8 - 0.6 mm/a (Di Stefano & Branca, 2002; Catalano et al., 2004), cui si devono aggiungere i contributi dei movimenti verticali episodici, connessi alle deformazioni cosismiche lungo le faglie attive.

L'entità dei sollevamenti dei settori rialzati dalle faglie è stata direttamente stimata sulla base di indagini geomorfologiche, condotte a corredo della revisione dei rilievi geologici, e

valutata fino ad un massimo di 0.75 mm/a. Una stima approssimata della subsidenza cosismica dei settori ribassati, invece, può essere ottenuta facendo riferimento al rapporto u/d (entità dell'uplift del letto / entità del downthrow del tetto), misurato lungo le faglie normali attive nell'immediato off-shore catanese e stimato a circa 1/1.6 (Bianca et al. 1999). L'applicazione di tale rapporto permette di calcolare, a fronte della componente di sollevamento del letto di 0.75 mm/a, una componente di subsidenza del tetto pari a 1.1 mm/a, con un tasso di movimento verticale complessivo lungo le strutture ($u + d$) fino ad un massimo di circa 1.85 mm/a. Tali stime sono in buon accordo con i tassi di movimento verticale desunti dall'altezza delle scarpate cumulative misurate lungo le faglie attive nel versante orientale dell'Etna da Monaco et al. (1997), riassunte nella **Tabella 3.2**:

Segmento di Faglia	Tasso di movimento verticale (mm/a)
S. Alfio	1.5 – 2.0
S. Leonardello	1.4 – 1.8
Acireale	1.1 – 1.9
Piedimonte	1.1 - 1.7

Tabella 3.2 - Tassi di movimento lungo le principali faglie attive nel versante orientale dell'Etna. (da Monaco et al., 1997; localizzazione in Figura 3.4).

In definitiva si può concludere che gran parte della regione etnea ha subito un sollevamento con un tasso intorno ai 0.8 mm/a, con massimi fino a circa 1.3 - 1.55 mm/a nei settori rialzati dalle faglie attive (Monaco et al., 2000; Catalano et al., 2004) e limitate zone in subsidenza, con un tasso negativo di circa 0.3 mm/a nelle ristrette fasce costiere ribassate dalle strutture attive.

3.8 Morfologia sub - vulcanica e controllo sulla distribuzione delle lave

Nel lungo periodo la predominanza del processo di sollevamento ha causato la progressiva emersione delle aree etnee, come testimoniato anche dall'evoluzione del vulcanismo.

I primi orizzonti vulcanici, affioranti nell'area di Aci Castello e Aci Trezza e risalenti a circa 500 ka, sono stati emessi in ambiente sottomarino, andando a ricoprire gli originari fondi marini fangosi. I successivi prodotti eruttivi, a partire almeno da circa 300 ka, si sono invece evoluti in ambiente subaereo (Romano, 1982).

I due stadi evolutivi dell'attività etnea sono stati caratterizzati anche da una diversa modalità di distribuzione dei prodotti emessi. Le lave sottomarine, infatti, si sono distribuite su una

morfologia piatta, andando a costituire orizzonti lenticolari, regolarmente intercalati nelle successioni argillose marine. Le lave sub - aeree si sono invece distribuite su una morfologia molto articolata che, nelle aree periferiche dell'edificio, era costituita da dorsali, delimitate da superfici sommitali piane, dissecate da profonde incisioni vallive. La conoscenza delle modalità con cui la morfologia sub - vulcanica ha controllato la distribuzione e la geometria delle vulcaniti è uno strumento fondamentale di analisi, necessario per poter prevedere le possibili geometrie tridimensionali del sottosuolo, con particolare riferimento al contatto substrato sedimentario – lave, individuabile a profondità estremamente variabili, anche su distanze molto brevi (**Figura 3.5**).

Ai fini della valutazione della Risposta Sismica Locale la localizzazione di questo contatto costituisce un obiettivo di primaria importanza in quanto caratterizzato dal massimo di contrasto di competenza tra le litologie presenti.

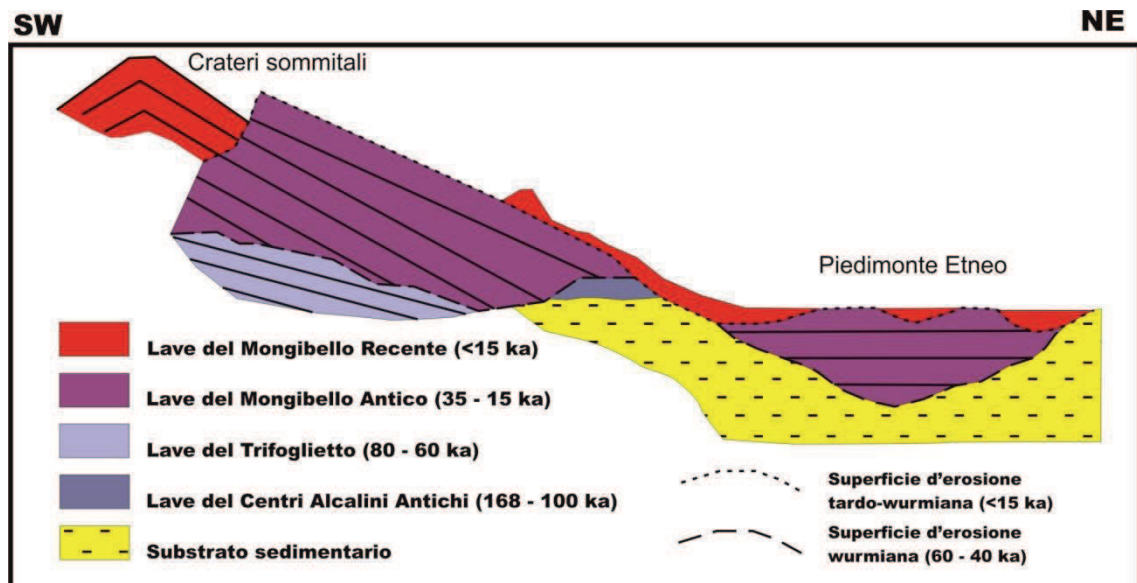


Figura 3.5 - Relazioni tra morfologia sub-vulcanica e vulcaniti etnee di diversa età lungo il transetto Crateri sommitali - Piedimonte Etneo (da Branca & Catalano, 2000, mod.).

Nelle aree prossime ai centri di emissione il grande volume di materiale vulcanico accumulato ha rapidamente fossilizzato la morfologia pre-esistente, rendendola di fatto influente sulla distribuzione dei prodotti eruttivi successivi. Nelle aree periferiche del vulcano, dove le colate laviche si sono distribuite con spessori limitati, i bassi morfologici hanno esercitato un controllo permanente, canalizzando le colate laviche, i depositi di flusso piroclastici e i depositi epiclastici di smantellamento degli edifici pre-esistenti.

Al contrario, i depositi vulcanoclastici costituiti da ceneri e lapilli di caduta hanno ricoperto

sia gli alti che i bassi morfologici, distribuendosi più uniformemente, su un vasto areale, con un'estensione condizionata dall'intensità degli agenti esterni che hanno esercitato il trasporto del materiale e con spessori progressivamente minori con l'aumentare della distanza dal punto d'emissione.

Pertanto nelle aree periferiche del vulcano, morfologie superficiali apparentemente monotone, possono nascondere in sottosuolo notevoli spessori di lave, in corrispondenza di paleovalli oggi completamente sepolte, cui si contrappongono le zone degli originari alti morfologici, dove la copertura lavica recente è estremamente sottile o addirittura assente. Il controllo della morfologia sub - vulcanica sulla distribuzione delle colate è evidente anche in senso trasversale alla costa (**Figura 3.6**).

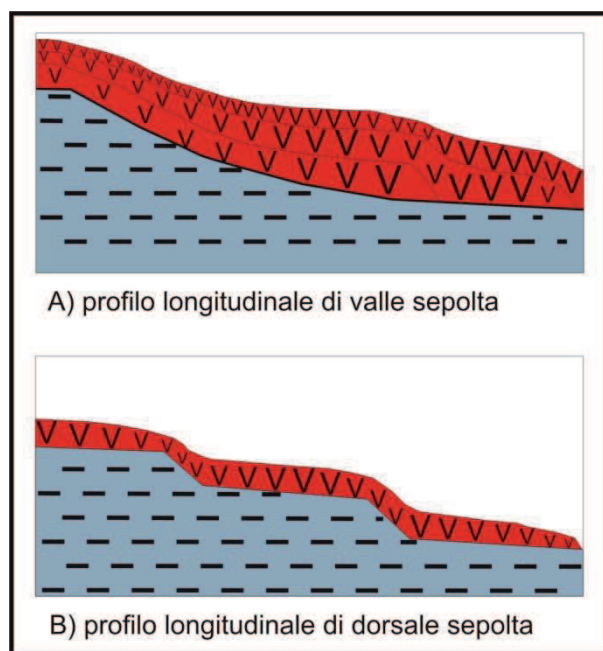


Figura 3.6 - Geometria del contatto lave - substrato lungo profili longitudinali delle valli e delle dorsali sepolte.

All'interno delle paleovalli, infatti, il limite substrato - lave seguirà l'andamento ad iperbole dell'originario profilo di equilibrio della valle fluviale, con asintoto attestato alla quota del livello del mare all'epoca di formazione della valle stessa. Lungo le dorsali il contatto lave - substrato segue l'originario andamento della morfologia a terrazzi, caratterizzato dalla presenza, a diverse altezze, di superfici piane debolmente inclinate verso mare e separate da scarpate fortemente acclivi. In questo caso le colate, in analogia a quanto è possibile riscontrare comunemente nel corso di eruzioni recenti, tendono ad espandersi lateralmente al tetto delle superfici piane, assottigliandosi e restringendosi in corrispondenza delle zone di superamento delle scarpate, come conseguenza del locale aumento di pendenza. Tale

meccanismo determina, quindi, una geometria in pianta delle singole colate, significativa nel determinare le caratteristiche morfologiche del substrato. Sui versanti terrazzati la distribuzione delle colate di età successiva avviene preferenzialmente ai lati di quelle più antiche, con la tendenza nel tempo al generale colmamento della sottostante morfologia. Lo spessore delle lave risulta quasi costante in senso longitudinale alla costa attuale, mentre, ortogonalmente, è minimo nei punti di attraversamento delle scarpate e massimo al piede delle stesse.

3.9 Criteri morfologici per la distinzione delle differenti unità vulcano stratigrafiche dell'Etna

L'analisi degli elementi della morfologia sub - vulcanica e degli orizzonti morfologici intercalati nelle successioni di vulcaniti, può fornire preziose informazioni sull'attribuzione alle diverse unità litostratigrafiche degli intervalli lavici affioranti. Tale risultato si ottiene individuando degli orizzonti morfologici guida, determinando la loro età e definendone i rapporti geometrici con le lave.

3.9.1. Terrazzi marini

Gli elementi morfologici più significativi, per la loro distribuzione e continuità laterale, sono rappresentati dalle superfici terrazzate in aree costiere, la cui formazione è il risultato della combinazione tra l'eustatismo, ovvero le oscillazioni periodiche del livello del mare correlate alle variazioni climatiche, ed il sollevamento tettonico.

Il primo aspetto scandisce i periodi di formazione delle superfici, prodotte da processi d'abrasione marina, e la deposizione dei sovrastanti depositi costieri (*Figura 3.7*), che avvengono di regola nei periodi di risalita del livello del mare, connessi alle fasi di deglaciazione (Bosi et al., 1996).

La periodicità delle oscillazioni eustatiche e i livelli di stazionamento del mare nel tempo sono sinteticamente raffigurate nella curva eustatica globale (*Figura 3.8*), il cui andamento è correlabile direttamente alla curva isotopica dell'ossigeno, ottenute dalla variazione nel tempo del contenuto dell'isotopo ^{18}O nelle acque marine.

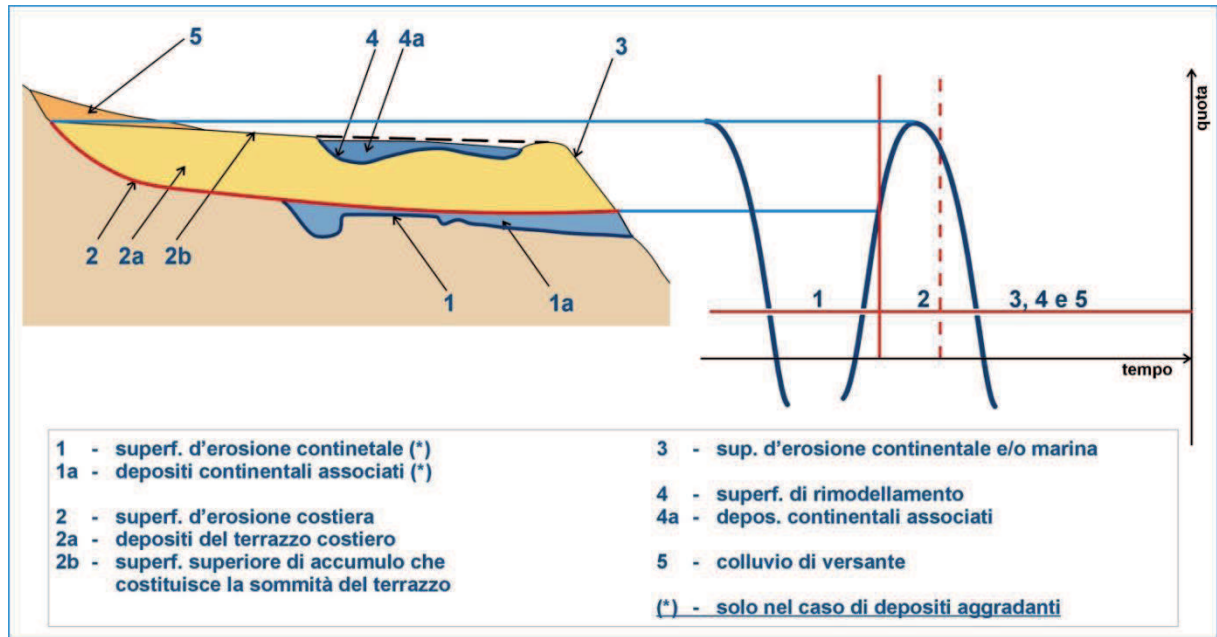


Figura 3.7 - Relazioni tra eustatismo e origine delle piattaforme di abrasione e dei relativi depositi (da Bosi et al., 1996, mod.).

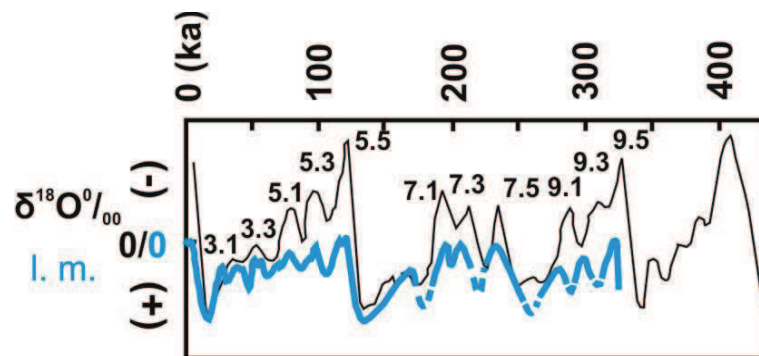


Figura 3.8 - Esempio di curva isotopica dell'ossigeno ricostruita per gli ultimi 450 ka (Bassinot et al. 1994) e di curva eustatica riferita agli ultimi 330 ka (Chappel & Shackleton 1986).

Dalla curva eustatica globale relativa agli ultimi 330 ka è possibile identificare diversi periodi di risalita del mare, potenzialmente responsabili della formazione di altrettante superfici di abrasione marina, riferibili rispettivamente agli stadi isotopici dell'ossigeno (OIS) 9.5 (330 ka), 7.5 (240 ka), 5.5 (124 ka) e 3.3 (60 ka) (Bassinot et al., 1994). Il sollevamento tettonico, invece, regola la velocità con cui le superfici d'abrasione formatesi durante le diverse fasi di risalita eustatica del livello del mare, sono state dislocate verticalmente in ambiente sub - aereo. Questo processo comporta il terrazzamento delle superfici che si realizza quando ognuna di esse viene tagliata verso il basso dalla superficie di abrasione della risalita eustatica successiva. L'entità del sollevamento di ciascuna superficie marina è chiaramente funzione

dell'età rapportata al tasso medio di sollevamento misurato nell'area. Nei settori a sud dell'Etna, le superfici marine terrazzate degli ultimi 125 ka, ben riconoscibili nell'area tra la Piana di Catania e la costa dell'acese, sono delimitate da bordi interni, corrispondenti alla posizione dell'originaria paleolinea di costa, che risalgono progressivamente verso est, in direzione delle faglie attive nell'off-shore catanese (**Figura 3.9**).

Ulteriori lembi di superfici poste a quote più elevate e riferibili allo stadio isotopico 7 (240 ka) sono parzialmente sepolte dalle lave nell'immediata periferia nord di Catania (Kieffer, 1971). È prevedibile che lembi delle superfici esposte nell'area di Catania proseguano verso nord, caratterizzando gran parte della morfologia sepolta dalla copertura lavica etnea. Allo stesso modo, si può ipotizzare che queste superfici siano confinate alle aree del basso versante orientale dell'Etna, all'interno d'intervalli altimetrici compatibili con i tassi di sollevamento misurati nell'area.

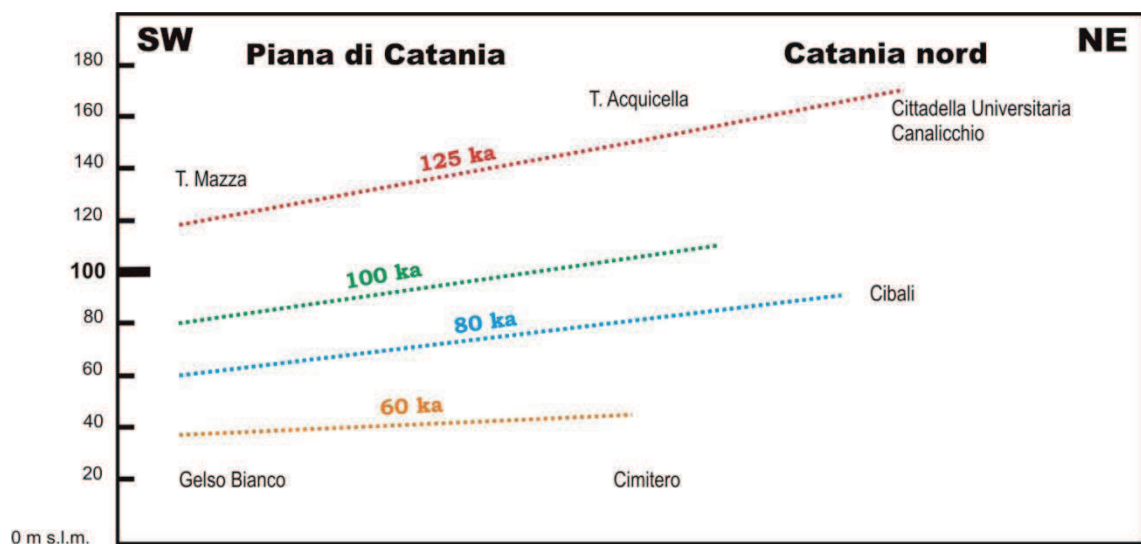


Figura 3.9 - Andamento delle paleolinee di costa degli ultimi 125 ka nell'area a sud dell'Etna (da Catalano et al. 2004, mod.) .

Nel determinare le quote dei terrazzi, nel caso del versante orientale dell'Etna, si possono assumere come valori di riferimento degli ultimi 125 ka i tassi calcolati nelle aree rialzate dalle faglie (1.30 - 1.55 mm/a) e in quelle ribassate (- 0.3 mm/a), considerando una storia pregressa del sollevamento controllata dalla sola componente regionale (0.8 mm/a) (Monaco et al., 2002; Catalano et al., 2004). Le quote così ottenute vanno successivamente corrette tenendo conto della differenza della quota di stazionamento del mare nei singoli stadi isotopici rispetto all'attuale (Δ eustatico in **Tabella 3.3**). Tali vincoli comporterebbero una distribuzione altimetrica delle superfici terrazzate come riportato in **Tabella 3.3**.

Età delle superfici	Stadio isotopico	$\Delta_{\text{eustatico}}$	Distribuzione altimetrica dei terrazzi	
			Settori rialzati dalle faglie	Settori ribassati dalle faglie
240 ka	7	- 10 m	300 – 170 m s.l.m.	da 45 a – 31 m
125 ka	5.5	+ 6 m	200 – 120 m s.l.m.	da – 31 a – 39 m
100 ka	5.3	- 9 m	145 – 85 m s.l.m.	da – 39 a - 43 m
80 ka	5.1	- 19 m	105 - 50 m s.l.m.	da – 43 a – 46 m
60 ka	3.3	- 28 m	65 – 11 m s.l.m.	da – 46 a -53 m
40 ka	3.1	- 41 m	<20 m s.l.m.	sotto i – 53 m

Tabella 3.3 - Età delle superfici terrazzate e loro distribuzione altimetrica nel basso versante orientale dell'Etna.

Dai dati sopra riportati si evince che la sequenza dei terrazzi esposta nelle aree a sud dell'Etna sarà ancora riconoscibile solo nei settori rialzati dalle faglie. Nei settori ribassati le superfici di diversa età, fatta eccezione per quella dello stadio isotopico 7, si sono via via formate in un intervallo altimetrico molto limitato, oggi identificabile con un'unica superficie sommersa ed inclinata verso est, a partire dalla profondità di - 31 m. I dati suggeriscono inoltre che, anche al tetto ribassato delle faglie, la subsidenza tettonica non ha bilanciato la differenza di quota di stazionamento del mare progressivamente decrescente nei picchi eustatici degli stadi isotopici 5 e 3. Di conseguenza, nell'intervallo di tempo compreso tra il Tirreniano (125 ka) e l'acme della glaciazione del Wurmiano (18 ka), l'abbassamento del livello del mare ha causato la progressiva emersione anche dei settori costieri subsidenti, sancita dalla formazione dei diversi terrazzi. Ciò ha comportato che, anche nei lati ribassati dalle faglie, le lave poggianti sui terrazzi marini, oggi sommerse, se antecedenti alla risalita eustatica olocenica (10 ka), sono di natura sub - aerea.

3.9.2. Paleotopografia e depositi epiclastici

In analogia a quanto avviene nelle zone non raggiunte dalle lave etnee, anche nelle aree sepolte dalle vulcaniti la continuità laterale delle superfici terrazzate marine è interrotta da una serie di incisioni vallive, il cui approfondimento, seppure conseguente al sollevamento tettonico continuo nel tempo, è concentrato nelle fasi climatiche di deglaciazione, associate ai periodi di risalita eustatica. Le quote cui si sono attestati i profili di equilibrio ringiovaniti nelle diverse fasi climatiche, sono inferiori rispetto a quelle dei relativi terrazzi marini, con una differenza di quota comunque compresa all'interno dell'entità delle oscillazioni eustatiche

(100 - 120 m). Questa differenza di quota tra l'incisione ringiovanita e il terrazzo marino di chiusura del ciclo eustatico, è generalmente colmata da depositi alluvionali che, accumulatisi nell'intervallo di tempo che intercorre tra l'inizio della reincisione fluviale e la formazione del terrazzo, derivano dalla mobilitazione, da parte delle acque meteoriche, dei volumi di detriti prodotti nelle fasi climatiche glaciali. Nel caso dell'Etna questo processo ha causato l'accumulo di notevoli spessori di materiale epiclastico all'interno delle paleovalli.

Nell'arco temporale rappresentato dalle successioni vulcaniche del basso versante orientale dell'Etna (< 220 ka), si sono succedute diverse fasi climatiche con l'alternarsi della glaciazione del Riss (200 - 125 ka), la fase interglaciale calda relativa al Tirreniano (125 – 80 ka), la successiva glaciazione del Wurm, inframmezzata da un periodo relativamente caldo (stadio isotopico 3) tra i 60 ed i 40 ka. L'evoluzione climatica si è completata con l'istaurarsi dell'attuale fase calda olocenica, a partire da circa 10 ka. Nell'intervallo di tempo considerato sono dunque avvenute almeno tre principali fasi di deglaciazione, associate alle risalite eustatiche degli stadi OIS 5 (125 ka), 3 (60 ka) e dell'inizio dell'Olocene (10 ka), cui corrispondono altrettante fasi di accumulo di materiale detritico all'interno delle valli già modellate.

3.9.3. Definizione degli orizzonti morfologici guida

La potenzialità dei vincoli morfologici sopra esposti risulta evidente se mettiamo in relazione la cronologia dei fenomeni di terrazzamento, di reincisione fluviale e di sovralluvionamento delle valli con la storia eruttiva dell'Etna.

Questa è stata sintetizzata nella classica suddivisione dei prodotti lavici proposta in Romano (1982), in seguito ripresa in Gillot et al. (1994), recentemente aggiornata con il nuovo schema vulcano - stratigrafico proposto da Branca et al. (2004, 2007) (**Tabella 3.4**).

Età (ka)	UNITÁ VULCANOSTRATIGRAFICHE e/o FASI ERUTTIVE	
	Romano 1982 Gillot et al. 1994	Branca et al., 2004 Branca et al., 2007
0	Lave del Mongibello Recente	Fase dello stratovulcano Mongibello
15	Lave del Mongibello Antico	Fase dello stratovulcano Ellittico
35		
41		
60	Lave del Trifoglietto	Depositi vulcanoclastici
80		
93	attività non identificata	Fase della Valle del Bove Fase delle Timpe Depositi epiclastici Fase delle Timpe
100	Lave dei centri alcalini antichi	
105		
121		
125		
129		
168		
220	attività non identificata	
250	Lave sub - alkaline di base	Fase basale tholeiitica
580		

Tabella 3.4 - Vulcanostratigrafia dell'Etna.

La comparazione dei due schemi evidenzia che la versione più aggiornata presenta un maggior dettaglio, essenzialmente basato sull'acquisizione di nuovi dati crono stratigrafici, mentre non sono ancora chiare le correlazioni fisiche tra nuove e vecchie unità. L'adozione dei nuovi schemi dovrebbe comunque imporre anche l'acquisizione di nuovi criteri oggettivi per la distinzione sul terreno delle sequenze vulcaniche datate, in particolare nel basso versante orientale del vulcano, in alternativa a quelli proposti dalla cartografia esistente (AA.VV., 1979).

Una possibile suddivisione delle unità vulcano stratigrafiche, rispettosa dei vincoli determinati dai dati crono stratigrafici, può essere proposta sulla base della posizione geometrica delle lave rispetto agli elementi morfologici guida precedentemente descritti.

Un primo criterio da considerare è la posizione delle lave rispetto ai principali orizzonti clastici ed epiclastici. Un tentativo in questo senso è stato già proposto da Monaco et al. (1997) che, ai fini della valutazione dei tassi di deformazione lungo il versante orientale

dell'Etna, hanno adottato uno schema vulcano stratigrafico semplificato, riportato in **Tabella 3.5**, ottenuto definendo la posizione relativa tra orizzonti lavici datati e depositi clastici riconosciuti:

Età	Unità stratigrafiche
< 394 a.C.	Lave storiche
5 – 2.4 ka	Lave preistoriche
8 – 5 ka	Piroclastiti
≤ 14 ka	Lave hawaiiitiche
> 14 ka	Fanglomerati del Chiancone
≈ 35 ka	Lave Mugearitiche
170 – 60 ka	Vulcaniti Antiche

Tabella 3.5 - Schema stratigrafico del versante orientale dell'Etna (da Monaco et al. 1997).

In questo schema gli Autori riconoscono la presenza di un deposito alluvionale (Fanglomerati del Chiancone), di seguito designato come “Depositi della conoide alluvionale del Chiancone”, che, relativi alla fase di risalita eustatica tardo - Wurmiana, separerebbe fisicamente le lave riferibili al Mongibello antico di Romano (1982) da quelle attribuibili al Mongibello recente dello stesso Autore. In questo schema gli Autori riferiscono la deposizione della conoide alluvionale alla fase di smantellamento del Mongibello antico. Adottando l'interpretazione morfoclimatica proposta precedentemente, questo deposito sarebbe invece riferibile all'accumulo alluvionale conseguente alla risalita eustatica dell'Olocene.

Avendo come riferimento lo schema cronostratigrafico di Branca et al. (2007), nel versante orientale dell'Etna è possibile riconoscere due livelli vulcanoclastici più antichi, associati ad altrettante superfici d'erosione, con una precisa collocazione all'interno della sequenza vulcanica. Un primo orizzonte di natura epiclastica è sicuramente compreso nell'intervallo temporale tra i 128 ed i 93 ka, mentre un secondo orizzonte vulcanoclastico, sarebbe vincolato ad un'età compresa nell'intervallo 93 - 41 ka. L'orizzonte epiclastico più antico potrebbe rappresentare il prodotto dell'accumulo di detriti connesso alla risalita eustatica del Tirreniano, che si completa con la deposizione del terrazzo di 125 ka (Catalano & Tortorici, 2010). Tali depositi ricoprono le superfici d'erosione che modellano le vulcaniti antiche della Timpa di Acireale, datate fino a 129 ka, e le vulcaniti di Calanna, datate fino a 128 ka (Branca et al., 2007). Tale correlazione si può estendere anche alla superficie d'erosione che, riconosciuta alla base della Timpa di Moscarello, separa le vulcaniti della Fase della Valle del

Bove, dal tetto delle vulcaniti della Fase delle Timpe, attribuite ad un'età di 126 ka (De Beni et al., 2005). I dati crono stratigrafici vincolano l'inizio della reincisione delle valli fluviali che oggi ospitano le epiclastiti antiche a circa 129 ka, con un notevole ritardo rispetto all'inizio della risalita eustatica, avvenuta a circa 136 ka. Gli stessi dati, inoltre, evidenziano che la regressione del fenomeno erosivo verso monte è durata circa 3 ka, mentre nel ristretto intervallo di tempo compreso tra 126 e 125 ka, si sarebbe realizzato il completo riempimento delle valli con la deposizione dell'orizzonte epiclastico.

L'orizzonte epiclastico più recente potrebbe, invece, essere interpretato come il prodotto della deposizione durante le fasi di risalita eustatica e di deglaciazione dello stadio isotopico 3 (60 ka), in buon accordo con la posizione alla base delle lave dello stratovulcano Ellittico (40 ka). I due orizzonti epiclastici descritti, di seguito denominati, rispettivamente, come “Tufiti e lahars” (*Acireale Formation*) e “Tufi ed epiclastiti di Milo” (*Milo Formation*), costituiscono, insieme ai “Depositi della conoide alluvionale del Chiancone” (*Giarre alluvial fan*), livelli guida che ci consentono di suddividere fisicamente le serie vulcaniche sub - aeree, datate con metodo radiometrico, in quattro intervalli principali, cui vanno aggiunte le lave sottomarine sub - alkaline di base.

Lo schema vulcano stratigrafico proposto è ulteriormente vincolato dalle relazioni geometriche tra vulcaniti e depositi marini terrazzati, che consentono di attribuire i livelli vulcanici alle diverse unità differenziate, anche nelle aree dove non sono esposti gli orizzonti guida di natura epiclastica. Particolare significato viene attribuito al terrazzo Tirreniano cui si associano anche depositi continentali di natura vulcano clastica (“tufi rosso - bruni”), riconosciuti nelle zone di Aci Catena ed Aci Trezza tra le lave pre - Tirreniane della Timpa, dalle successioni più recenti.

3.10 Schema delle unità vulcano stratigrafiche e relazioni con il substrato sedimentario

Sulla base dei criteri geomorfologici adottati finora descritti si è tentato di ricostruire uno schema originale delle unità vulcano stratigrafiche affioranti nel versante orientale dell'Etna (**Tabella 3.6**). Pur ereditando gran parte delle informazioni dei precedenti schemi stratigrafici, si è tentato di associare a ciascuno degli orizzonti riconosciuti una precisa connotazione giaciturale rispetto ai lineamenti morfologici modellati nel substrato, al fine di poter ipotizzare una determinata geometria tridimensionale di sottosuolo.

Età (ka)	UNITÀ VULCANOSTRATIGRAFICHE e/o FASI ERUTTIVE nel versante orientale del Monte Etna			
	Presente lavoro		Romano 1982 Gillot et al. 1994	Branca et al. 2004 Branca et al. 2007
0	Colate laviche storiche datate	Prodotti piroclastici olocenici e storici	Lave del Mongibello Recente	Fase dello stratovulcano Mongibello
	Colate laviche oloceniche			
10	Depositi della conoide alluvionale del Chiancone			
15	Lave del Wurm		Lave del Mongibello Antico	Fase dello stratovulcano Ellittico
35				
41				
60	Tufi ed epiclastiti di Milo		Lave del Trifoglietto	Depositi vulcanoclastici
80	attività non identificata	Depositi marini terrazzati dello stadio OIS 5.1 e Tufi rosso-bruni		attività non identificata
93	Lave del Pleistocene superiore		attività non identificata	Fase della Valle del Bove
100		Depositi marini terrazzati dello stadio OIS 5.3 e Tufi rosso-bruni	Lave dei centri alkalini antichi	
105				Fase delle Timpe
121				Depositi epiclastici
125	Tufiti e Lahars	Depositi marini terrazzati dello stadio OIS 5.5 e Tufi rosso-bruni	attività non identificata	Fase delle Timpe
126	Lave pre-tirreniane			
168				
220				
250	Lave sub-alkaline di base		Lave sub-alkaline di base	Fase basale tholeiitica
580	e argille grigio - azzurre			

Tabella 3.6 - Schema delle unità vulcano stratigrafiche nel basso versante orientale del Monte Etna e confronto con gli schemi precedenti.

Seppur in chiave qualitativa tale procedura consente di prevedere le complesse geometrie di sottosuolo che, potendo sicuramente essere meglio vincolate quantitativamente dai dati d'indagine diretta di sottosuolo, risultano comunque un riferimento già utilizzabile per interpretare i dati di conoscenza da indagini indirette di tipo geofisico. Per ciascuno degli intervalli cartografati verranno di seguito sinteticamente elencati i caratteri giacitureali salienti, evidenziando, in particolare, le geometrie tridimensionali che regolano i rapporti tra le diverse unità vulcano stratigrafiche e di queste con il substrato sedimentario.

3.10.1. Substrato pre - vulcanico

Le lave etnee, emesse nei diversi periodi dell'evoluzione del distretto vulcanico etneo, si sono distribuite sulle aree frontali della fascia di collisione tra la placca africana e quella eurasiatica, che attraversa in senso circa est - ovest tutta la Sicilia. Lungo tale fascia sono riconoscibili due distinti domini strutturali (**Figura 3.10**): il dominio deformato della catena, che occupa gran parte dell'isola, ed il dominio di avampaese che, costituito dalle aree geologicamente solidali con la placca africana, affiorano in limitati settori della Sicilia sud - occidentale (zona saccense) e sud - orientale (regione iblea) (Lentini et al., 1994). I due domini sono separati da un'area tettonicamente depressa (Avanfossa Gela - Catania; Lentini, 1982), riempita da sedimenti recenti di natura prevalentemente argillosa. L'edificio etneo ricopre il limite orientato circa NE - SW tra il dominio di catena, che costituisce il substrato delle lave nel settore centrale e nord - occidentale, e l'avanfossa, i cui depositi affiorano al letto delle lave in tutto il settore sud - orientale.

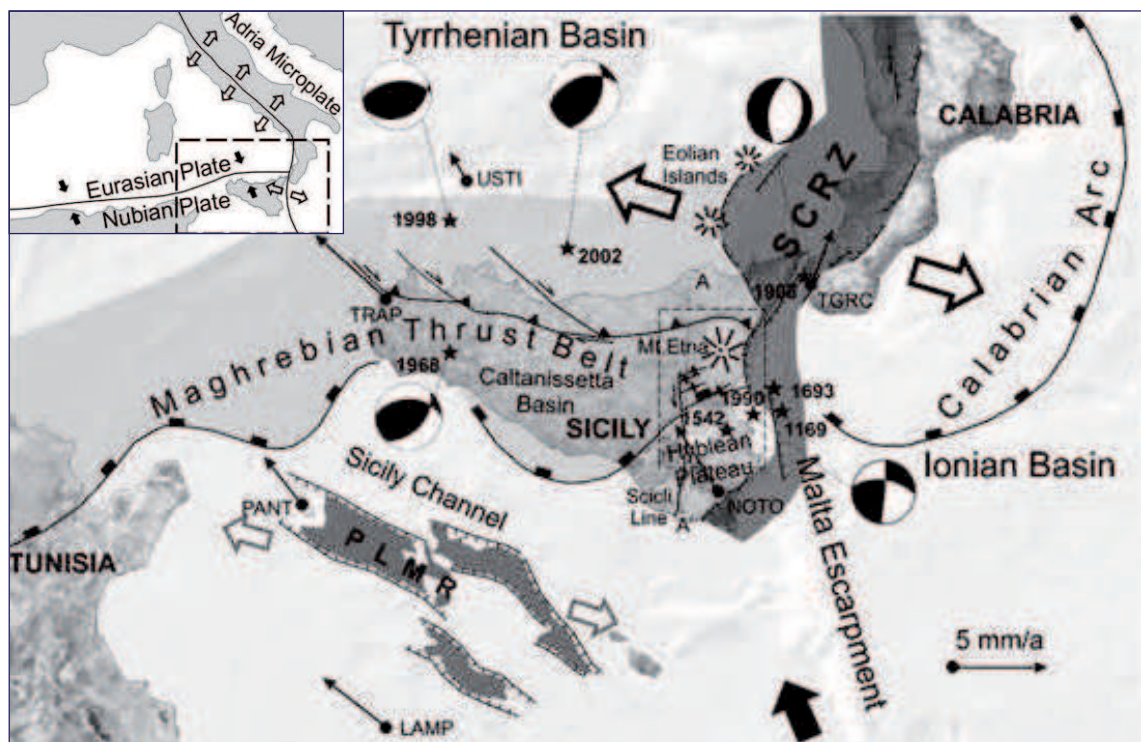


Figura 3.10 - Schema strutturale della Sicilia (da Catalano et al. 2011).

Il dominio di catena è costituito da una serie di scaglie tettoniche, ad orientazione circa E - W e vergenza meridionale, cui si associano faglie trascorrenti destre, ad orientazione NW - SE. Questa associazione di strutture, di età plio - pleistocenica, deforma un precedente sistema a scaglie embricate e pieghe, a direzione circa NE - SW e vergenza sud - orientale, le cui tracce

sono ancora riconoscibili all'interno degli elementi strutturali più recenti. Lungo il bordo occidentale e parte del bordo meridionale dell'Etna, la struttura della catena controlla una serie di dorsali allungate in senso E - W, costituite da successioni bacinali prevalentemente carbonatiche di età meso - cenozoica e le relative coperture terrigene oligo - mioceniche (es. Unità di M. Judica; Lentini, 1982), alternate a depressioni strutturali e morfologiche che ospitano terreni alloctoni a giacitura caotica (Unità Sicilidi s.l.; Lentini, 1982). I lineamenti morfologici del substrato affiorante alla base dei versanti settentrionale e nord - orientale dell'edificio etneo sono, invece, controllati dalle strutture trascorrenti orientate NW - SE, che hanno favorito l'avanzamento verso SE delle unità più interne della zona collisionale, costituite da unità argillose caotiche (Argille Scagliose) e le relative coperture terrigene oligo - mioceniche (Formazione di Piedimonte e Flysch di Capo d'Orlando; AA.VV., 1979).

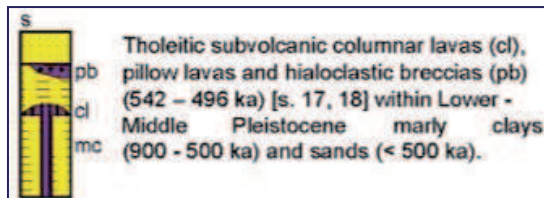
La successione del dominio di avanfossa, esposta lungo il bordo meridionale ed orientale dell'Etna, è costituita da una monotona sequenza argillosa di età Pleistocene medio (Wezel, 1967) che si sviluppa lungo una fascia orientata NE - SW, parallelamente al fronte della catena orogenica. Le argille dell'avanfossa, attraversate per oltre 1000 m nella Piana di Catania, affiorano estesamente lungo tutto il bordo meridionale dell'Etna (Dorsale delle Terreforti; Catalano et al., 2004), costituiscono numerose dagale nell'area urbana di Catania (Monaco et al., 2000) e affiorano a tratti alla base della successione vulcanica, lungo tutto il basso versante orientale dell'Etna (Di Stefano & Branca, 2002).

Nell'area interessata dalla carta geologica il substrato è in gran parte costituito dalle argille dell'avanfossa, che si possono ritenere presenti dalla collina di Aci Trezza fino alle zone di Vena e Presa, con spessori dell'ordine delle centinaia di metri. Solo nel settore settentrionale il substrato è costituito dalle unità deformate della catena, qui rappresentate dalle Argille Scagliose con intercalati livelli calcilutitico - marnosi, riferibili all'Unità di M. Soro di Lentini (1982), sulle quali poggia in discordanza la Formazione Piedimonte, costituita da un membro basale arenaceo - marnoso ed uno sommitale, conglomeratico. La successione del substrato esposta lungo il bordo nord - orientale dell'Etna è completata dai livelli basali conglomeratici del Flysch di Capo d'Orlando. I dati di sottosuolo raccolti nell'area tra Piedimonte Etneo e Linguaglossa (Branca & Catalano, 2000), indicherebbero la presenza delle Argille Scagliose anche al di sotto delle vulcaniti, accumulatesi a nord degli abitati di Vena e Presa.

Il contatto con i depositi di avanfossa, di natura tettonica, sarebbe rappresentato da una o più faglie trascorrenti destre, orientate NW - SE, nascoste dalla copertura lavica nel sottosuolo di Linguaglossa e Piedimonte Etneo.

Verso sud dati di indagini geoelettriche condotte nell'area tra Giarre ed Acireale (Cassinis et al., 1970; La Delfa et al., 2007), indicano la presenza in sottosuolo di una unità elettrostratigrafica riferibile a terreni clastici a granulometria fine, con spessori fino a 500 metri, non direttamente riferibili a terreni in affioramento nell'area, né mai attraversati da perforazioni. Questi potrebbero rappresentare accumuli di materiale vulcanoclastico connesso all'attività etnea, come proposto da La Delfa et al. (2007), oppure la prosecuzione verso nord dei cunei clastici sabbiosi posti al tetto delle argille medio pleistoceniche ed ampiamente esposti lungo il bordo meridionale dell'Etna. Solo ulteriori indagini dirette di sottosuolo potranno effettivamente chiarire la natura di questi orizzonti e la loro geometria rispetto alle altre unità litostratigrafiche riconosciute in superficie.

3.10.2. Lave sub - alkaline di base

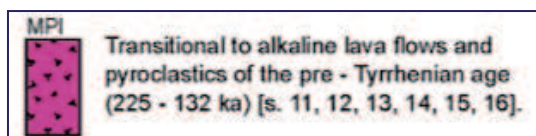


Costituiscono i primi prodotti eruttivi dell'area etnea che, nella regione orientale dell'edificio, sono stati emessi in ambiente sottomarino ed attualmente affiorano nella collina di Aci Trezza,

nei settori immediatamente a sud dell'area rilevata. Coeve con gli orizzonti apicali delle successioni di avanfossa del Pleistocene medio, le lave sub - alkaline costituiscono livelli intercalati all'interno delle argille, il maggiore dei quali raggiunge lo spessore di diverse decine di metri. Appartengono a questa unità anche i corpi sub - vulcanici che costituiscono i faraglioni e parte della costa della stessa località.

Le lave sub - alkaline non affiorano nell'area investigata perché sono confinate al versante meridionale della collina di Aci Trezza, essendo delimitate verso nord lungo un allineamento orientato circa E - W, associata alla terminazione meridionale della Faglia di Nizzeti. A nord di questo allineamento, non si esclude la presenza in sottosuolo delle lave sub - alkaline, intercalate alle argille ribassate dalla Faglia.

3.10.3. Lave pre - Tirreniane



Questa unità raggruppa tutte le lave, precedentemente assegnate ai Centri Alkalini Antichi (Gillot et al. 1994) e alla Fase delle

Timpe (Branca et al., 2007), che risultano modellate dalle valli reincise durante la risalita eustatica Tirreniana o parzialmente spianate dal terrazzo di abrasione marina Tirreniana e

modellate dalla relativa paleo falesia. Il loro riconoscimento è stato quindi basato sulla posizione al letto delle “Tufiti e lahars” (*Acireale Formation*) e dei depositi marini del terrazzo dello stadio isotopico 5.5 (125 ka) e dei tufi rosso - bruni ad essi associati.

Sono state assegnate a questa unità gran parte delle lave affioranti nella Timpa di Acireale, datate fino a 129 ka, e le lave affioranti nella porzione basale della Timpa di Moscarello, attribuite ad un'età fino a 126 ka. Ulteriori affioramenti delle lave pre - Tirreniane sono esposti lungo tratti dell'originaria paleo falesia marina Tirreniana, identificati nelle scarpate laviche affioranti a monte degli abitati di Aci Catena, a sud, e di Fermata S. Venera, a nord.

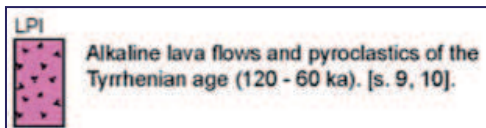
Nel settore investigato i rapporti di letto delle lave pre - Tirreniane sono esposti esclusivamente nella collina di Aci Trezza dove ricoprono una superficie di erosione modellata direttamente sul substrato sedimentario argilloso. Verso nord, il contatto alla base delle lave pre - Tirreniane, è sepolto in sottosuolo e la sua presumibile profondità può essere desunta approssimando il loro spessore massimo a quello misurato in corrispondenza della Timpa di Acireale.

Ulteriori vincoli per poter determinare la profondità del contatto lave pre - Tirreniane - substrato, possono essere ricavati dai prevedibili rapporti geometrici con elementi morfologici datati. In particolare, nel basso versante orientale dell'Etna, le lave pre - Tirreniane di natura sub - aerea devono necessariamente poggiare sul terrazzo marino dello stadio isotopico 7, ampiamente descritto da Kieffer (1971) nell'area di Catania, la cui quota varia tra i 300 ed i 170 metri, nei settori rialzati dalle faglie, e tra i 45 e - 31, nei settori ribassati (**Tabella 3.3**). Nel solo settore prossimo alla costa, come nel caso della Timpa di Acireale, le lave pre - Tirreniane sub - aeree potrebbero avere ricoperto anche la fascia temporaneamente emersa durante il minimo eustatico pre - Tirreniano (- 130 m rispetto al livello attuale) realizzatosi intorno ai 140 ka. Considerati i tassi di sollevamento misurati nell'area e tenendo conto dell'attività delle faglie a partire da circa 125 ka, la quota attuale delle lave sub - aeree pre - Tirreniane si attesterebbe fino ad un minimo di circa 70 m, nei settori rialzati dalle faglie, a circa - 18 m, nelle aree che sono state soggette al solo sollevamento regionale, e fino a circa - 170 m, nei settori ribassati dalle faglie.

Le lave pre - Tirreniane, fatta eccezione per i settori ribassati dalle faglie, hanno quindi subito un notevole sollevamento tettonico cui si è associata una profonda reincisione da parte dei corsi d'acqua, durante le risalite eustatiche di 60 ka (OIS 3) e 10 ka (Olocene). Considerato che in molti casi i corsi d'acqua si sono approfonditi ben al di sotto del limite inferiore delle lave alcaline (**Figura 3.5**), appare evidente che esse oggi sono conservate ed affiorano in

superficie in corrispondenza di dorsali spartiacque che delimitano paleovalli riempite da colate laviche di età più recente.

3.10.4. Lave del Pleistocene superiore



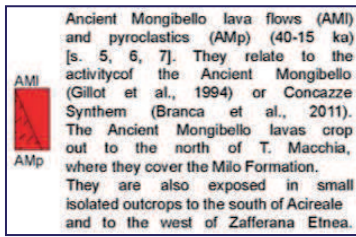
Questa unità raggruppa l'insieme delle lave effuse nell'intervallo compreso tra i 125 e gli 80 ka, corrispondente all'intero stadio isotopico 5. Esse sono

riconoscibili in quanto poggiano sulle "Tufiti e Lahars" (*Acireale Formation*) e sono, a loro volta, modellate dalle valli i cui fianchi sono mantellati dai depositi epiclastici attribuiti ai "Tufi ed epiclastiti di Milo" (*Milo Formation*). Questo intervallo corrisponde alla parte alta delle "Lave dei centri alcalini antichi" di Gillot et al. (1994) e alla parte alta della "Fase delle Timpe" e di tutta la "Fase della Valle del Bove" di Branca et al. (2007).

Nella collina di Aci Trezza le lave attribuite a questo intervallo poggiano sui depositi del terrazzo marino dello stadio 5.5 (125 ka) o direttamente sul substrato argilloso, mentre parte di esse sono ricoperte in discordanza dai depositi dei terrazzi a partire da quello dello stadio isotopico 5.3 (100 ka) e successivi. Lungo la Timpa di Acireale, le lave del Pleistocene superiore ricoprono in discordanza le lave pre - Tirreniane e le "Tufiti e lahars". Più a nord, nella zona tra Fleri, Zafferana Etnea e Santa Venerina, alcune successioni laviche sono state attribuite a questo intervallo in quanto riconosciute intercalate tra due distinti orizzonti epiclastici, rispettivamente attribuiti a "Tufiti e lahars" (*Acireale Formation*) e "Tufi ed epiclastiti di Milo" (*Milo Formation*). Tali rapporti sono ben esposti lungo la scarpata di Faglia riconosciuta nell'abitato di Fleri, nella dorsale che si sviluppa a nord di Santa Venerina, in direzione di Zafferana, ed infine tra Pisano e Santa Venerina. Le lave del Pleistocene superiore sono state riconosciute anche a monte di Zafferana Etnea e nella parte alta della Timpa di Moscarello, dove ricoprono in discordanza le lave pre - Tirreniane datate a 126 ka. Ulteriori affioramenti sono stati riconosciuti tra S. Giovanni Montebello, Tagliaborse e Nunziata, alla base delle Timpe della Naca e nella zona tra Vena e Presa. In tutte queste località, le lave sono ricoperte da ingenti spessori di "Tufi ed epiclastiti di Milo" (*Milo Formation*).

Le lave del Pleistocene superiore, analogamente a quelle pre - tirreniane, hanno subito profonde incisioni da parte dei corsi d'acqua e sono oggi conservate in corrispondenza di dorsali spartiacque che delimitano paleovalli riempite da colate laviche di età più recente.

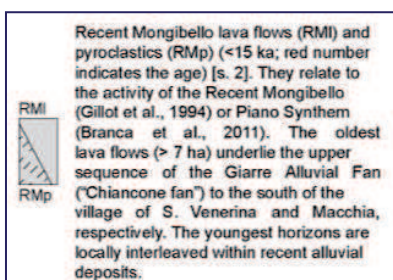
3.10.5. Orizzonti lavici di riempimento di valli sepolte



Le lave d'età compresa tra il Wurm e l'attuale rappresentano i livelli che costituiscono l'ossatura dell'edificio etneo. Verso la costa, questi orizzonti lavici si sono distribuiti sugli elementi morfologici preesistenti, andando preferenzialmente ad accumularsi all'interno di paleovalli fluviali (**Figura 3.5**) che,

modellate sulle lave del Pleistocene superiore e le sottostanti lave pre - Tirreniane, sono state mantellate dai "Tufi ed epiclastiti di Milo" (*Milo Formation*). Molto spesso queste valli sepolte si sono originate per riesumazione di valli più antiche, prima riempite dalle "Tufiti e lahars" (*Acireale Formation*). Questi depositi sono stati, infatti, oggetto di erosione preferenziale, rispetto agli orizzonti lavici più compatti. Le successioni di riempimento delle paleovalli sepolte sono oggi costituite in gran parte dalle Lave del Wurm, corrispondenti all'insieme delle lave attribuite al "Trifoglietto", al "Mongibello Antico" e alla base del "Mongibello Recente" da Gillot et al. (1994) e allo "Stratovulcano Ellittico" e alla parte bassa dello "Stratovulcano Mongibello" da Branca et al. (2004). Da un punto di vista giaciturale, a questo intervallo sono state riferite tutte le colate laviche comprese tra i "Tufi ed epiclastiti di Milo" (*Milo Formation*) e i "Depositi della conoide alluvionale del Chiancone" (*Giarre alluvial fan*). Nei casi in cui i rapporti di letto e di tetto tra lave ed orizzonti morfologici guida non erano esposti, si è fatto riferimento alle attribuzioni degli Autori precedenti.

3.10.6. Lave oloceniche



La parte alta dei riempimenti delle valli sepolte è costituita dalle Colate laviche oloceniche, ovvero dai livelli effusi dopo la deposizione dei "Depositi della conoide alluvionale del Chiancone" (*Giarre alluvial fan*). Tra le colate oloceniche nella carta sono state differenziate le lave storiche attraverso l'indicazione della rispettiva datazione. L'insieme

delle lave oloceniche e storiche è stato cartografato sulla base della revisione, mediante analisi di terreno e di foto aeree, dei dati bibliografici già esistenti, cui si demanda per quanto riguarda i riferimenti relativi alla loro datazione e alla localizzazione dei relativi punti di emissione. Questi ultimi sono stati evidenziati cartografando i relativi prodotti piroclastici, senza in ogni caso procedere ad una loro differenziazione crono stratigrafica.

3.11 Principali lineamenti tettonici del basso versante orientale dell'Etna

Nella carta geologica sono riportati i principali sistemi di faglie attive riconoscibili nell'area ed associate a chiari elementi morfotettonici (es. scarpate di faglia) cumulati nel tempo. Sono state inoltre cartografate anche le strutture non attive, ma comunque riconoscibili sulla base di evidenti rigetti geologici.

Gran parte delle faglie rilevate appartengono alla fascia estensionale che dalla Calabria meridionale si estende alla Sicilia sud - orientale, attraverso il fianco orientale dell'Etna (Rift Siculo - Calabro; Monaco & Tortorici 2000), che formano due principali fasci di Faglia. Una serie di segmenti attivi forma l'allineamento Acireale - Sant'Alfio. Parallelamente a questo si sviluppa la Faglia di S. Leonardello, cui si associano segmenti minori, sia sintetici che antitetici.

Il segmento più meridionale del Sistema Acireale - Sant'Alfio è rappresentato dalla Faglia di Acireale che si estende, con orientazione NNW - SSE e immersine verso ENE, dall'area di S. Giovanni Bosco fino alla base della Timpa di Acireale, una scarpata di faglia alta fino a circa 190 m (Monaco et al., 1997). Riconosciuta a terra per una lunghezza di circa 5 km, la faglia prosegue nell'immediato off - shore per ulteriori 2,5 km, con localizzazione della sua terminazione poco a nord di Capo Mulini, dove si realizza la progressiva diminuzione d'altezza della scarpata di faglia.

Sul prolungamento settentrionale della struttura, presso S. Giovanni Bosco, sono localizzati i campi di fratturazione cosismica dell'evento del 2002. Campi di fratturazione sono stati inoltre osservati lungo un segmento minore, parallelo al primo e spostato verso est, riconoscibile tra S. Tecla e Guardia. In quest'area il fascio di faglie si interrompe per proseguire più a nord, con il segmento noto come Faglia di S. Alfio (Monaco et al., 1997) o Faglia di Moscarello (Azzaro et al., 2000). Questo segmento è caratterizzato da una scarpata la cui altezza è commisurata all'età delle lave che rigetta, arrivando ad un massimo di circa 120 m, cumulate sulle lave del Pleistocene superiore. Alla Faglia di S. Alfio è associato un campo di fratturazione riattivato nel corso di ripetuti eventi sismici storici. Segmenti minori, sub - paralleli alla faglia principale, sono stati riconosciuti lungo la Timpa di Moscarello e nella zona del "*castagno dei cento cavalli*". In particolare quest'ultimo segmento è caratterizzato da un movimento antitetico a quello del segmento principale che ha generato una scarpata rivolta verso monte, lungo la quale è riconoscibile un prevalente rigetto

orizzontale destro.

Verso sud, in corrispondenza della Timpa di S. Tecla, la Faglia di Acireale interseca, con un'evidente curvatura della sua traccia, i campi di fratturazione, orientati NW - SE, riferiti da Azzaro et al. (2000) alla presenza della Faglia di S. Tecla. In realtà quest'ultima mostra una chiara scarpata di faglia solo per un breve tratto ad ovest della Faglia di Acireale, mentre per il resto della sua traccia non presenta alcuna morfostruttura cumulata nel tempo. Da questi rapporti esposti nella Timpa di S. Tecla sembrerebbe che la Faglia di Acireale abbia parzialmente riattivato il campo di fratturazione, connesso alla Faglia di S. Tecla, come faglia estensionale, nelle immediate vicinanze della zona di intersezione. Alla terminazione meridionale della Faglia di Acireale si riconosce una rampa immergente verso SSE che suggerirebbe la presenza verso ovest di un segmento en-echelon. Tale segmento potrebbe costituire la prosecuzione a mare di una faglia ipotizzata in sottosuolo tra Capo Mulini e Piano d'Api. La presenza di questa faglia è suggerita da diverse evidenze. Da un punto di vista geologico la struttura borderebbe l'alto argilloso della collina di Aci Trezza e sarebbe responsabile del rigetto della base delle lave pre - Tirreniane, che affiora a circa 110 m s.l.m. nel lato rialzato, mentre è sommersa nel lato ribassato. Tale rigetto si sarebbe esplicato essenzialmente prima della formazione dei terrazzi Tirreniani (125 – 80 ka) che, nel lato rialzato, abradono la base delle lave e direttamente il substrato argilloso, mentre, nel lato ribassato, modellano il tetto delle lave pre - Tirreniane e le "Tufiti e lahars" (*Acireale Formation*). Il rigetto antico spiegherebbe, inoltre, la presenza al livello del mare, lungo la Timpa di Acireale, di lave pre - Tirreniane sub - aeree che, altrimenti, per la loro localizzazione al letto della Faglia di Acireale, si dovrebbero ritrovare a quote confrontabili con quelle raggiunte nella collina di Aci Trezza. In particolare, se si accredita come realistica la datazione a circa 220 ka delle lave alla base della Timpa (Gillot et al., 1994), l'entità del rigetto lungo la Faglia ipotizzata dovrebbe attestarsi a circa 200 m. La disattivazione di questa struttura sarebbe riferibile alla ben documentata variazione del regime tettonico avvenuta nel Tirreniano (Monaco et al., 2002; Catalano et al., 2004), che nelle zone sud - orientali del vulcano si è tradotta in una transizione da una tettonica trascorrente destra ad una tettonica prevalentemente estensionale. La struttura inattiva è inoltre evidenziata dai dati geoelettrici (Cassinis et al., 1970) che mostrano nella zona a nord - ovest di Acireale la presenza di una depressione del substrato sedimentario, corrispondente al tetto ribassato della struttura ipotizzata. È importante notare che questa struttura si colloca sul prolungamento verso sud della Faglia di Fiandaca (Azzaro, 2004) che, seppure priva di scarpate cumulative, è

evidenziata da un campo di fratture, riattivato nel corso di ripetuti eventi sismici.

Nelle aree meridionali un ulteriore segmento di faglia attivo, cui sono associati sia campi di fratturazione al suolo che una scarpata cumulativa alta circa 30 m, è stato riconosciuto nell'area di Aci Catena. A questa struttura sarebbero associati i campi di fratturazione conseguenti agli eventi del 2002.

Gran parte della scarpata presente a monte del paese è stata, invece, interpretata come paleofalesia, alla cui base è localizzato il terrazzo marino del Tirreniano.

Il fascio di faglie più orientale, appartenente al Rift Siculo - Calabro, è rappresentato essenzialmente dalla Faglia di S. Leonardello e le strutture minori ad essa associate. Il segmento di faglia principale, orientato NNE - SSW, si sviluppa da Stazzo a Macchia di Giarre, per circa 8 km. Nella sua terminazione meridionale la faglia è evidenziata da una scarpata di pochi metri modellata su lave storiche, cui si associano evidenze di deformazioni attive del suolo. Verso nord la scarpata, cumulata su lave oloceniche e sui depositi della conoide alluvionale del Chiancone, raggiunge l'altezza di circa 25 m. Parallelamente alla faglia, nel suo tratto centrale, si sviluppano segmenti antitetici che delimitano un graben allungato per circa 4 km ed ampio circa 500 m. Alla terminazione settentrionale della Faglia di S. Leonardello si riconoscono due ulteriori segmenti antitetici, lunghi circa 1 km che, localizzati ad est della Faglia di S. Alfio, bordano il graben dove è situato l'abitato di Macchia di Giarre.

Al di fuori del sistema di faglie del Rift Siculo - Calabro, nella carta sono state rappresentate due strutture di notevole rilevanza. La prima è rappresentata dalla Faglia della Pernicana, caratterizzata da movimenti trascorrenti sinistri e da evidenze di deformazioni del suolo attive, fra cui lo sviluppo di campi di fratturazione durante la crisi sismica del 2002. La struttura è stata riportata per la sua intera lunghezza, tra Piano Provenzana e gli abitati di Vena e Presa. Un ulteriore segmento di faglia, marcato da una scarpata cumulata sulle lave del Pleistocene superiore, borda verso sud - est le Timpe della Naca.

- 85 -

CAPITOLO 4

MICROZONAZIONE SISMICA:

PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

4.1 Introduzione

Ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, la microzonazione sismica (d'ora in avanti MS) è uno strumento molto utile per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza.

La MS ha lo scopo di riconoscere ad una scala sufficientemente grande (scala comunale o sub comunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. Per far ciò è necessario definire un modello del sottosuolo in grado di suddividere il territorio in microzone con comportamento qualitativamente e quantitativamente omogeneo.

Lo studio di MS viene sintetizzato in una carta del territorio in cui sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base - *Zone stabili*;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio - *Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali*;
- le zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.) – *Zone suscettibili di instabilità*.

La MS fornisce una base conoscitiva della pericolosità sismica locale delle diverse *Zone* e consente di stabilire gerarchie di pericolosità utili per la programmazione di interventi di riduzione del rischio sismico, a varie scale.

La realizzazione di uno studio di MS è uno strumento conoscitivo dalle diverse potenzialità, che ha costi differenziati in funzione del livello di approfondimento. Al momento di decidere l'esecuzione ed il livello dello studio, occorre tener presente l'utilità che da esso può derivare, in modo da compararla con i costi da affrontare.

Il miglioramento della conoscenza prodotto dagli studi di MS può contribuire concretamente, insieme a studi di vulnerabilità ed esposizione, all'ottimizzazione delle risorse rese disponibili per interventi mirati alla mitigazione del rischio sismico.

Trattandosi di uno studio multidisciplinare, la MS necessita dell'integrazione di competenze differenziate come Sismologia, Geologia, Ingegneria Geotecnica, Ingegneria Strutturale ed Urbanistica. Queste discipline vanno ordinatamente riferite a differenti livelli dell'analisi idealmente articolata nelle seguenti fasi:

1. individuazione e modellazione del meccanismo di sorgente;
2. analisi della propagazione delle onde sismiche a distanza;
3. studio della risposta sismica locale;
4. analisi del comportamento delle strutture;
5. valutazione del grado di esposizione delle comunità al rischio sismico;
6. progetto di interventi di protezione civile atti alla mitigazione del rischio sismico.

L'approccio settoriale della metodologia di MS così definita è riassunto nello schema a blocchi in **Figura 4.1** (Lanzo et al., 1999), riportante le competenze coinvolte e gli elementi di conoscenza richiesti e prodotti fase per fase.

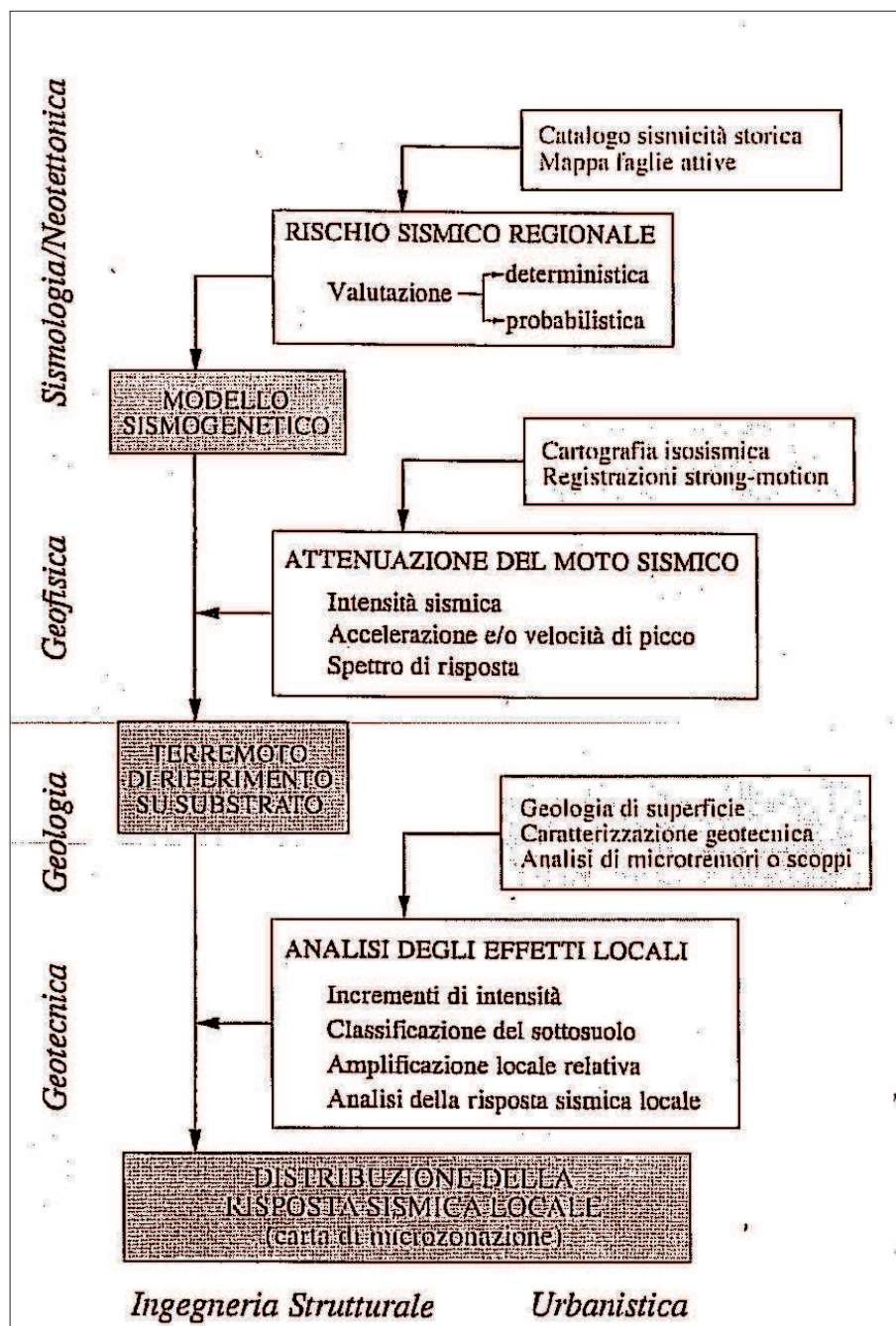


Figura 4.1 - Microzonazione Sismica: diagramma di flusso (Lanzo et al., 1999).

4.2 Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica

Nell'ambito delle attività di pianificazione del rischio sismico il Dipartimento della Protezione Civile della Presidenza del Consiglio dei Ministri, avvalendosi della professionalità di un gruppo di lavoro composto da tecnici ed esperti nominati anche dalle Regioni, ha elaborato gli *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica* (**Figura 4.2**) i cui

contenuti sono stati approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008, così come disposto dall'Art. 5, Commi 1 e 6, dell'OPCM 3907/2010.

Tali *Indirizzi e criteri* costituiscono il documento tecnico di riferimento e danno indicazioni sugli studi da effettuare per conoscere la pericolosità sismica di un determinato territorio, secondo tre distinti livelli di approfondimento di cui si parlerà nel paragrafo 4.4.

Nei citati *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica* sono definite le procedure e le metodologie di analisi al fine di individuare e caratterizzare le *Zone stabili*, le *Zone stabili suscettibili di amplificazione locale* del moto sismico e le *Zone suscettibili di instabilità*.



Figura 4.2 - Volume “Indirizzi e criteri per la Microzonazione sismica”
(www.protezionecivile.it).

In funzione dei contesti e degli obiettivi previsti, gli studi di MS possono essere effettuati con livelli di approfondimento con complessità ed impegno crescenti.

Gli *Indirizzi e criteri* sono organizzati in tre distinte sezioni:

- Nella prima parte vengono descritti i principi e gli elementi per la MS e le modalità di utilizzazione nella pianificazione territoriale, nella pianificazione per l'emergenza e nella progettazione delle opere.
- Nella seconda parte (le linee guida vere e proprie) vengono descritte alcune procedure per la predisposizione degli studi di MS. Queste procedure, richiamate negli *Indirizzi e criteri*, rappresentano dei veri e propri strumenti operativi per l'applicazione di alcuni indirizzi e criteri precedentemente espressi e riguardano sostanzialmente le modalità di

predisposizione delle indagini, la stesura della Carta delle indagini prevista dai vari livelli di approfondimento degli studi di MS, la stesura delle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica e della Carta di microzonazione sismica, la composizione degli abachi per le amplificazioni e le procedure semplificate per le valutazioni quantitative sulle instabilità di versante e il pericolo di liquefazione.

- La terza parte, infine, è costituita dalle Appendici dove sono raccolte Schede tecniche, Abachi di riferimento, Istruzioni tecniche per indagini geologiche, geofisiche e geotecniche, che assieme al glossario e ad alcuni esempi di carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica, rappresentano dei materiali di supporto conoscitivo e di approfondimento per l'applicazione degli *Indirizzi e criteri* e delle linee guida.

4.3 Dati di base per la microzonazione sismica

In generale, quando si inizia uno studio di MS si hanno a disposizione (o comunque bisogna collazionare e archiviare) dati pregressi ottenuti da indagini effettuate precedentemente allo studio.

È molto importante controllare e archiviare correttamente i dati raccolti e, pertanto, occorre:

- definire un appropriato sistema informatico di archiviazione e di gestione dei dati territoriali a livello cartografico (SIT);
- valutare l'affidabilità dei dati;
- definire un sistema di controllo per l'archiviazione dei dati;
- definire un'opportuna modalità di presentazione dei dati pregressi raccolti, per aiutare i decisori nella fase di progettazione di nuove campagne indagini.

La densità di dati sufficiente per uno studio, dipende dall'omogeneità delle condizioni geologiche, geotecniche e geofisiche. È necessario segnalare (con note ed elementi cartografici) le aree in cui permangono livelli di incertezza legati alla rilevazione del dato, alla sua rappresentazione o alla sua interpretazione. In tal modo saranno evidenziate incertezze di tipo geometrico (es. spessori di un'unità litostratigrafica), di tipo fenomenologico (es. frana attiva/quiescente) o di tipo numerico (es. profilo di velocità delle onde S).

I dati di base più importanti, a prescindere dal livello di approfondimento scelto, sono quelli esposti nei paragrafi che seguono, opportunamente suddivisi per fenomenologia da investigare.

4.3.1. Dati cartografici

Oltre alla cartografia di base (preferibilmente CTR o rilievo aerofotogrammetrico a scala comunale), le cartografie tematiche di riferimento sono:

- carte geologiche;
- carte litotecniche;
- carte geologico – tecniche;
- carte geomorfologiche;
- carte di dissesti.

4.3.2. Dati di pericolosità di base

Gli studi di pericolosità di base, generalmente, sono condotti a scala nazionale / regionale da esperti incaricati dai vari soggetti preposti. Questi studi richiedono un'esperienza comprovata nel processamento e nella valutazione di cataloghi di terremoti, di relazioni di attenuazione, di elaborazioni statistiche.

La pericolosità di base può definirsi come la componente della pericolosità sismica dovuta alle caratteristiche sismologiche dell'area (tipo, dimensioni e profondità delle sorgenti sismiche, energia e frequenza dei terremoti). Essa calcola (generalmente in maniera probabilistica), per una certa regione e in un determinato periodo di tempo, i valori di parametri corrispondenti a prefissate probabilità di eccedenza. Tali parametri (velocità, accelerazione, intensità, ordinate spettrali) descrivono lo scuotimento prodotto dal terremoto in condizioni di suolo rigido e senza irregolarità morfologiche (terremoto di riferimento). La scala di studio è solitamente regionale. Una delle finalità di questi studi è la classificazione sismica a vasta scala del territorio, finalizzata alla programmazione delle attività di prevenzione e alla pianificazione dell'emergenza. Costituisce una base per la definizione del terremoto di riferimento per studi di MS ed in particolare per la definizione di input sismici di riferimento (in forma spettrale o di accelerogrammi), per valutazioni su amplificazioni locali o su eventuali deformazioni permanenti.

Nel paragrafo 4.5 la problematica fin qui descritta viene approfondita attraverso informazioni che riguardano sia la pericolosità sismica di riferimento nel territorio nazionale, prevista dall'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri (OPCM) n. 3274 del 20/03/2003, sia la classificazione sismica del territorio della Regione Sicilia disposta con la Deliberazione di Giunta Regionale n. 408 del 19/12/2003.

4.3.3. Dati per valutazioni delle amplificazioni

Per le valutazioni delle amplificazioni in superficie sono indispensabili dati su:

- pericolosità sismica di base per definire l'input sismico di riferimento;
- morfologia superficiale del sito;
- litostratigrafia del sito con particolare attenzione alla profondità del bedrock sismico;
- morfologia del bedrock sismico;
- caratterizzazione geotecnica dei terreni e caratterizzazione geomeccanica di ammassi rocciosi fratturati;
- profilo della velocità delle onde S (V_s);
- periodo fondamentale di vibrazione;
- caratterizzazione dei terreni in condizioni dinamiche.

La **Tabella 4.1** sintetizza i metodi di indagine raccomandati dagli *Indirizzi e criteri* per i dati utili alle valutazioni delle amplificazioni in superficie.

Dati di base	Metodi di indagine raccomandati
Input sismico di riferimento.	Analisi di pericolosità di base e/o dati strumentali.
Morfologia del sito.	Modello digitale del terreno, cartografia topografica di dettaglio.
Litostratigrafia.	Rilevamento geologico, sondaggi.
Profondità bedrock sismico e morfologia sepolta.	Sondaggi, sezioni geologiche 2D, indagini geofisiche.
Falda acquifera.	Sondaggi, indagini geoelettriche.
Caratterizzazione geotecnica e geomeccanica.	Analisi geomeccaniche, prove in sito, prove di laboratorio, correlazioni con SPT e CPT.
Profilo V_s .	Down - Hole, Cross - Hole, sismica a rifrazione, SASW, MASW, array sismici, correlazioni con proprietà geotecniche.
Periodo fondamentale.	Misure di microtremori.
Caratterizzazione proprietà dinamiche dei terreni.	Colonna risonante, taglio torsionale ciclico, taglio semplice ciclico con doppio provino.

Tabella 4.1 - Indagini raccomandate dagli Indirizzi e criteri per valutare le amplificazioni in superficie.

4.3.4. Dati per valutazioni di instabilità di versante

Per le valutazioni di instabilità di versante sono indispensabili dati su:

- scuotimento in superficie (in genere, in termini di accelerazione massima del suolo a_g);
- profilo topografico e geometria del versante, inteso come associazione fra topografia e

forme geomorfologiche;

- litostratigrafia;
- caratterizzazione geotecnica;
- modello di frana (materiale coinvolto, geometria e profondità della superficie di rottura, cinematismo);
- condizioni idrogeologiche;
- caratteristiche di resistenza a taglio.

4.3.5. Dati per valutazioni della suscettibilità alla liquefazione

Per le valutazioni della suscettibilità alla liquefazione sono indispensabili dati su:

- scuotimento in superficie (in genere, in termini di accelerazione massima del suolo, PGA);
- magnitudo degli eventi attesi;
- litostratigrafia;
- granulometria;
- profondità della falda;
- resistenza dei terreni sotto carico ciclico.

4.3.6. Dati per valutazioni delle faglie attive e capaci

Per le valutazioni delle faglie attive e capaci sono necessari dati su:

- traccia della faglia in superficie;
- litostratigrafia generale e di dettaglio;
- entità delle dislocazioni;
- geometria del piano di faglia in profondità;
- datazioni dei movimenti della faglia.

4.3.7. Dati per valutazioni di cedimenti differenziali

Per le valutazioni di cedimenti differenziali sono necessari dati su:

- traccia del contatto stratigrafico o tettonico dei terreni a diversa competenza;
- litostratigrafia di dettaglio dei due terreni;

- geometria del piano di contatto in profondità.

4.4 I tre livelli di microzonazione

Gli studi di MS sono condotti secondo tre livelli di approfondimento così distinti.

- **Livello1:** è uno studio propedeutico ed obbligatorio per poter affrontare i successivi livelli poiché si basa sulla precisazione del quadro conoscitivo di un territorio, derivante dalla raccolta ed analisi dei dati preesistenti nonché dall'esecuzione di indagini in situ. Questo Livello è finalizzato alla realizzazione della *Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica*, cioè all'individuazione di aree a comportamento sismico omogeneo.
- **Livello 2:** oltre a compensare le incertezze del Livello 1 fornisce quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie mediante tecnologie di analisi numerica di tipo semplificato (abachi regionalizzati, modellazione 1D, leggi empiriche) e l'esecuzione di ulteriori e più mirate indagini ove necessarie. Il risultato di tale approfondimento è la *Carta di Microzonazione sismica* ottenuta associando una quantificazione numerica degli effetti, con metodi semplificati, alle zone o parti di esse della *Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica*.
- **Livello 3:** questo Livello interessa le zone la cui complessità sotto il profilo geologico e geotecnico o per opere di particolare importanza non è risolvibile con il Livello 2 o attraverso l'uso di metodi speditivi. In questi casi gli approfondimenti si basano su metodologie analitiche e di analisi di tipo quantitativo (es. analisi numeriche 1D e 2D, analisi dinamiche per le instabilità di versante, studi paleo sismologici). Tale approfondimento è finalizzato alla realizzazione della *Carta di Microzonazione sismica con approfondimenti*.

Sulla base di quanto definito nel Livello 1 e nel Livello 2, sarà predisposto un programma delle prove da effettuare nelle zone precedentemente individuate, commisurato alla specificità del caso. Il tipo e il numero delle prove dovranno essere adeguatamente descritti e dovranno essere utilizzate tecniche di prova di riconosciuta affidabilità. A corredo devono essere prodotti anche i risultati delle prove per la definizione del modello geologico e geotecnico del sottosuolo. Verrà altresì redatta una relazione illustrativa in cui dovranno essere descritti in dettaglio i procedimenti ed i codici di calcolo utilizzati e i risultati delle prove sperimentali in

sito e in laboratorio.

La **Figura 4.3** mostra il diagramma di flusso che sintetizza il percorso metodologico per redigere carte di MS nei tre livelli di approfondimento degli studi previsti dagli *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*.

La chiave di lettura generale del processo è legata alla complessità geologico tecnica del territorio che condiziona in maniera significativa le seguenti operazioni:

- stabilire il tipo di zona: stabile, stabile suscettibile di amplificazione locale e suscettibile di instabilità;
- valutare le amplificazioni per le aree suscettibili di amplificazione con metodi semplificati con studi di risposta sismica locale;
- determinare il tipo di fenomeno cosismico atteso nelle zone instabili con metodi empirici avanzati.

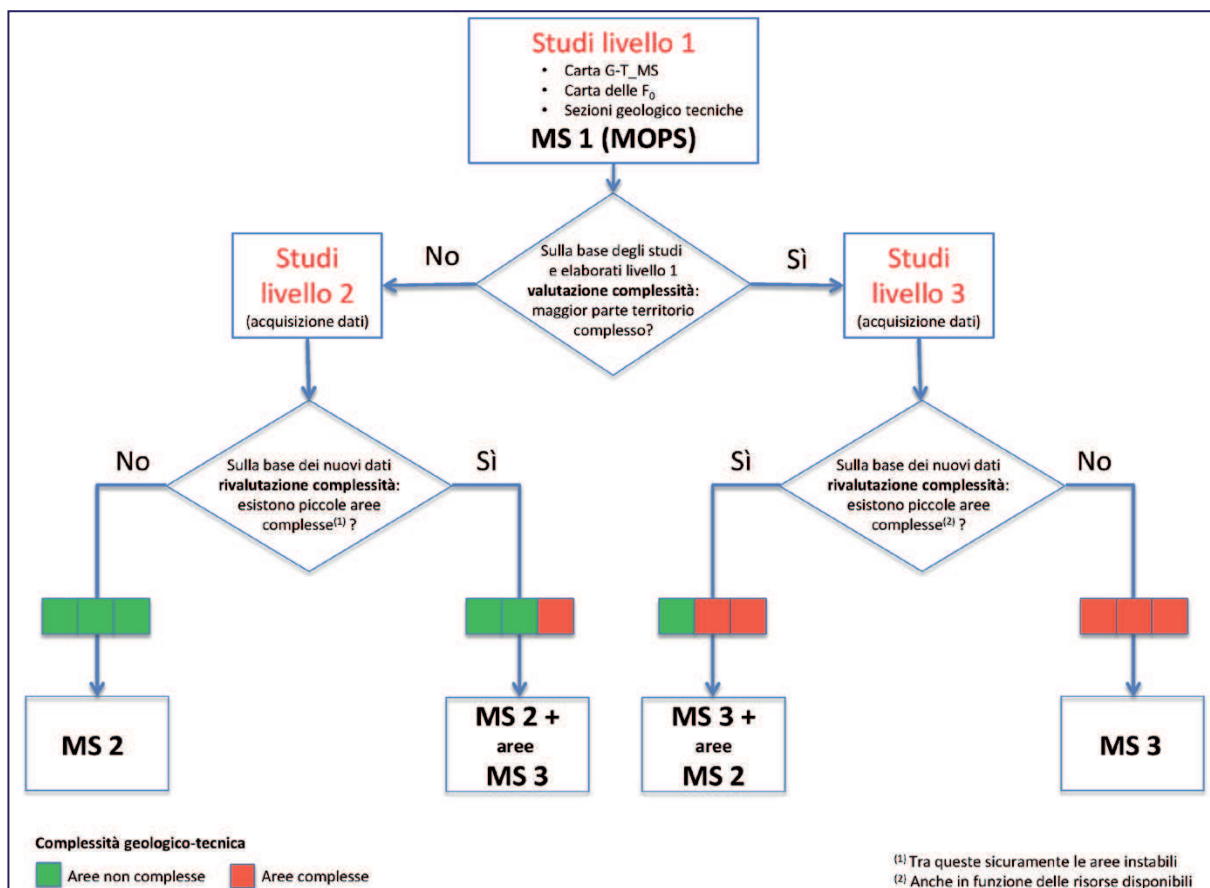


Figura 4.3 - Diagramma di flusso che descrive il percorso metodologico che porta all'elaborazione delle carte di MS di Livello 1, 2 e 3 (Imprescia et al. , novembre 2013).

In questa ottica si può notare che la Carta Geologico Tecnica per la MS e le sezioni geologico tecniche sono determinanti, ancor più se corredate dalla reinterpretazione dei dati di

sottosuolo pregressi, nella stesura della Carta di Livello 1 (Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica - Carta delle MOPS).

Le indicazioni che gli elaborati geologico tecnici forniscono sono, inoltre, la base conoscitiva di alcune scelte che devono essere effettuate nelle successive fasi di approfondimento degli studi (Livelli 2 e 3).

Con un'attenta lettura della Carta delle MOPS (Livello 1), di concerto con gli altri elaborati prodotti e i dati raccolti, sarà possibile individuare le aree per le quali è necessario effettuare ulteriori livelli di approfondimento e programmare un piano di indagini adeguato (MS di Livello 2 e 3).

In particolare, gli studi di MS di Livello 1 devono stabilire la possibilità di passare a studi di MS di Livello 2 o, in alternativa, di Livello 3 (**Figura 4.3**).

I criteri di questa scelta dipendono dai seguenti fattori:

- il contesto geologico tecnico (complesso o non complesso);
- l'estensione delle porzioni di territorio su cui è possibile applicare i metodi semplificati del Livello 2.

È possibile intraprendere studi di MS di Livello 2 se le aree complesse rappresentano una percentuale minima dell'area studiata. In caso contrario, se gli studi di Livello 1 dimostrano che il contesto geologico del territorio urbanizzato o urbanizzabile è per la maggior parte complesso (es. territorio morfologicamente molto vario o con geologia sepolta notevolmente articolata), deve essere data indicazione di passare a studi di MS di Livello 3.

Nel caso l'esecutore, dopo aver effettuato gli studi di MS di Livello 2, verifichi che per una parte limitata del territorio sono effettivamente necessari ulteriori approfondimenti, e i metodi semplificati non possono essere applicati o non hanno fornito risultati che l'esecutore ritiene accettabili, lo indicherà nella relazione finale dello studio e chiederà di svolgere gli approfondimenti propri del Livello 3. In questo caso gli studi di Livello 2 non saranno considerati esaustivi.

Con i risultati degli studi di Livello 2, congiuntamente ai risultati ottenuti con gli approfondimenti, si produrrà una carta di MS di Livello 2 con locali approfondimenti di Livello 3. Nel caso in cui, invece, dopo aver eseguito gli studi di Livello 1 si debbano eseguire studi di Livello 3, restano valide le indicazioni contenute negli *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*.

In linea generale, gli studi di MS di Livello 2 e 3 devono essere eseguiti nelle aree urbanizzate o urbanizzabili già oggetto degli studi di Livello 1. Tuttavia, tali approfondimenti non

dovranno interessare porzioni di territorio troppo piccole per evitare che la MS si trasformi in uno studio di Risposta Sismica Locale (RSL), forzandone il significato e indirizzando le risorse verso obiettivi diversi dalla riduzione del rischio sismico ottenuta attraverso la pianificazione corretta del territorio.

Per le modalità con cui vengono caratterizzate quantitativamente le amplificazioni, il Livello 2 si presta a stabilire una graduatoria di idoneità utilizzabile ai fini prettamente urbanistici e pianificatori, mentre il Livello 3 consente di discriminare tra l'applicabilità dell'approccio semplificato o delle specifiche analisi di Risposta Sismica Locale (RSL) previste dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008) per la progettazione, attraverso il confronto degli spettri di risposta elastici ottenuti con la MS e quelli di normativa (Colombi et al., 2011).

Le instabilità cosismiche, per fornire risultati esaustivi, dovranno essere trattate con metodi di approfondimento propri del Livello 3.

4.5 Pericolosità sismica di riferimento nel territorio nazionale e classificazione sismica regionale

Con l'OPCM 3274 del 20/03/2003 (GURI n. 108 dell'8 maggio 2003) si è avviato in Italia un processo per la stima della pericolosità sismica secondo dati, metodi, approcci aggiornati e condivisi e utilizzati a livello internazionale. Per la prima volta si è delineato un percorso per cui venivano definite le procedure da seguire, il tipo di prodotti da rilasciare e l'applicazione dei risultati.

L'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - INGV si è fatto promotore di una iniziativa scientifica che ha coinvolto anche esperti delle Università italiane e di altri centri di ricerca, che ha portato alla realizzazione della *Mappa di Pericolosità Sismica 2004 - MPS04* che descrive la pericolosità sismica attraverso il parametro dell'accelerazione massima attesa con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni su suolo rigido e pianeggiante.

Dopo l'approvazione da parte della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile nella seduta del 6 aprile 2004, la mappa *MPS04* è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'OPCM 3519/2006 (GURI n.105 dell'11 maggio 2006).

Successivamente, nell'ambito del progetto *INGV-DPC S1 (2005-2007)*, sono state rilasciate una serie di mappe di pericolosità sismica per diverse probabilità di eccedenza in 50 anni, basate sullo stesso impianto metodologico e sugli stessi dati di input della *MPS04*. Inoltre

sono state prodotte mappe per gli stessi periodi di ritorno anche in termini di accelerazioni spettrali. Per ogni punto della griglia di calcolo (che ha una densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km) sono oltre 2200 i parametri che ne descrivono la pericolosità sismica. Questa mole di dati ha reso possibile la definizione di norme tecniche in cui l'azione sismica di riferimento per la progettazione è valutata punto per punto e non più solo per 4 zone sismiche, cioè secondo solo 4 spettri di risposta elastica.

Il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici ha emanato nuove Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC08) con il D.M. del 14 gennaio 2008 (GURI n.29 del 04/02/2008) in cui la definizione dell'azione sismica di riferimento si basa sui dati rilasciati da INGV e dal *INGV-DPC S1 (2005-2007)*. Questi dati sono disponibili nella rete Internet nel sito dell'INGV in un'apposita sezione consultabile tramite il link che segue: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

L'attività di ricerca dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - INGV ha promosso nel luglio 2003 la redazione della mappa in questione, coinvolgendo esperti del mondo scientifico oltre che propri ricercatori.

La **Figura 4.4** riporta la mappa della pericolosità sismica del territorio nazionale redatta secondo i criteri sopra citati.

La **Figura 4.5**, invece, riporta la distribuzione in mappa dei valori della pericolosità sismica limitatamente al territorio della Regione Sicilia.

La pericolosità sismica nel territorio della Regione Sicilia è connessa alla presenza di diverse aree sismogenetiche che interessano sia la porzione emersa del territorio regionale che le parti sommerse.

La Zonazione sismogenetica ZS9 delimita all'interno del territorio della Sicilia le seguenti aree sismogenetiche (**Figura 4.6**):

- ZS 929 - Zona sorgente della Calabria fino allo Stretto di Messina;
- ZS 932 - Faglie legate allo “svincolo” che consente l’arretramento dell’arco calabro e le strutture “sintetiche” che segmentano il Golfo di Patti;
- ZS 933 - Area compresa tra il Monte Etna e i Monti di Palermo;
- ZS 934 - Area del Belice;
- ZS 935 - Fronte dell’Avampese Ibleo sull’Avanfossa e Scarpata Ibleo Maltese;
- ZS 936 - Area Etna.

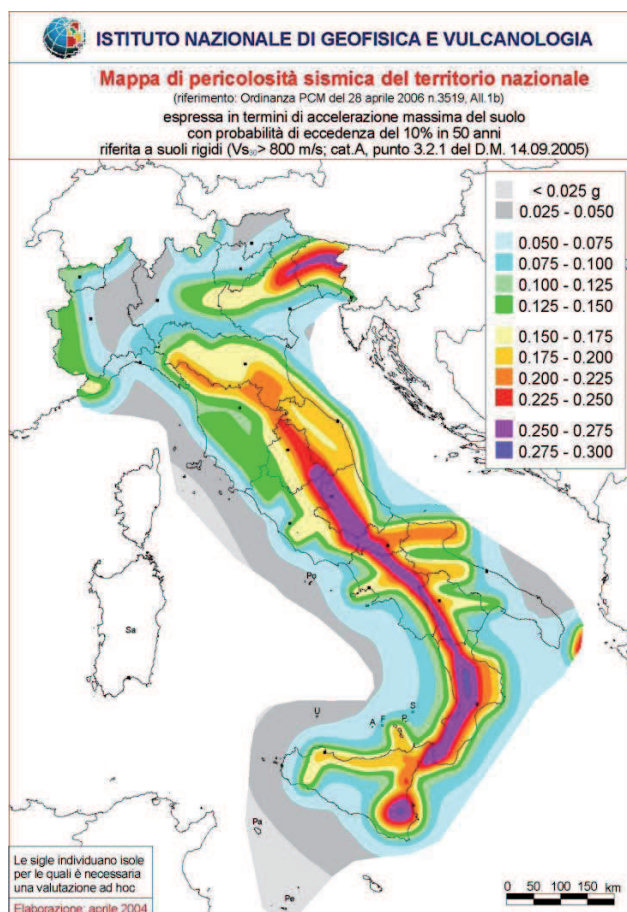


Figura 4.4 - Mapa di pericolosità sismica del territorio nazionale (INGV - <http://zonesismiche.mi.ingv.it>).

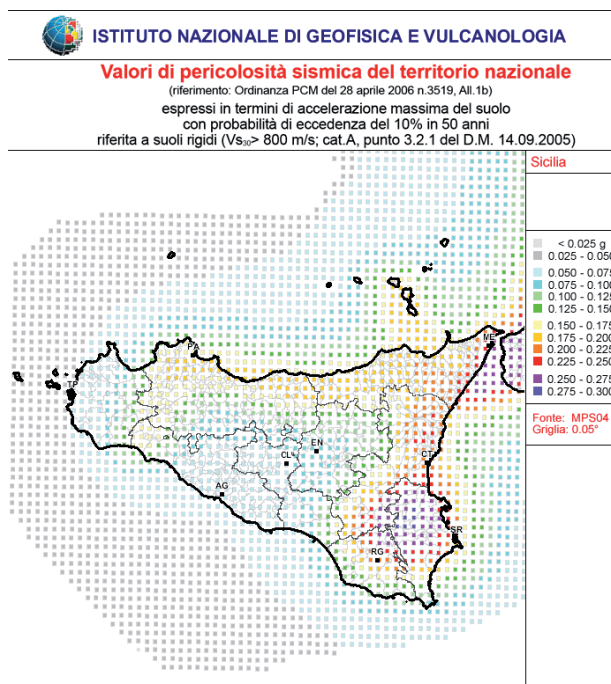


Figura 4.5 - Valori di pericolosità sismica del territorio della Regione Sicilia (INGV - <http://zonesismiche.mi.ingv.it>).

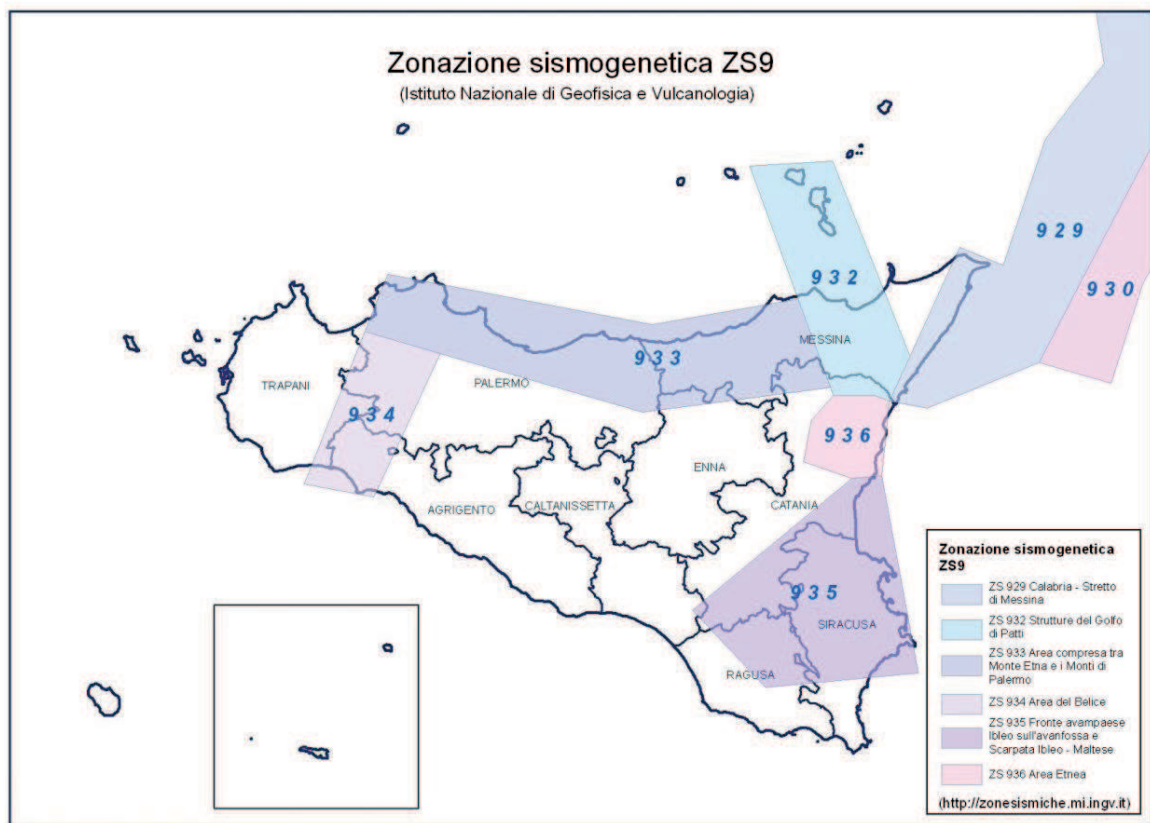


Figura 4.6 - Mappa delle Zone sismogenetiche ZS9 nel territorio della Regione Sicilia (INGV - <http://zonesismiche.mi.ingv.it>).

In Sicilia la Delibera di Giunta Regionale n. 408 del 19 dicembre 2003 ed il successivo D.D.G. n. 3 del 15 gennaio 2004, hanno reso esecutiva la nuova classificazione sismica dei comuni della Regione Siciliana (**Figura 4.7**), distinguendo il territorio in quattro aree a diversa pericolosità sismica oltre ad un'area a pericolosità sismica speciale ricadente tra le Province di Messina, Catania, Ragusa e Siracusa.

Tale classificazione sismica del territorio, attuata dall'Amministrazione Regionale ai sensi dell'Art. 2 dell'OPCM n. 3274/2003 e dell'Art. 94 del D.L.vo n. 112/1998, ha permesso una maggiore omogeneità territoriale del vincolo, introducendo altresì l'obbligo della progettazione antisismica anche per i comuni classificati similmente in Zona 4.

La classificazione sismica, inoltre, ha consentito l'adozione degli elenchi non esaustivi delle Categorie tipologiche di edifici di interesse strategico e rilevante, individuando anche i criteri di priorità per la programmazione delle verifiche tecniche delle strutture strategiche e rilevanti.

La **Figura 4.7** riporta la rappresentazione grafica dei territori amministrativi comunali della

Regione Sicilia, classificati secondo le Zone 1, 2, 3 e 4 a pericolosità sismica decrescente.

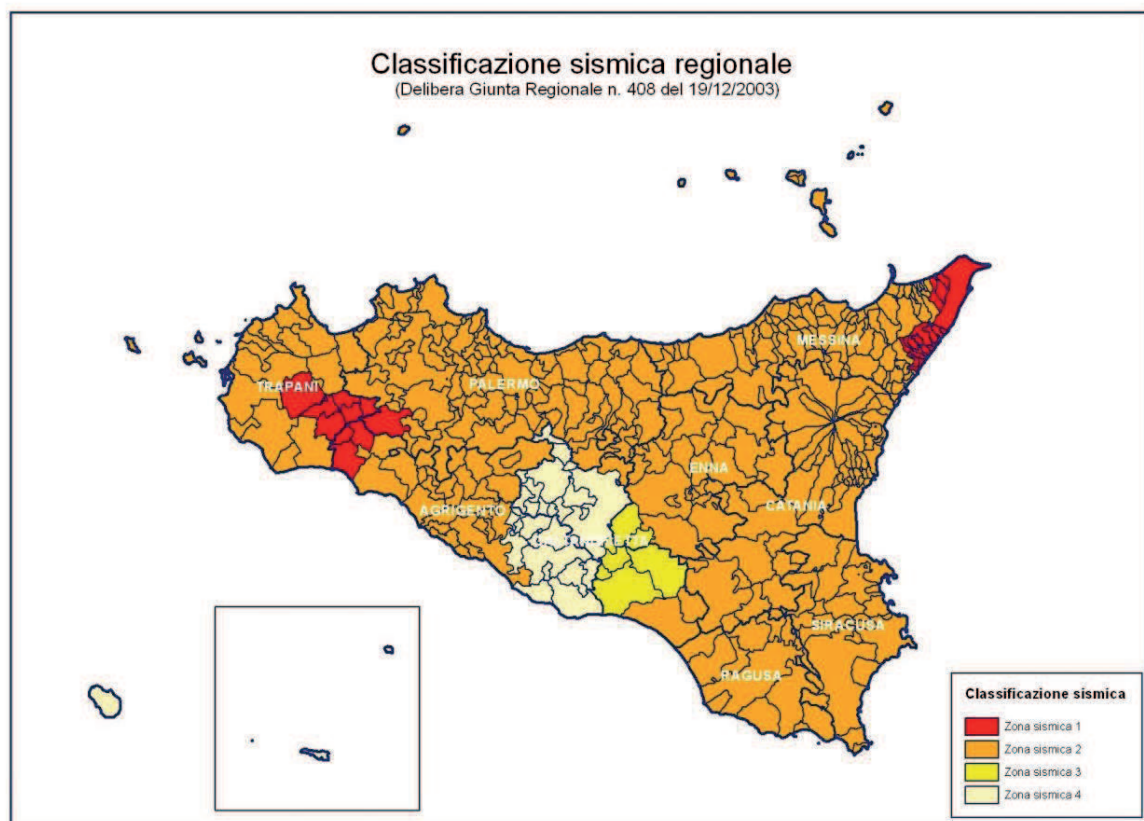


Figura 4.7 - Classificazione sismica regionale (D.G.R. n. 408 del 19/12/2003).

CAPITOLO 5

RISPOSTA SISMICA LOCALE:

RICHIAMI TEORICI E METODI DI VALUTAZIONE

5.1 Introduzione

Un *terremoto* è causato, come è noto, da un processo di rottura di rocce crostali che trasforma in energia cinetica irradiantesi verso l'esterno, parte dell'energia di deformazione, lentamente accumulatasi in precedenza a seguito di movimenti differenziali di parti della litosfera. Questo improvviso rilascio di energia costituisce una perturbazione dello stato di quiete del materiale circostante, che si propaga sotto forma di onde sismiche di diverso tipo e di proprietà dipendenti dalle caratteristiche meccaniche dei materiali attraversati.

L'energia trasportata dalle onde sismiche si traduce in una serie di movimenti rapidi del terreno che si esauriscono in un tempo molto breve (da qualche secondo a poche decine di secondi).

Al moto sismico causato dall'arrivo delle onde in superficie sono associati i vari effetti del terremoto sia sulle opere di ingegneria che sull'ambiente.

Il moto sismico generato da un terremoto alla superficie di un sito in condizioni free - field (cioè in assenza di strutture) dipende da un insieme di fenomeni fisici che schematicamente possono essere raggruppati in tre categorie fondamentali:

- meccanismo di sorgente;
- propagazione delle onde sismiche dalla sorgente al sito;
- effetti di sito.

I primi due gruppi di fenomeni definiscono il moto sismico di ingresso al sito che può subire poi importanti modifiche a causa dell'interazione delle onde sismiche con le particolari condizioni locali del sito in esame. Queste ultime indicano l'insieme delle caratteristiche morfologiche e stratigrafiche dei depositi di terreno e degli ammassi rocciosi superficiali e

delle proprietà fisiche e meccaniche dei materiali che li costituiscono.

L'insieme delle modifiche che il moto sismico di ingresso al sito subisce, in termini di ampiezza, contenuto in frequenza e durata, per effetto delle condizioni locali, è indicato con il termine di *effetti di sito* o *risposta sismica locale* (d'ora in avanti RSL).

Generalmente l'espressione *effetti di sito* è associata ai terreni a comportamento sismico stabile, cioè quei terreni che, sotto le sollecitazioni prodotte da un terremoto, si mantengono lontani dalla rottura e sono soggetti a limitate deformazioni permanenti. Tuttavia *effetti di sito* interessano anche i terreni a comportamento sismico instabile che sotto le azioni sismiche giungono a rottura o si deformano permanentemente in maniera significativa (es. frane indotte da sisma o fenomeni di liquefazione).

Gli *effetti di sito* sono il risultato di molteplici fenomeni fisici (riflessioni multiple, diffrazione, focalizzazione, risonanza, etc.) che le onde subiscono in corrispondenza delle eterogeneità e discontinuità degli strati più superficiali e in corrispondenza delle irregolarità topografiche.

A seconda dei principali fenomeni fisici responsabili dell'effetto di sito si possono distinguere (**Figura 5.1**):

1. effetti stratigrafici (o 1D);
2. effetti di bordo (o di valle);
3. effetti topografici.

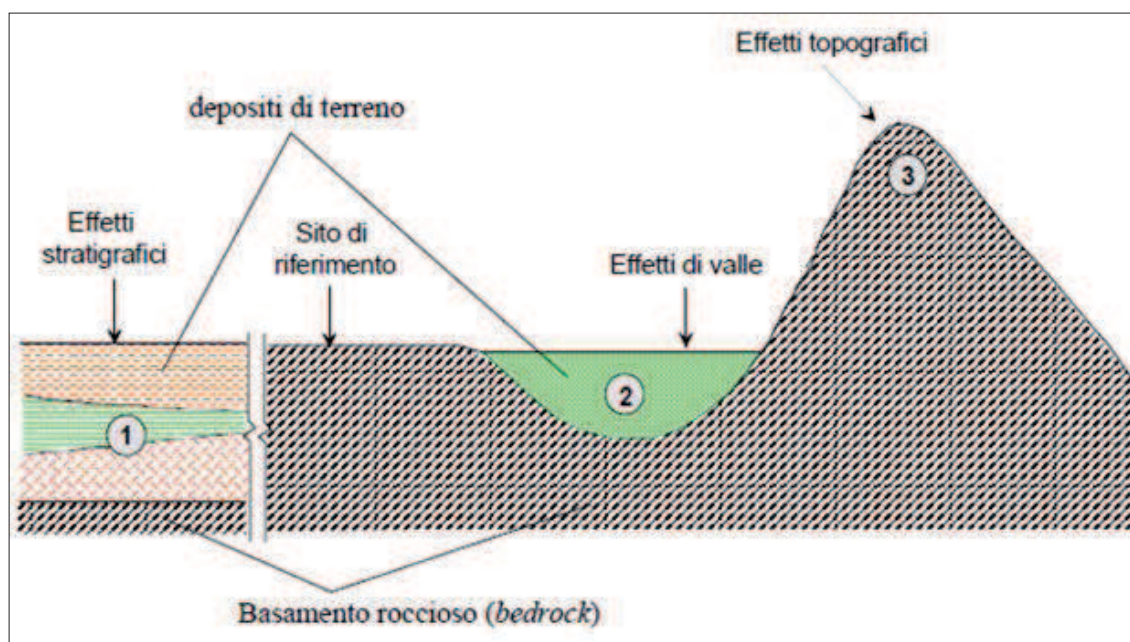


Figura 5.1 - Effetti di sito dovuti all'azione del sisma ed alle condizioni locali (Lanzo, 2005).

Questa suddivisione è particolarmente significativa anche da un punto di vista operativo in quanto alle differenti categorie corrispondono anche differenti metodi e strumenti per la valutazione quantitativa della RSL. Dal punto di vista pratico la RSL viene valutata rispetto ad un sito di riferimento costituito dall'affioramento piano (ipotetico o realmente esistente) del basamento roccioso (bedrock) presente nell'area. In altre parole, il moto sismico determinato in un generico punto del sito in esame attraverso differenti metodi (numerici, sperimentali, etc.), viene confrontato con quello relativo all'affioramento del bedrock e definito moto di riferimento.

Nel seguito si richiederanno alcuni fondamenti teorici ed evidenze sperimentali con riferimento agli effetti stratigrafici e di valle. Verranno altresì sinteticamente discusse le principali procedure di valutazione della RSL, distinguendo tra metodi sperimentali, empirici, approssimati e numerici.

Si richiamano preliminarmente alcuni concetti essenziali riguardanti la propagazione delle onde sismiche nelle rocce e nei terreni, con particolare riferimento alle principali proprietà delle onde di volume e di superficie ed ai fenomeni fisici che avvengono al contatto tra materiali di differenti caratteristiche meccaniche.

5.2 Le onde sismiche e la loro propagazione

Il fenomeno di vibrazione prodotto da un evento sismico in un sito (schematicamente illustrato nella **Figura 5.2**), è il risultato della propagazione a distanza dalla sorgente di onde elastiche di volume che in profondità attraversano ammassi di roccia lapidea ed in superficie, in genere, interessano formazioni di terreni sciolti.

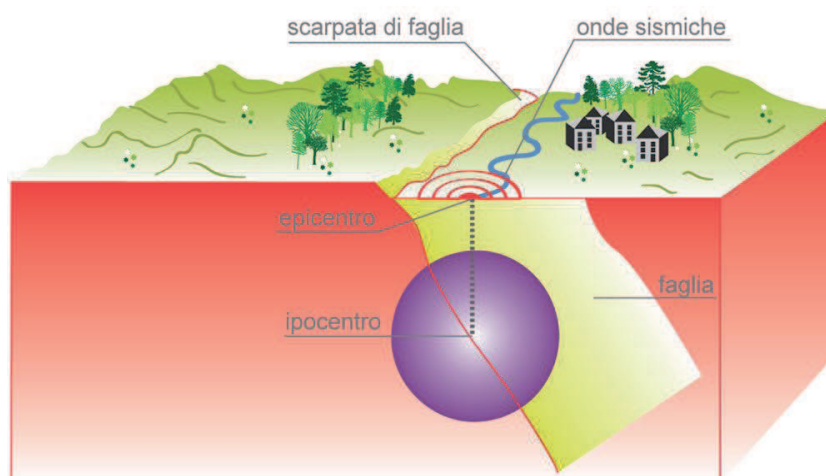


Figura 5.2 - Percorso di propagazione delle onde sismiche dalla sorgente al sito.

Una sorgente sismica genera due tipi di onde: *onde di volume* (o di corpo) e *onde di superficie*. Le onde di volume si propagano attraverso il volume dei materiali interessati, mentre le onde di superficie, come indica chiaramente il nome, si propagano sulla superficie del materiale.

Nel caso delle *onde di volume* la sorgente sismica ne origina di due tipi chiamati, in funzione del tempo di arrivo, *onde P* (Primarie) ed *onde S* (Secondarie).

Le *onde P*, dette onde di compressione - dilatazione, onde longitudinali o onde primarie, inducono nelle particelle dei materiali attraversati un moto oscillatorio nella direzione di propagazione dell'onda stessa (**Figura 5.3**).

ONDA LONGITUDINALE

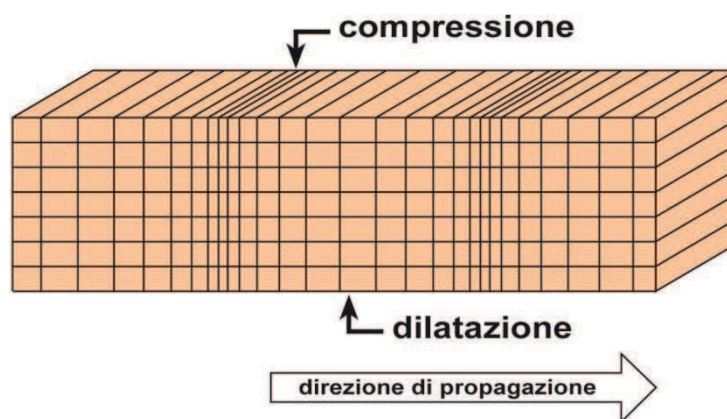


Figura 5.3 - Stato deformativo prodotto dalle onde P.

La velocità delle *onde P* è data dalla seguente relazione:

$$V_p = \sqrt{\frac{M_v}{\rho}} \quad (5.1)$$

dove:

M_v = Modulo di rigidezza a compressione monodimensionale¹;

ρ = densità del terreno².

¹ M_v è più comunemente conosciuto in Meccanica delle Terre come Modulo di compressione edometrica E_{ed} .

In un mezzo elastico ideale $M_v = E_{ed} = E(1 + \nu) / (1 - \nu - 2\nu^2)$, essendo E il Modulo di Young e ν il Coefficiente di Poisson.

² ρ rappresenta la massa volumica ed è tipicamente espressa, nel campo della dinamica dei terreni, dal rapporto tra il peso di volume (γ) e l'accelerazione di gravità (g).

Le *onde S* (**Figura 5.4**), dette anche onde di taglio, onde trasversali o onde secondarie, inducono nelle particelle dei materiali attraversati oscillazioni perpendicolari alla direzione di propagazione. Tali onde hanno la peculiarità di non propagarsi nei fluidi, ossia nei mezzi in cui il modulo di rigidezza è nullo.

Le *onde S* vengono anche generate dall'incidenza delle *onde P* all'interfaccia tra due materiali diversi e possono essere polarizzate nel piano orizzontale (onde SH) o nel piano verticale (onde SV).

ONDA TRASVERSALE

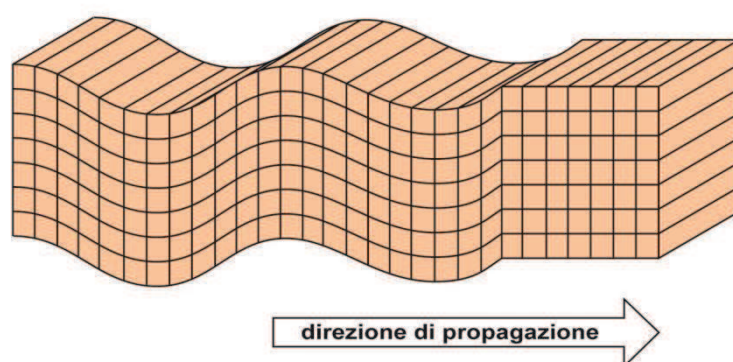


Figura 5.4 - Stato deformativo prodotto dalle onde S.

La velocità delle *onde S* è data dalla seguente relazione:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (5.2)$$

dove:

G = Modulo di rigidezza a taglio del materiale;

ρ = densità del terreno.

Il campo di spostamenti prodotti dalle *onde S* è generalmente scomposto in due componenti perpendicolari: le onde SH, polarizzate nel piano orizzontale, e le onde SV, polarizzate nel piano verticale. Un'onda S può quindi essere rappresentata come somma vettoriale delle sue componenti SH e SV. Considerata la limitata variabilità in natura della densità di terreni e rocce, consegue che le onde sismiche si propagano nel sottosuolo con velocità proporzionale alla rigidezza del materiale attraversato.

Le *onde di superficie* si formano quando *onde di volume* intercettano una superficie di discontinuità che, nei casi di nostro interesse, è rappresentata dalla superficie topografica.

Tali onde non vengono generate direttamente all'ipocentro sismico e si propagano lungo la

superficie terrestre con una velocità inferiore a quella delle *onde di volume*.

Le *onde di superficie* si dividono in *onde di Rayleigh* e *onde di Love*.

Le prime si generano all'incidenza sulla superficie di un'onda *P* e di un'onda *S*.

Tali onde inducono nelle particelle del materiale attraversato un moto ellittico retrogrado nel piano verticale allineato con la direzione di propagazione dell'onda (**Figura 5.5**).

Le *onde di Love*, invece, si generano dall'incidenza di onde *S* sulla superficie libera del terreno, ma, a differenza delle *onde di Rayleigh*, ciò avviene solo in presenza di un aumento della velocità delle onde di taglio con la profondità.

Le particelle dei terreni attraversati dalle *onde di Love* subiscono uno spostamento sul piano orizzontale, perpendicolare alla direzione di propagazione dell'onda (**Figura 5.5**).

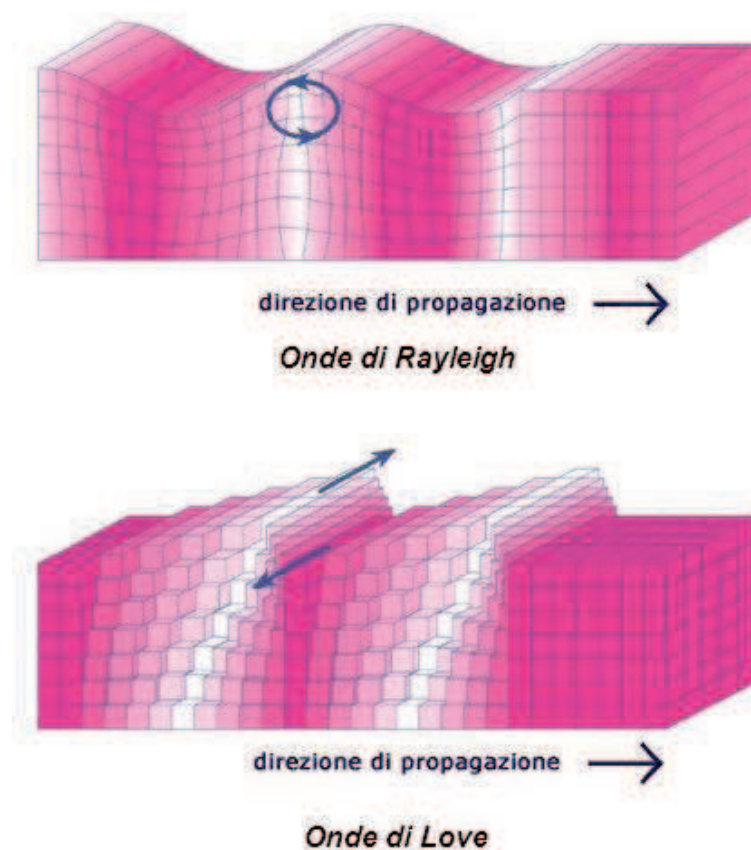


Figura 5.5 - Stato deformativo prodotto dalle onde superficiali di Rayleigh e di Love.

5.3 Effetti di un terremoto

Gli effetti di un terremoto sull'ambiente possono essere distinti in diretti, ovvero quelli che comportano la deformazione del suolo nella faglia che ha originato il sisma (fagliazione

superficiale) e secondari, ossia quelli non direttamente causati dal movimento della faglia, ma indotti dalla propagazione delle onde sismiche a distanza dall'area sorgente, o ipocentro (frane, liquefazione e tsunami).

I terremoti producono delle onde elastiche che si propagano facendo “vibrare” i terreni e possono indurre delle variazioni permanenti nel paesaggio attraverso l'innescare di fenomeni franosi. Lo scuotimento può anche determinare un improvviso aumento della pressione dell'acqua con la perdita di resistenza del terreno, dando luogo a fenomeni di liquefazione. Tali eventi sono simili a ciò che accade nelle sabbie mobili: le costruzioni fondate su questi terreni subiscono uno sprofondamento o un ribaltamento.

Un altro effetto indotto dal terremoto è lo tsunami, o maremoto, che significa "onda di porto" e indica tutti quei fenomeni ondosi così violenti da sconvolgere le acque all'interno dei porti. Le cause più frequenti degli tsunami sono i terremoti con sorgente sottomarina, ma anche le eruzioni vulcaniche o le frane sottomarine. In Italia i maremoti più distruttivi sono avvenuti in occasione del terremoto in Calabria del 1783 e a Messina del 1908.

Gli effetti di un terremoto sulle costruzioni sono influenzati, oltre che dalla qualità degli edifici, anche dalle caratteristiche geologiche e morfologiche locali, come lo spessore dei terreni superficiali, la presenza di aree dissestate, la successione dei terreni e i versanti ripidi. L'insieme di tali caratteristiche costituisce il quadro delle *condizioni locali al sito*, determinanti per il tipo e l'entità degli effetti provocati da un terremoto (RSL).

In generale si osserva uno scuotimento più forte (amplificazione) nelle aree che hanno una copertura di terreni soffici (come i depositi recenti costituiti da alluvioni fluviali o lacustri), piuttosto che su roccia compatta. Inoltre, le onde sismiche sono onde elastiche che provocano l'oscillazione delle particelle di terreno con frequenze variabili. Le frequenze delle onde sismiche dipendono non solo dalle caratteristiche geologiche dei terreni, ma anche dalla morfologia della superficie che incontrano, così come accade per le onde sonore che subiscono, in certe condizioni, fenomeni di eco.

Se si verifica un'oscillazione di intensità tale da entrare in “risonanza” con un edificio (ovvero tale da fare eco con esso), si possono verificare danni molto gravi o il crollo dell'edificio stesso. Questo è il motivo per cui spesso si osservano danni maggiori sugli edifici posti in cima a rilievi, lungo orli di scarpata, ma anche in quelle aree dove sono a contatto terreni con caratteristiche diverse di risposta sismica (terreni rigidi a contatto con terreni soffici).

Lo studio di tali effetti richiede conoscenze specifiche su alcuni fattori locali quali:

- la morfologia sepolta e superficiale;

- la situazione geologica;
- le condizioni idrogeologiche e di stabilità dell'area;
- le proprietà dinamiche dei terreni.

La **Figura 5.6** (Lanzo et al., 1999) schematizza la propagazione di un evento sismico dalla sorgente al sito, con i conseguenti effetti locali.

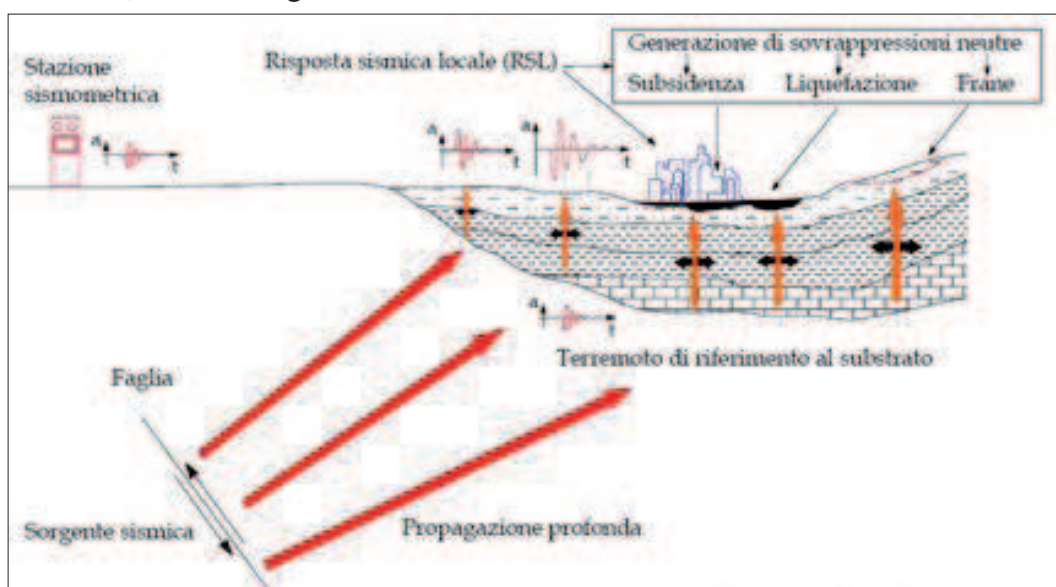


Figura 5.6 - Propagazione di un evento sismico dalla sorgente al sito ed effetti locali (Lanzo et al., 1999).

5.3.1. Effetti stratigrafici (1D)

Con effetti stratigrafici o monodimensionali (1D) si definisce l'insieme delle modifiche che un moto sismico subisce propagandosi, in direzione pressoché verticale, all'interno di un deposito a superficie libera piana, caratterizzato da stratificazione sostanzialmente orizzontale e trascurabili variazioni laterali, cioè esente da effetti di bordo.

Da un punto di vista fisico, le ipotesi di stratificazione orizzontale, di superficie libera piana e di incidenza verticale delle onde di volume, comportano l'assenza di onde di superficie e l'esclusione di fenomeni di conversione modale (cioè generazione di onde di carattere diverso a partire da un'onda incidente su di una discontinuità).

Ciò significa che la fase delle onde incidenti alla base del deposito, ad esempio delle onde di taglio S, corrisponde a quella di onde riflesse e rifratte, sempre di tipo S.

Gli effetti di sito di tipo stratigrafico sono essenzialmente dovuti a fenomeni di:

- "intrappolamento" delle onde sismiche nel deposito, per effetto di riflessioni multiple,

a seguito del contrasto di impedenza tra i terreni costituenti il deposito, e tra il deposito ed il basamento roccioso sottostante;

- risonanza tra onde sismiche riflesse e incidenti, in relazione alle condizioni stratigrafiche del sottosuolo, alle caratteristiche fisico - meccaniche dei terreni e al contenuto in frequenza predominante del moto sismico.

I caratteri essenziali degli effetti di sito di tipo stratigrafico possono essere compresi facendo riferimento ad un semplice schema monodimensionale costituito da un deposito di terreno omogeneo, di spessore H , poggiante su un basamento soggetto a onde di taglio con direzione di propagazione verticale. Il terreno si assume a comportamento visco - elastico lineare con densità ρ_s , velocità delle onde di taglio V_s e fattore di smorzamento D , mentre i corrispondenti parametri per il basamento sono ρ_r , V_r e $D = 0$ (**Figura 5.7**). La variazione del moto sismico può essere efficacemente valutata rapportando i parametri del moto alla superficie del deposito a quelli sull'affioramento del basamento (sito di riferimento).

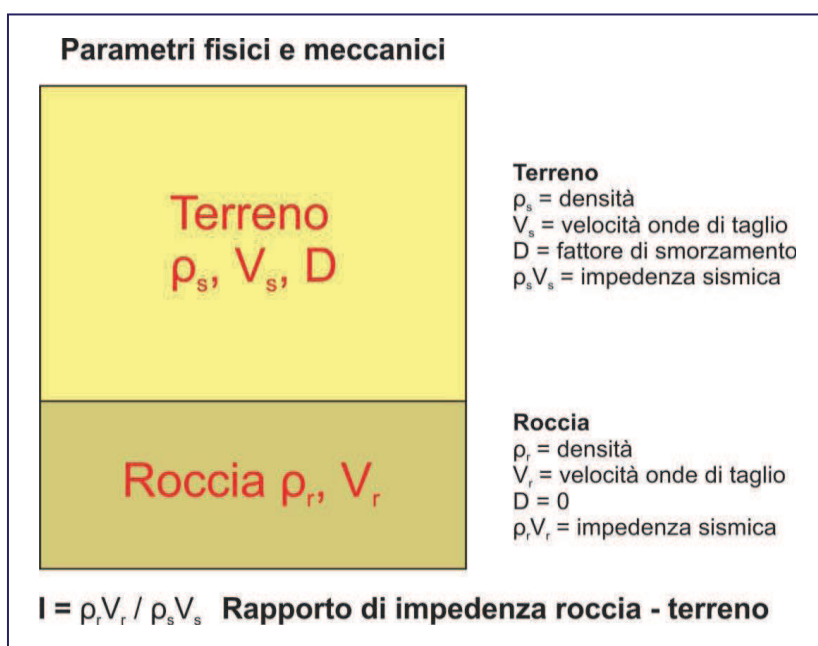


Figura 5.7 – Modello 1D per lo studio della RSL.

L'analisi teorica del problema (Kramer, 1996; Lanzo e Silvestri, 1999) evidenzia che, nell'ipotesi che le onde di taglio incidenti siano sinusoidali di frequenza f , l'accelerazione su affioramento rigido e quella alla superficie del deposito sono anch'esse sinusoidali di frequenza f e di ampiezze, rispettivamente, $a_{MAX,r}$ e $a_{MAX,s}$. Il rapporto $a_{MAX,s} / a_{MAX,r}$ è definito *fattore di amplificazione* e dipende dalla frequenza dell'eccitazione armonica, dal rapporto di smorzamento del terreno D e dal contrasto di impedenza sismica tra basamento e

deposito di terreno I = $(\rho_r \cdot V_r) / (\rho_s \cdot V_s)$.

La variazione del fattore di amplificazione con la frequenza definisce la *funzione di amplificazione* $A(f)$ del deposito, il cui tipico andamento, per un assegnato valore del rapporto di impedenza I e del rapporto di smorzamento D, è mostrato in **Figura 5.8**.

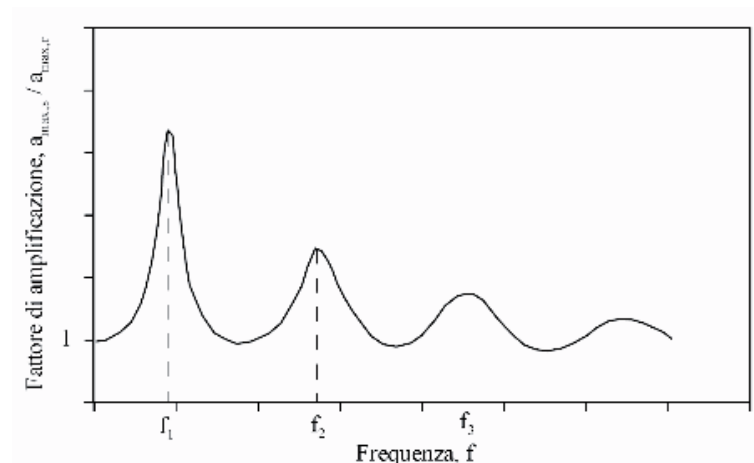


Figura 5.8 – Tipica funzione di amplificazione monodimensionale.

Si nota che il moto sismico è amplificato in corrispondenza di determinate frequenze definite *frequenze naturali* f_n di vibrazione del deposito:

$$f_n = \frac{1}{T_n} = \frac{V_s(2n-1)}{4H} \quad \text{con } n = 1, 2, \dots, \infty \quad (5.3)$$

mentre risulta deamplificato alle elevate frequenze a causa dello smorzamento del terreno D. Di particolare interesse è la prima frequenza naturale f_1 , denominata *frequenza fondamentale* (o, analogamente, il primo periodo naturale T_1 definito *periodo fondamentale*):

$$f_1 = \frac{1}{T_1} = \frac{V_s}{4H} \quad (5.4)$$

in corrispondenza della quale la funzione di amplificazione assume un valore massimo pari a:

$$A_{max}(f_1) = \frac{1}{\frac{1}{I} + \frac{\pi D}{2}} \quad (5.5)$$

La relazione (5.3) definisce le *frequenze di risonanza* del deposito che, in campo lineare, sono indipendenti dall'azione sismica e sono, pertanto, una caratteristica del sito in esame. Per sollecitazioni caratterizzate da un importante contenuto energetico in prossimità delle frequenze naturali, specialmente in corrispondenza della frequenza fondamentale, si verificano, quindi, importanti fenomeni di amplificazione del moto sismico.

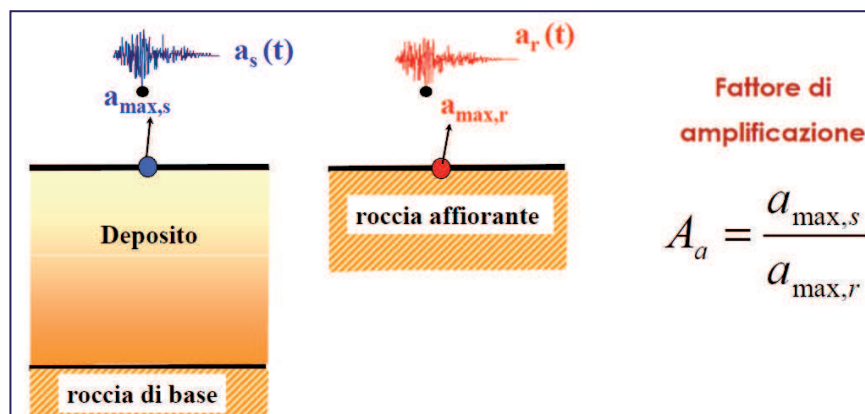
Nonostante le semplificazioni del modello assunto, le relazioni precedenti indicano quali sono i parametri geotecnici che governano il fenomeno di amplificazione locale legata ad effetti stratigrafici. In particolare la velocità delle onde di taglio V_s e lo spessore del banco H , assumono particolare importanza nella stima della frequenza fondamentale del deposito che varia tipicamente tra 0.2 Hz (per depositi molto spessi ovvero estremamente soffici) e 10 Hz (per depositi molto sottili ovvero più rigidi).

Il valore massimo dell'amplificazione valutato per la frequenza fondamentale, $A_{\max}(f_1)$, o più in generale in corrispondenza delle frequenze naturali, dipende dal contrasto di impedenza tra i terreni del deposito ed il basamento sottostante (I) e dalle caratteristiche dissipative dei terreni (D). Dalla relazione (5.5) si osserva come l'amplificazione spettrale cresca con il contrasto di impedenza e col decrescere del rapporto di smorzamento.

Studi analitici e sperimentali hanno mostrato che l'ampiezza dei picchi della funzione di amplificazione può essere compresa tra i valori 6 e 10 e, in casi estremi come Città del Messico (elevati contrasti di impedenza e bassi valori dello smorzamento), può essere maggiore di 20.

Nella pratica, da un punto di vista operativo, il *fattore di amplificazione* A_a viene calcolato rapportando le ampiezze massime degli accelerogrammi registrati (o calcolati) alla superficie del deposito ed al sito di riferimento (**Figura 5.9**, Lanzo, 2012).

Il termine *fattore di amplificazione* può assumere valori sia maggiori, sia inferiori all'unità e, pertanto, possono esserci tanto fenomeni amplificativi che deamplificativi del moto sismico.


 Figura 5.9 – Valutazione della RSL in termini di $a_{\max}$ (Lanzo, 2012).

La *funzione di trasferimento* $H(f)$ è data dal rapporto tra lo spettro di Fourier del segnale in superficie e lo spettro di Fourier del segnale su roccia affiorante.

La *funzione di amplificazione* $A(f)$ è il modulo della funzione di trasferimento $H(f)$.

$$A(f) = |H(f)|$$

$A(f)$ indica quali componenti del moto sismico sono state amplificate nel passaggio attraverso il terreno e quali sono state smorzate e in quale rapporto. Fornisce, quindi, una descrizione sintetica ed efficace dell'effetto filtrante esercitato dal terreno sul moto sismico.

La *funzione di amplificazione* $A(T)$, infine, è data dal confronto tra gli spettri di risposta del moto sismico alla superficie del deposito e all'affioramento roccioso (**Figura 5.10**, Lanzo, 2012).

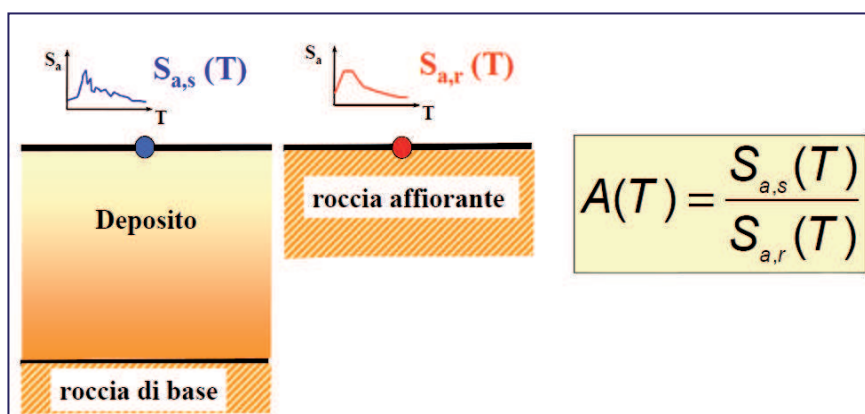


Figura 5.10 – Valutazione della RSL in termini di spettri di risposta (Lanzo, 2012).

Il *fattore di amplificazione* A_a costituisce una semplice stima quantitativa della risposta locale nel dominio del tempo, mentre la *funzione di amplificazione* $A(T)$ consente di quantificare le modifiche nel contenuto in frequenza del segnale sismico.

Evidenze sperimentali indicano che si ha sensibile amplificazione nel dominio del tempo (in termini di accelerazione massima) quando la frequenza fondamentale del sito supera 2 – 3 Hz. Questo aspetto è comunque fortemente dipendente dall'incidenza del comportamento non lineare del terreno. Al crescere dell'intensità dell'input sismico le deformazioni tangenziali superano la soglia di linearità ed il terreno assume un comportamento non lineare. In questo caso, per una valutazione più realistica degli effetti di sito, è necessario tener conto delle variazioni delle caratteristiche di rigidezza e di smorzamento con il livello di deformazione indotta dal sisma. In generale, al crescere dell'incidenza del comportamento non lineare, la frequenza fondamentale si riduce (ovvero il periodo fondamentale aumenta) per effetto della diminuzione della rigidezza al taglio al crescere della deformazione di taglio; l'amplificazione massima si riduce, invece, per effetto dell'aumento del rapporto di smorzamento con la deformazione di taglio. Da queste osservazioni discende che la funzione di amplificazione non è una proprietà del sito in quanto non dipende solo dalle caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo, ma anche dall'ampiezza e dal contenuto in frequenza del moto sismico al basamento e dall'incidenza del comportamento non lineare.

Evidenze numeriche e sperimentali mostrano che, per bassi livelli di energia del terremoto di riferimento, l'accelerazione di picco alla superficie del deposito, $a_{MAX,S}$, viene generalmente amplificata rispetto a quella all'affioramento del basamento, $a_{MAX,R}$. Al crescere del livello energetico, invece, l'accelerazione di picco alla superficie del deposito può anche risultare attenuata. Questa inversione sembra si verifichi per valori dell'accelerazione all'affioramento del bedrock intorno a 0.4g. I dati raccolti da Silva (1991) per terreni sabbiosi sembrano evidenziare la dipendenza del rapporto $a_{MAX,S} / a_{MAX,R}$ anche dello spessore del deposito. Per depositi di piccolo spessore (indicativamente minore di 30 m) l'accelerazione in superficie viene amplificata fino ad elevati valori dell'accelerazione su roccia (1.0g) mentre depositi di elevato spessore (maggiore di 100 - 150 m), costituiti dallo stesso tipo di terreno sabbioso, danno luogo a una riduzione dell'accelerazione al di sopra di $a_{MAX,R} \approx 0.4g$.

La letteratura tecnica relativa agli ultimi decenni abbonda di studi sperimentali, analitici e numerici degli effetti di sito legati alla presenza di strati di terreno soffice sovrastanti un basamento rigido. Particolarmente significative sono le indicazioni fornite dalle registrazioni di *array* verticali che consentono di valutare la variazioni del moto sismico lungo la verticale dal basamento fino alla superficie del deposito. Alcuni esempi di studi condotti sulla base di osservazioni fornite da *array* verticali possono trovarsi in Elgamal et al. (1996), Yoshida e

Yai (1998) e Stewart *et al.* (2001). Nelle **Figure 5.11 e 5.12** sono riportati alcuni esempi significativi. Gli *array* verticali sono generalmente installati in aree fortemente sismiche (California, Giappone, Taiwan, etc.) per cui, accanto a registrazioni *weak-motion* (**Figura 5.11**), sono sempre più numerosi i dati *strong-motion* disponibili (**Figura 5.12 a-b**).

Le registrazioni fornite dagli *array* sono fondamentali per la taratura dei modelli numerici monodimensionali e, in modo particolare, nel caso di dati strong - motion, dei legami costitutivi dei terreni.

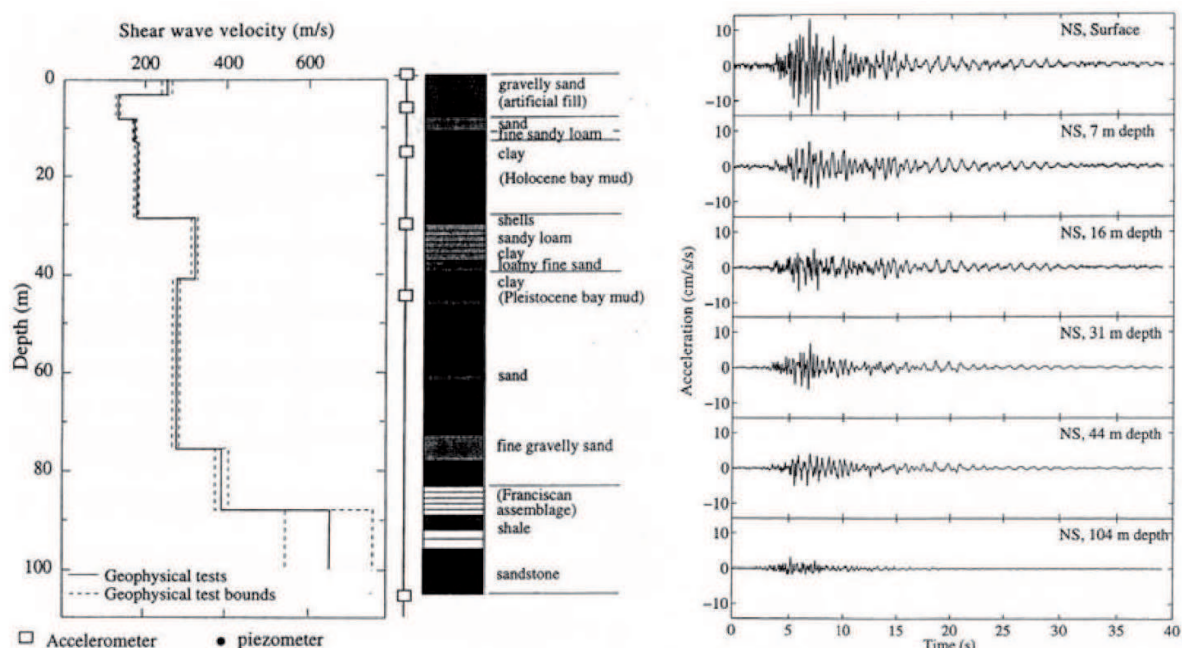
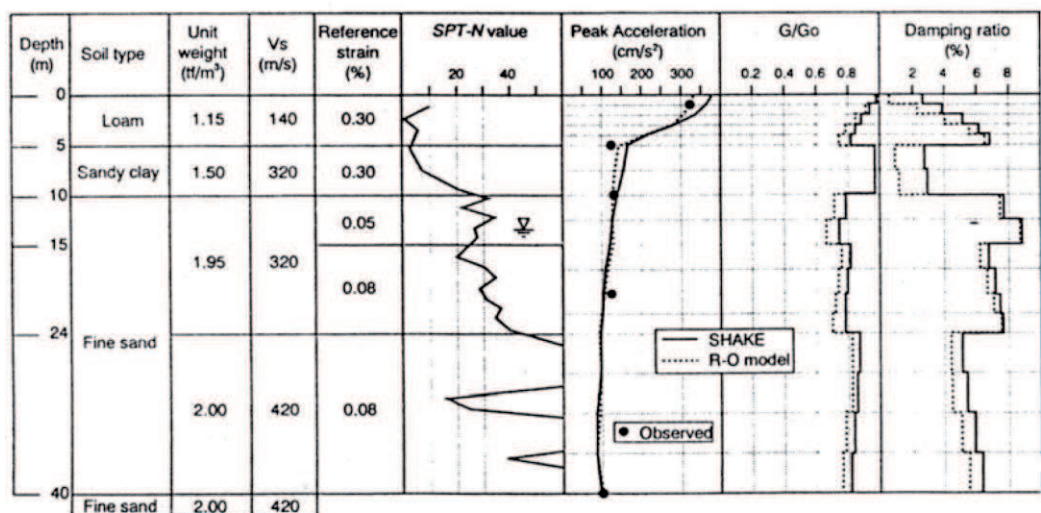
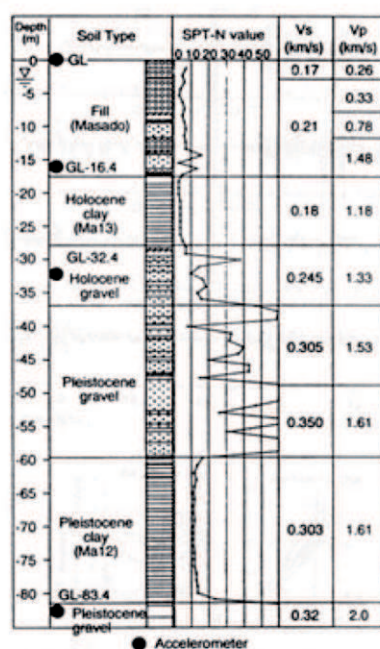


Figura 5.11 – Dati accelerometrici ottenuti da array verticali: profilo dell'array di Treasure Island e registrazione durante il terremoto di Gilroy del 1993 (Elgamal *et al.*, 1996).



(a)



(b)

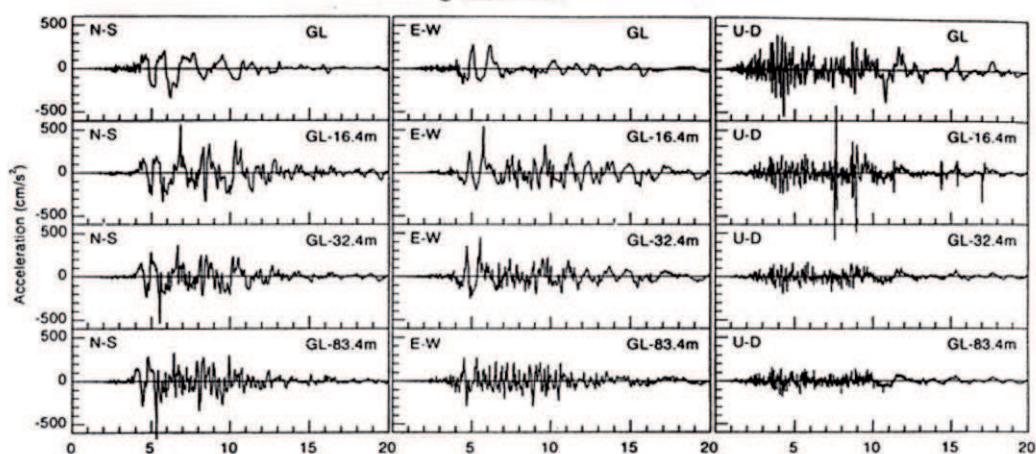


Figura 5.12 – Dati accelerometrici ottenuti da array verticali: (a) proprietà geotecniche ed accelerazioni di picco registrate dall'array di Chiba (Giappone) durante il sisma di Chibaken-toho-oki del 1987 e previsioni numeriche con due differenti codici di calcolo (Yoshida e Iai, 1998); (b) profilo dell'array di Port Island e registrazioni durante il sisma di Kobe del 1995 (Ishihara et al., 1996).

5.3.2. Effetti di bordo (valli alluvionali)

È da tempo riconosciuto che alla superficie di valli alluvionali possono verificarsi fenomeni di amplificazione associati a incrementi significativi della durata del moto sismico, rispetto a quanto si verifica con la teoria monodimensionale.

Questi fenomeni rivestono un ruolo rilevante negli studi di microzonazione di aree urbane fondate proprio in corrispondenza di valli alluvionali. In questi casi, oltre ai fenomeni descritti per il caso monodimensionale, si osservano significativi effetti delle caratteristiche geomorfologiche del bacino di carattere bidimensionale (o tridimensionale) e principalmente:

- focalizzazione delle onde sismiche a seguito dell'interferenza costruttiva tra campo d'onda rifratto e incidente;
- generazione, in corrispondenza delle interfacce basamento - terreno ai bordi della valle, di onde di superficie;
- risonanza dell'intero deposito.

Il primo fenomeno è stato chiamato in causa in occasione di diversi eventi sismici per spiegare i danni localizzati lungo aree poste al margine di valli alluvionali (si veda ad es. Pitarka et al., 1996).

Il secondo fenomeno è ampiamente documentato da osservazioni sperimentali (si veda ad es. Philips et al., 1996; Raptakis et al., 2000). Le onde di superficie generate in corrispondenza delle discontinuità meccaniche, restano, in presenza di importanti contrasti di impedenza, intrappolate nella valle e sono soggette a riflessioni multiple sui bordi della valle stessa, essendo il loro movimento limitato unicamente dallo smorzamento dei terreni. Esse possono dar luogo ad importanti fenomeni di interferenza tra loro e con le onde di volume incidenti. Una conseguenza di questi fenomeni è una risposta sismica marcatamente differente da punto a punto lungo la superficie della valle, su distanze comparabili con le lunghezze d'onda in gioco che possono essere anche dell'ordine di poche decine di metri. Questo comporta importanti movimenti differenziali del terreno con rilevanti implicazioni applicative per la progettazione antisismica di strutture a notevole sviluppo lineare.

Una schematizzazione qualitativa della generazione di onde di superficie è riportata nella **Figura 5.13**.

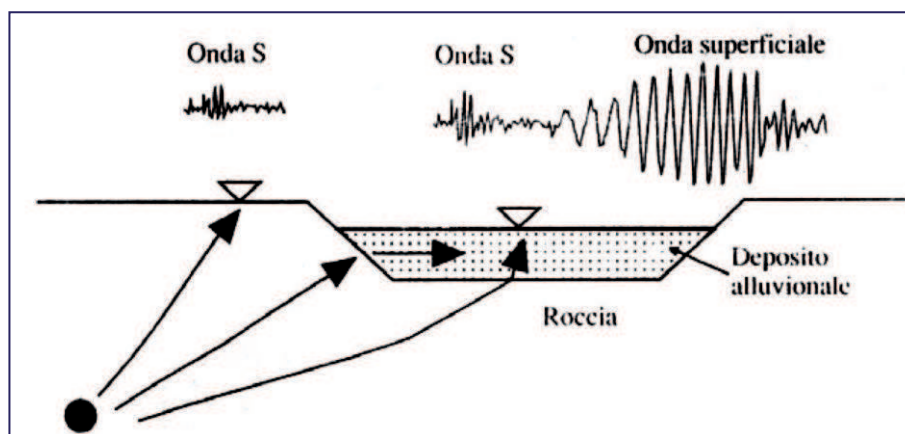


Figura 5.13 – Schematizzazione dei fenomeni di generazione e propagazione delle onde di superficie in una valle alluvionale (Lanzo e Silvestri, 1999).

La risposta sismica di una valle sedimentaria è condizionata in maniera fondamentale dalla sua geometria. Un parametro molto significativo è costituito dal rapporto di forma definito come rapporto tra la massima profondità h della valle e la sua semilarghezza l . Quando il rapporto h/l è basso (indicativamente < 0.2) si parla di valli superficiali e il fenomeno di amplificazione ha, nel dominio della frequenza, le stesse caratteristiche di un fenomeno 1D. In altre parole la frequenza fondamentale, in corrispondenza della quale sono massime le amplificazioni del moto, è prossima a quella monodimensionale. Le onde di superficie sono tuttavia causa di maggiori amplificazioni rispetto al caso 1D e soprattutto, nel dominio del tempo, incrementano sensibilmente la durata del moto sismico.

In queste condizioni, per i punti lontani dai bordi, le caratteristiche fondamentali del moto a volte possono essere predette anche con semplici modelli 1D (Bard e Gariel, 1986). Per valori più elevati di h/l (valli profonde) la risposta dinamica della valle è invece sensibilmente differente a causa di fenomeni di risonanza bidimensionale.

Le principali caratteristiche del fenomeno di risonanza 2D di una valle sedimentaria, evidenziate sia da studi numerici (Bard e Bouchon, 1985) che sperimentali (Tucker e King, 1984), sono le seguenti:

- la frequenza cui corrisponde il massimo di amplificazione spettrale (frequenza fondamentale di risonanza) è la stessa in qualsiasi punto della valle indipendentemente dallo spessore locale dei sedimenti;
- la corrispondente amplificazione è massima al centro della valle e diminuisce procedendo verso i bordi in corrispondenza dei quali si annulla;
- alla frequenza di risonanza il moto del terreno è in fase in tutti i punti della valle.

Come nel caso 1D, esistono differenti modi di vibrazione, ciascuno caratterizzato da una frequenza di risonanza; in genere, in presenza di valori tipici dello smorzamento dei terreni che tende ad abbattere i modi superiori, la risposta dinamica della valle è controllata dai primi tre modi di vibrazione. La frequenza fondamentale di risonanza 2D assume valori significativamente maggiori della frequenza fondamentale 1D e ad essa competono amplificazioni molto elevate (fino a 4 volte il caso monodimensionale); essa è inoltre poco sensibile all'angolo di incidenza delle onde. I fenomeni di risonanza causano significativi aumenti della durata del moto rispetto al basamento, limitati unicamente dallo smorzamento del materiale.

5.3.3. Effetti topografici

La concentrazione dei danni strutturali in corrispondenza di irregolarità topografiche e l'attivazione (o riattivazione) di frane durante numerosi terremoti, suggeriscono che la morfologia superficiale riveste un ruolo importante nell'amplificazione del moto sismico.

La rilevanza di tali fenomeni è abbondantemente documentata in letteratura (cfr. es. Idriss e Seed, 1967; Siro, 1982; Athanasopoulos et al., 2001; Kallou et al., 2001; Pagliaroli et al., 2007).

Dal punto di vista ingegneristico, l'amplificazione topografica del moto sismico interessa la valutazione del rischio sismico di numerosi centri storici edificati su rilievi, di manufatti in terra, di importanti opere come ponti e dighe nonché di pendii naturali e artificiali. L'entità dell'amplificazione topografica ed i fenomeni fisici che la causano, variano con il tipo di configurazione morfologica considerata.

In accordo con Stewart et al. (2001) possiamo distinguere tre categorie principali riguardo le configurazioni topografiche (**Figura 5.14**):

- rilievo isolato;
- pendio;
- canyon.

I fenomeni fisici che causano la modifica del moto sismico in corrispondenza delle varie configurazioni topografiche sono stati sufficientemente compresi dal punto di vista qualitativo; più incerte sono invece le valutazioni dell'influenza quantitativa della topografia nella risposta sismica, soprattutto a causa delle poche registrazioni disponibili, in gran parte limitate a segnali sismici weak-motion e aftershocks.

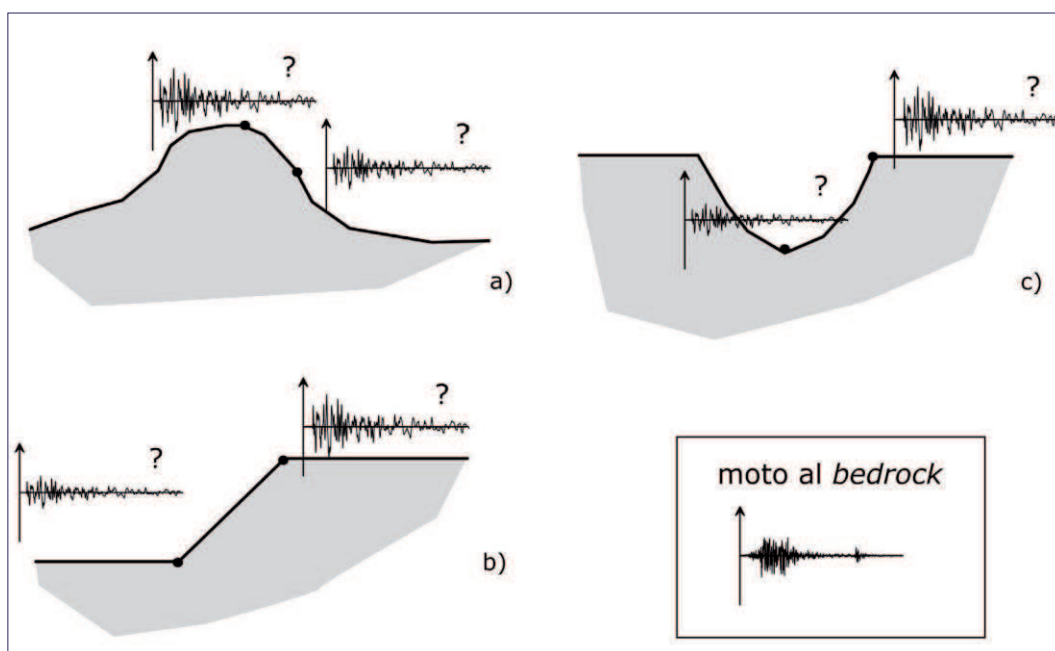


Figura 5.14 – Principali configurazioni topografiche: rilievo isolato (a), pendio (b) e canyon (c) - (Pagliaroli, 2006).

In generale, non esiste un accordo quantitativo tra le osservazioni sperimentali (per quanto limitate) e le amplificazioni predette con modelli numerici; spesso, infatti, i rapporti di amplificazione misurati sono maggiori di quelli teorici valutati con analisi bidimensionali, in particolar modo se questi ultimi sono calcolati con riferimento a modelli omogenei. Poiché le irregolarità topografiche naturali sono caratterizzate da un sottosuolo in generale eterogeneo, gli effetti della topografia coesistono con quelli associati alle variazioni di impedenza dei materiali coinvolti (Pagliaroli et al., 2007). Per una trattazione più dettagliata degli effetti connessi ai fenomeni di amplificazione topografica si rimanda a Pagliaroli (2006).

5.4 Cenni sui metodi di valutazione della Risposta Sismica Locale

La valutazione della risposta sismica locale di un dato sito può essere effettuata tramite differenti metodi. Tra questi non è possibile individuare un metodo efficace in assoluto in quanto ciascuno di essi presenta specifici vantaggi e controindicazioni che la letteratura scientifica indica con crescente precisione, data la sempre maggiore disponibilità di registrazioni sismiche di alta qualità in aree ben caratterizzate dal punto di vista morfologico e geotecnico.

I principali metodi di valutazione degli effetti di sito possono essere suddivisi in:

- metodi sperimentali;

- metodi empirici;
- metodi approssimati;
- metodi numerici.

I *metodi sperimentali* permettono di effettuare la valutazione della RSL 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) o da disturbi ambientali e naturali (microtremori). In genere la valutazione quantitativa degli effetti di sito è 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 es. tecnica SSR Standard Spectral Ratio) oppure possono essere calcolati i rapporti spettrali fra la componente orizzontale e quella verticale nel sito in esame (es. tecnica HVSR – Horizontal to Vertical Spectral Ratio e metodo di Nakamura).

I *metodi sperimentali*, di costo relativamente contenuto, considerano l'effetto della sollecitazione sismica nelle tre dimensioni, tengono implicitamente conto di tutti gli effetti di sito. Per contro il loro impiego è limitato prevalentemente ad eventi di bassa o bassissima energia (*weak-motion* e microtremori) e quindi valutano la risposta del sistema geotecnico soltanto a bassissimi livelli deformativi (cioè unicamente in campo lineare). L'acquisizione di dati *strong-motion*, per la valutazione degli effetti di sito anche in campo non lineare, è dal punto vista pratico molto onerosa in quanto richiede l'installazione e la manutenzione della strumentazione su periodi di tempo lunghissimi, in funzione della sismicità dell'area in esame. 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. Essi hanno il pregio della praticità e del bassissimo costo, anche in virtù del limitato numero di informazioni geotecniche richieste, ma spesso forniscono risultati del tutto inadeguati in quanto non possono tenere 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 RSL. Essi rappresentano un buon compromesso tra i metodi empirici e 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 all'interno di un deposito superficiale, e consentono di modellare in modo dettagliato situazioni anche complesse dal punto di vista della geometria e

della stratigrafia del problema. Mentre i metodi analitici sono in genere impiegati per valutazioni di prima approssimazione e richiedono una conoscenza sommaria delle caratteristiche geotecniche, i *metodi numerici* possono essere impiegati per previsioni quantitative dettagliate, fornendo in uscita le storie temporali di pressoché tutte le grandezze di interesse, ma richiedono in ingresso una conoscenza approfondita della geometria del sito e delle proprietà geotecniche dei terreni, in particolare delle leggi sforzi - deformazioni in campo ciclico.

In linea del tutto 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.

Un esame critico e approfondito delle principali procedure della valutazione della RSL si trova in Bard e Riepl - Thomas (1999), Pitilakis (2004) e Lanzo (2005).

CAPITOLO 6

STIMA DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE MEDIANTE MODELLAZIONE NUMERICA

6.1 Introduzione

Elaborare uno studio di *Risposta Sismica Locale* (RSL) consiste, essenzialmente, nel valutare attraverso un modello numerico l'azione sismica attesa, generalmente al livello del piano di posa delle fondazioni, a seguito di una sollecitazione sismica che si propaga a partire da un ipocentro.

L'analisi avviene attraverso la ricostruzione di un modello del sottosuolo, seguendo le fasi di seguito elencate:

- definizione della geometria del problema;
- caratterizzazione dinamica dei terreni coinvolti;
- scelta di uno o più terremoti di input;
- utilizzo di un codice di calcolo.

Il codice di calcolo deve restituire l'output, ossia la descrizione del moto al livello del piano di fondazione o ad altra quota scelta dall'utente, in una forma utilizzabile dal progettista delle strutture, generalmente definendo un accelerogramma, eventualmente assieme ad uno spettro di risposta elastico.

Per il calcolo possono essere adottati diversi modelli di comportamento del terreno:

- modello lineare;
- modello lineare equivalente;
- modello non lineare;
- modello elasto - plastico.

Nel corso del progetto di ricerca sono stati analizzati i modelli lineare e lineare equivalente in quanto sono quelli più frequentemente utilizzati perché implementati nei software

maggiormente diffusi (STRATA, SHAKE, EERA, ecc.).

Il modello lineare implica nei terreni una relazione lineare tra sforzi e deformazioni e, una volta che viene rimossa la sollecitazione, il terreno recupera la sua condizione iniziale, cioè non rimane una deformazione permanente.

Il modello lineare equivalente consiste nella soluzione di un problema non lineare attraverso analisi lineari complete in cui, al termine di ogni iterazione, vengono aggiornati i parametri di rigidità e smorzamento dipendenti dallo stato di deformazione del terreno. L'analisi viene quindi condotta con calcoli iterativi fino al raggiungimento di una convergenza dei risultati ad un valore imposto.

La variazione di rigidità viene espressa in termini di variazione tra il modulo di rigidità al taglio G ed il suo valore iniziale G_0 ; il rapporto tra tali termini è pari all'unità in assenza di deformazione e diminuisce via via che aumenta la deformazione indotta dal sisma.

6.2 Schematizzazione geometrica del sottosuolo

La ricostruzione del modello geologico del sottosuolo, con specifico riferimento alla risposta sismica di sito, avviene attraverso lo studio geologico di dettaglio dell'area oggetto di intervento. In primo luogo occorre individuare il bedrock sismico, la geometria del suo limite superiore e la successione stratigrafica fino al piano campagna.

Nelle norme tecniche italiane il bedrock sismico viene identificato con quei materiali che presentano una velocità delle onde di taglio V_s maggiore di 700 - 800 m/s. Tale definizione non è univoca ed in altre normative nazionali può assumere valori diversi. Dal punto di vista fisico la definizione di bedrock sismico è da attribuire a materiali a comportamento rigido infinitamente estesi in profondità, in cui non si hanno effetti di amplificazione della componente orizzontale del moto. Non sempre è definibile un bedrock con tali caratteristiche entro lo spessore indagabile con le normali indagini geognostiche e geofisiche.

Dall'individuazione del bedrock sismico deriva la scelta tra analisi monodimensionale (1D) o bidimensionale (2D). I casi più frequenti in cui è più opportuno procedere con la modellazione 2D sono quelli riconducibili agli effetti di bordo nelle valli alluvionali ed agli effetti topografici.

Per quanto attiene alla situazione più semplice di valle alluvionale di forma trapezia (**Figura 6.1**), vari studi dimostrano che a centro valle i risultati delle modellazioni 1D e 2D coincidono per bacini in cui lo spessore dei sedimenti è modesto rispetto alla larghezza della valle;

all'aumentare della profondità del substrato rispetto alla larghezza della valle il risultato delle modellazioni 1D diventa man mano meno attendibile.

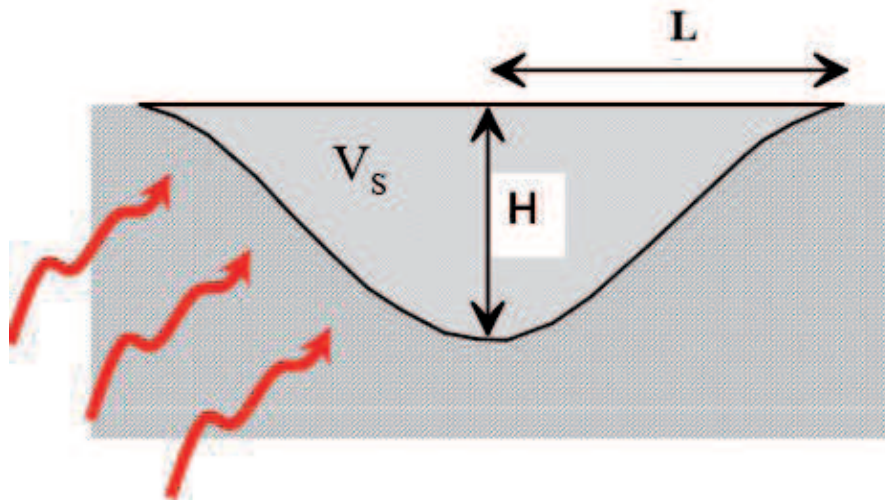


Figura 6.1 - Geometria di una valle alluvionale e fattore di forma H/L (Lanzo, 2012).

La modellazione monodimensionale può ritenersi accettabile per valli in cui il fattore di forma, ossia il rapporto tra lo spessore dei sedimenti H e la semilarghezza della valle L , non superi il valore di 0.1 - 0.2. Tale validità è soddisfatta per siti prossimi al centro della valle mentre, avvicinandosi al bordo, i risultati 1D e 2D si discostano via via più sensibilmente. In prossimità del bordo valle, infatti, avviene la focalizzazione delle onde sismiche dovuta all'interferenza costruttiva tra il campo d'onda riflesso e quello rifratto in prossimità del bordo stesso e della generazione di onde di superficie all'interfaccia inclinata coperture / bedrock, sempre a bordo valle.

Per quanto attiene agli effetti topografici è stato osservato sperimentalmente e in occasione di eventi sismici, che questi sono maggiormente rappresentati alla sommità dei rilievi. Anche in questo caso il fenomeno è attribuibile alla focalizzazione delle onde a causa della riflessione sulla superficie libera e all'interazione tra il campo d'onda incidente e quello diffratto.

Lo studio della RSL, per quanto sopra descritto, deve iniziare dalla definizione del modello geologico di riferimento per il sito d'interesse. Occorre elaborare una carta geologica corredata di un certo numero di profili in grado di intercettare il bedrock sismico e di evidenziare i diversi corpi geologici dei quali successivamente occorre definire le caratteristiche dinamiche.

6.3 Caratterizzazione geotecnica del sottosuolo

Per poter caratterizzare il sottosuolo dal punto di vista geotecnico occorre che per ciascuno degli strati di terreno siano definite le seguenti proprietà:

- Densità (ρ);
- Modulo di rigidezza al taglio o modulo di taglio (G);
- Smorzamento o rapporto di smorzamento (D);
- Spessore dello strato (h).

6.3.1. Densità

La densità (ρ) rappresenta la massa volumica ed è tipicamente espressa, nel campo della dinamica dei terreni, dal rapporto tra il peso di volume (γ) e l'accelerazione di gravità (g).

È un parametro che influenza in maniera piuttosto limitata il risultato della modellazione numerica e, talvolta, il suo valore può essere fissato sulla base della propria esperienza personale, senza influenzare significativamente il calcolo. La **Tabella 6.1** riporta i valori di G_0 (modulo di rigidezza al taglio iniziale) calcolati tramite la relazione (6.1), per due valori di V_s e peso di volume (γ) compreso tra 18 e 21 kN/mc, un range che comunemente comprende l'intervallo di variazione delle densità delle coltri (Nori et al., 2014).

$$G_0 = \rho \cdot V_s^2 \quad (6.1)$$

dove:

$$\rho = \gamma/g ;$$

γ = peso totale unitario o peso specifico (forza peso su volume unitario);

g = accelerazione di gravità.

In tale intervallo, infatti, si collocano i pesi di volume di buona parte dei tipici depositi continentali quaternari e, come si evince dalla **Tabella 6.1**, al variare di tale parametro i corrispondenti valori di G_0 esibiscono oscillazioni non elevate nell'insieme dei dati.

	V_s 300 m/s	V_s 600 m/s
PESO DI VOLUME (kN/mc)	G_0 (Mpa)	G_0 (Mpa)
18	166	662
19	175	698
20	184	734
21	193	770

Tabella 6.1 - Variazione del modulo di rigidezza al taglio per diverse configurazioni di densità e V_s .

Simili risultati si osservano analizzando le variazioni della V_s al variare del parametro densità e mantenendo fissi i valori di G_0 a 180 e 715 Mpa (**Tabella 6.2**) (Nori et al., 2014).

	G_0 180 Mpa	G_0 715 Mpa
PESO DI VOLUME (kN/mc)	V_s (m/s)	V_s (m/s)
18	313	624
19	305	607
20	296	592
21	290	578

Tabella 6.2 - Variazione della V_s per diverse configurazioni di densità e modulo di rigidezza al taglio.

6.3.2. Modulo di rigidezza al taglio o modulo di taglio

Il modulo di rigidezza al taglio iniziale, o massimo, corrispondente alla rigidezza in condizioni di deformazione molto bassa, è legato alla velocità delle onde di taglio dalla relazione (6.1).

Per la determinazione della velocità delle onde S esistono numerose metodologie di indagine quali, ad esempio, le indagini geofisiche di superficie (rifrazione, MASW, SASW) e in foro (Down - Hole, Cross - Hole).

La **Figura 6.2** (Lanzo, 2010) schematizza alcune tecniche sperimentali di indagine in sito intese alla determinazione della velocità delle onde sismiche.

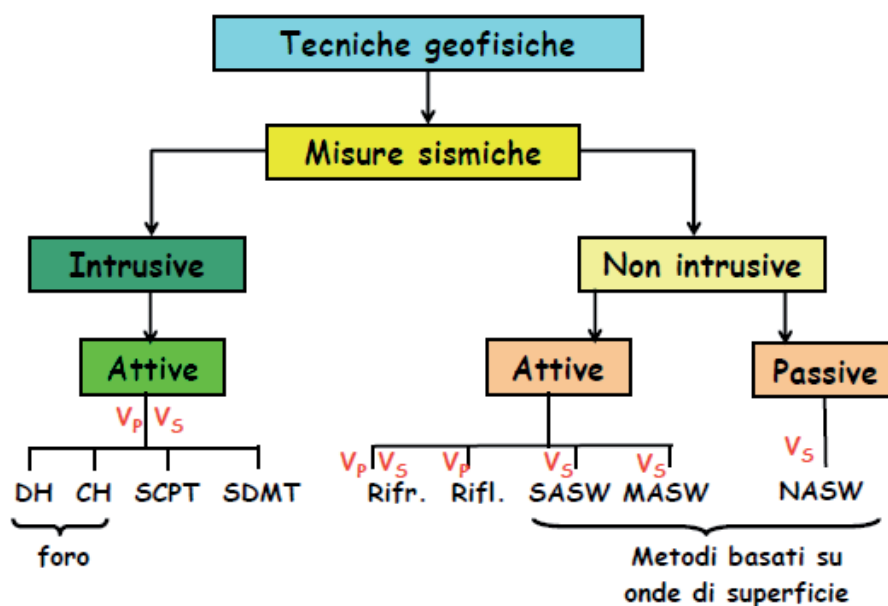


Figura 6.2 - Tecniche sperimentali di indagine in sito (Lanzo, 2010).

La V_s può essere stimata anche per correlazione con i parametri derivati da altre tipologie di indagini geotecniche (prove penetrometriche statiche e dinamiche); in tal caso i risultati sono molto meno accurati ed hanno valore il più delle volte estremamente locale e applicabile a specifiche tipologie di terreno.

6.3.3. Smorzamento o rapporto di smorzamento

Le curve di variazione del modulo di rigidezza al taglio (G) e dello smorzamento (D) servono a descrivere il comportamento non lineare del terreno al variare del livello deformativo. Le due curve hanno andamento opposto in quanto al crescere della deformazione del terreno, in relazione alla maggiore intensità del moto sismico, il modulo di rigidezza diminuisce e lo smorzamento aumenta.

A titolo di esempio nella **Figura 6.3** sono riportate le curve di decadimento normalizzate G/G_0 ricavate sulla base dei risultati sperimentali di numerose prove di laboratorio disponibili in letteratura (Vucetic e Dobry, 1991) per alcuni tipi di terreni naturali e rapportate alla pressione di confinamento.

La stessa curva viene riportata per il rapporto di smorzamento D nella **Figura 6.4**.



Figura 6.3 - Curve di decadimento normalizzate ricavate per alcuni terreni naturali (Imazu - Fukutake, 1986).

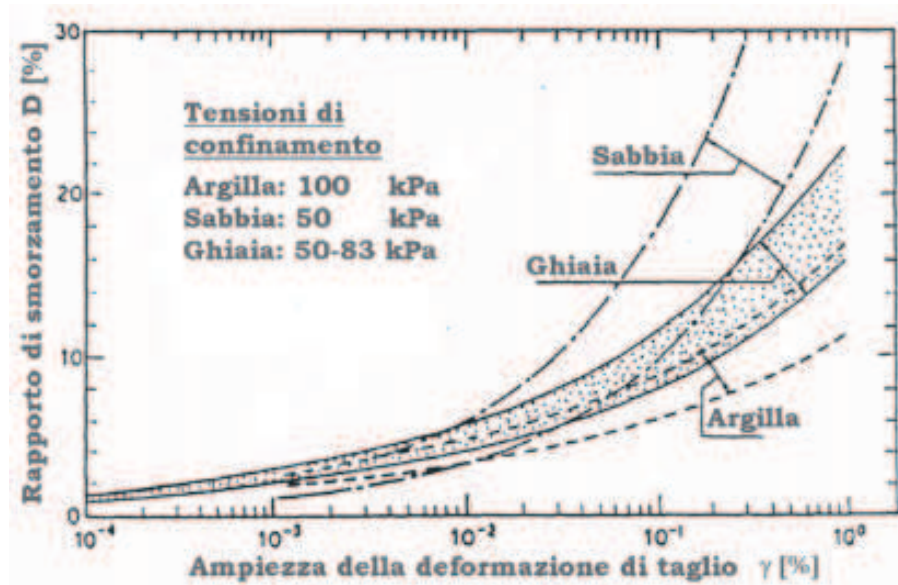


Figura 6.4 - Curve $D - \gamma$ ricavate per alcuni terreni naturali (Imazu - Fukutake, 1986).

Le due curve hanno andamento opposto in quanto al crescere della deformazione del terreno, in relazione alla maggiore intensità del moto sismico, il modulo di rigidezza diminuisce e lo smorzamento aumenta. Le conseguenze in termini di RSL sono che le variazioni del modulo di rigidezza al taglio modificano le frequenze di risonanza, mentre all'aumentare dello smorzamento si ha maggiore dissipazione di energia e, quindi, diminuzione dell'ampiezza della funzione di amplificazione.

Nella **Figura 6.3** con G/G_0 si quantifica il rapporto tra il modulo di rigidezza ad un determinato valore di deformazione ed il suo valore iniziale, o massimo, in assenza di deformazione. Con γ si intende il valore percentuale di deformazione al taglio (Shear Strain); la scala della deformazione utilizzata nei grafici è generalmente logaritmica.

In qualsiasi modellazione, ad eccezione di quelle effettuate in condizioni lineari elastiche, è necessario definire le due curve per ognuno dei materiali costituenti la colonna o sezione di calcolo; esse vengono determinate sperimentalmente mediante specifiche indagini di laboratorio tra cui le principali sono:

- prove di Colonna Risonante (CR);
- prove di taglio torsionale ciclico (TTC);
- prove Triassiali Cicliche (TXC).

A causa dei costi elevati necessari per sostenere le suddette prove, spesso si ricorre alla letteratura scientifica che ha reso disponibili tali curve per molti tipi di terreno. Quasi tutti i software possiedono al loro interno un vasto repertorio di curve tali da poterle implementare

nel modello di calcolo.

In termini di RSL l'aumento dello smorzamento e, quindi, di dissipazione di energia, si traduce in una sostanziale riduzione del picco di accelerazione massima e del fattore di amplificazione, maggiormente significativi per i terreni cosiddetti teneri.

6.4 Il terremoto di input

Una delle fasi nella strutturazione di una modellazione numerica di RSL è costituita dalla definizione dell'input sismico. Nella normativa italiana il problema viene affrontato nelle istruzioni per l'applicazione delle NTC. Secondo le NTC per le analisi di RSL e per le analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici, è ammesso l'uso di accelerogrammi registrati (naturali) o di accelerogrammi sintetici, generati mediante simulazione del meccanismo di sorgente.

Un accelerogramma è la rappresentazione, lungo l'asse dei tempi, delle accelerazioni indotte al suolo da un evento sismico e con la sigla PGA (Peak Ground Acceleration) si identifica il valore assoluto di picco dell'accelerogramma (**Figura 6.5**). Le accelerazioni al suolo vengono registrate da strumenti dotati di due sensori lungo le due direzioni orizzontali (N - S e E - O) e lungo la direzione verticale. Le componenti orizzontali sono quelle che generalmente rivestono maggiore importanza per le applicazioni ingegneristiche e, di conseguenza, la PGA si intende implicitamente relativa alle componenti orizzontali del moto registrato.

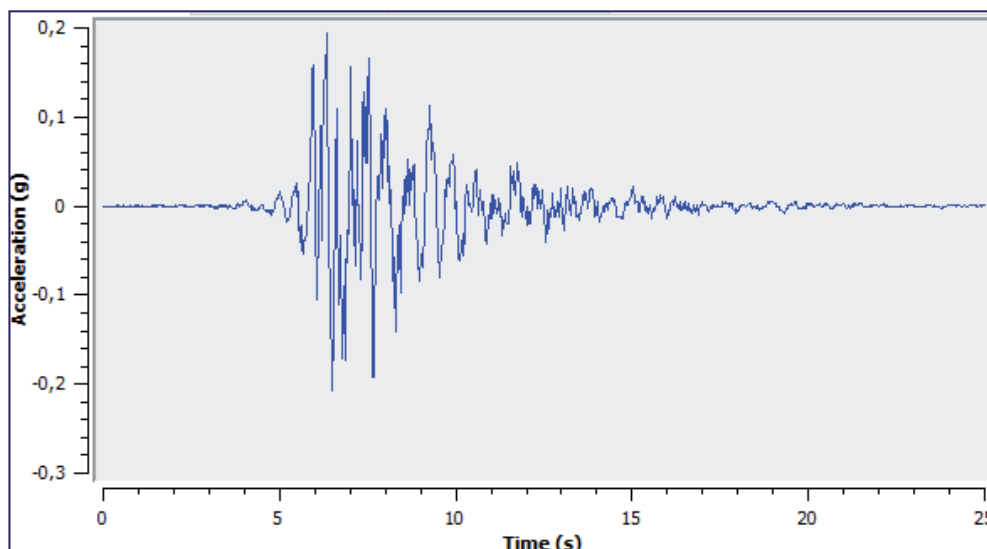


Figura 6.5 - Esempio di accelerogramma ($PGA = 0.208g$).

La scelta di accelerogrammi registrati (naturali) può essere effettuata da archivi nazionali o internazionali disponibili in rete, purché la loro scelta sia rappresentativa della sismicità del sito e sia adeguatamente giustificata in base alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza della sorgente e alla massima accelerazione orizzontale attesa nel sito.

Gli accelerogrammi sintetici devono essere generati mediante simulazione del meccanismo di sorgente e della propagazione, giustificando le ipotesi relative alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente e del mezzo di propagazione.

In entrambi i casi occorre procedere, quindi, con la preliminare analisi delle condizioni di sismicità del sito in cui si esegue lo studio di RSL.

Per poter definire la pericolosità sismica di base secondo le disposizioni delle NTC, il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici rende disponibile il foglio di calcolo *Spettri - NTC*, in grado di offrire per ogni nodo del reticolo geografico un set di parametri fondamentali o indipendenti riferiti a suolo rigido in condizioni topografiche orizzontali. Tali parametri consistono nei valori di a_g , F_0 e T_c per nove diversi tempi di ritorno. La scelta del tempo di ritorno dipende dalla *strategia di progettazione* attraverso la quale si definisce la *vita di riferimento* (V_R) di una costruzione da cui deriverà l'azione sismica per i diversi stati limite. La *vita di riferimento* (V_R) viene calcolata attraverso il prodotto della *vita nominale* (V_N), variabile in funzione del tipo di costruzione, e del *coefficiente d'uso* (C_U), derivante dalla classe d'uso della costruzione.

Una volta definita la forma spettrale di riferimento occorre individuare le caratteristiche sismogenetiche del sito in esame. Bisogna quindi reperire una coppia di dati, magnitudo e distanza epicentrale, necessaria per scegliere i terremoti naturali da un catalogo o per generare un terremoto sintetico.

Tale operazione prende il nome di *disaggregazione* e consiste nell'individuare, a partire da uno studio di pericolosità sismica con metodo probabilistico, le coppie di dati che maggiormente concorrono alla stessa pericolosità sismica di un determinato sito.

La definizione della coppia di dati magnitudo - distanza è necessaria in quanto le caratteristiche del terremoto, e quindi dell'accelerogramma che lo descrive, sono direttamente influenzate dai suddetti parametri; all'allontanarsi dalla sorgente il segnale sismico subisce una diminuzione dell'ampiezza (attenuazione) causata dalla dissipazione geometrica dell'energia sismica (in funzione dell'aumento delle dimensioni del fronte d'onda), e dall'assorbimento in relazione alle proprietà anelastiche delle rocce.

Apposite leggi di attenuazione, derivate dall'analisi statistica di insiemi simili di dati accelerometrici in cui è stato introdotto anche il meccanismo di fagliazione (Bommer et al., 2003), descrivono tale diminuzione di ampiezza.

Nel sito dell'INGV reperibile all'indirizzo <http://esse1-gis.mi.ingv.it>, è disponibile una procedura di calcolo che, a partire dalle coordinate del sito di interesse, restituisce una tabella in grado di mostrare il contributo percentuale delle diverse coppie di dati magnitudo - distanza alla pericolosità di base del punto di interesse.

Un procedimento di calcolo analogo a quello sopra citato per l'estrazione di dati disaggregati riguarda il software REXEL, disponibile gratuitamente nel sito ReLUIIS (Rete di Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica) all'indirizzo www.reluis.it.

REXEL permette la ricerca di combinazioni di accelerogrammi naturali compatibili con gli spettri delle NTC.

Infine un cenno riguarda l'applicativo webGIS SEISMHOME dell'EUCENTRE in grado di fornire settuple spettrocompatibili relative esclusivamente a periodi di ritorno T_r di 475 anni e ad una sola componente orizzontale del moto. La restituzione dei dati in output è immediata e ovunque garantita e si limita ai files essenziali relativi ai segnali degli accelerogrammi e alle informazioni sugli stessi.

6.5 Modellazione numerica col software STRATA

Il codice di calcolo STRATA, liberamente distribuito sotto la licenza pubblica generica GNU, calcola la risposta dinamica monodimensionale (1D) di una colonna di terreno, utilizzando un modello di propagazione lineare delle onde, con proprietà dinamiche del terreno variabili in funzione del livello deformativo.

Il programma permette di eseguire *analisi lineari elastiche (EL)*, dove le proprietà elastiche e lo smorzamento sono mantenuti costanti, oppure *analisi equivalenti lineari (EQL)* dove le proprietà elastiche e lo smorzamento variano in funzione del livello deformativo.

Il progenitore dei programmi 1D che utilizzano il metodo *EQL* è il software SHAKE (Schnabel et al., 1972) il cui codice di calcolo è stato descritto da Kramer (1996) e le cui caratteristiche (con le conseguenti limitazioni) sono quelle di seguito elencate:

- la risposta del deposito è causata da onde di taglio polarizzate orizzontalmente (SH) che si propagano verticalmente dal bedrock verso la superficie lungo una colonna verticale monodimensionale di terreno;

- le superfici di stratificazione sono orizzontali;
- la superficie del bedrock e del terreno si estendono lateralmente all'infinito;
- la stratificazione è lateralmente omogenea;
- la superficie topografica è priva di irregolarità.

Ciascuno strato è definito dai propri valori di *densità* ρ , *modulo di taglio* G , *rapporto di smorzamento critico* D e *spessore* h . Tali valori sono indipendenti dalla frequenza.

G non viene generalmente utilizzato come parametro di input nell'analisi numerica perché si ottiene dalla velocità delle onde di taglio V_s tramite la relazione (6.1) di cui al paragrafo 6.3.1. Lo *smorzamento* D è in funzione del *coefficiente di viscosità del mezzo* ed è inversamente proporzionale a G secondo la relazione (6.2), valida per il i -esimo strato:

$$D_i = \frac{\eta\omega}{2G_i} \quad (6.2)$$

dove:

η = coefficiente di viscosità del mezzo continuo;

ω = frequenza circolare $2\pi f$.

Nei successivi paragrafi verranno accennate le principali procedure da utilizzare per l'utilizzo pratico di STRATA, secondo le fasi di seguito elencate:

- impostazione generale e definizione del modello sismico del sottosuolo;
- moto di input con segnali temporali;
- output e risultati attesi.

6.5.1. Impostazione generale e definizione del modello sismico del sottosuolo

La **Figura 6.6** illustra la pagina iniziale di STRATA.

Inizialmente occorre impostare il tipo di analisi che si intende avviare scegliendo tra *analisi lineari elastiche (EL)* oppure *analisi equivalenti lineari (EQL)*.

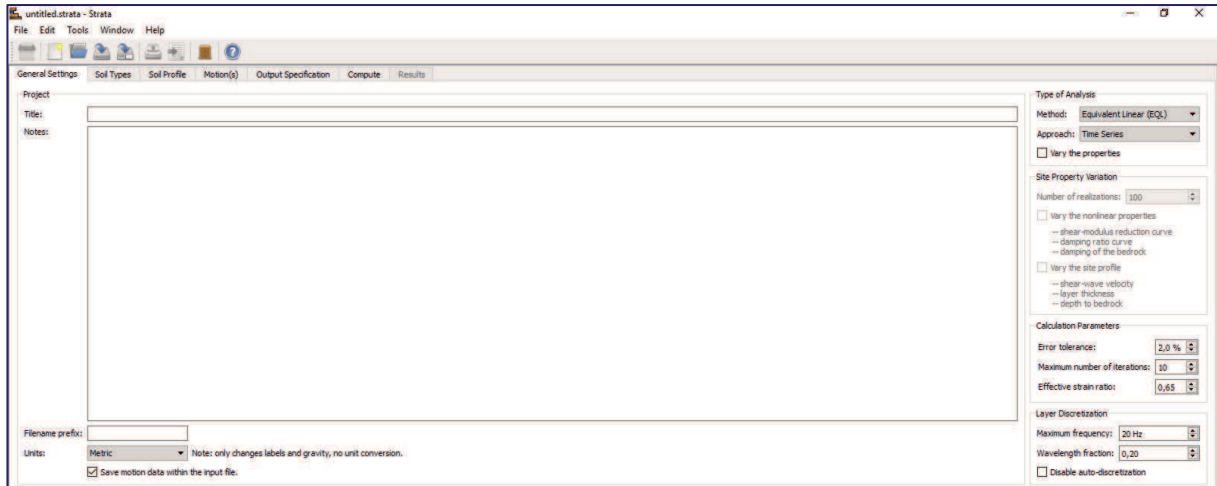


Figura 6.6 - Menu iniziale di STRATA in cui occorre stabilire le impostazioni generali delle procedure di calcolo per la definizione della RSL.

Occorre inoltre stabilire se i parametri di input sono serie temporali oppure l'input è costituito da spettri di Fourier o di risposta.

Altri parametri di calcolo il cui valore può variare, riguardano la procedura di convergenza del solo metodo *EQL* e, cioè:

- tolleranza dell'errore: soglia di errore al di sotto di cui la convergenza si intende raggiunta;
- massimo numero di iterazioni: soglia di iterazioni al di sopra di cui la convergenza si intende raggiunta;
- rapporto deformativo effettivo o effective strain ratio (γ_{eff}): quota della massima deformazione effettivamente adottata (il valore di default è 0.65). Questo parametro può essere calcolato utilizzando la relazione di Idriss & Sun (1992) (6.3) secondo cui, con una magnitudo di riferimento pari a 6, il valore di default dovrebbe essere variato manualmente da 0.65 a 0.5.

$$\gamma_{eff} = \frac{M-1}{10} \quad (6.3)$$

dove M = magnitudo di riferimento del sisma.

Il menu *Soil types* permette di inserire i sismostrati con le relative proprietà (**Figura 6.7**).

I sismostrati da inserire nel programma riguardano esclusivamente ciò che sovrasta il bedrock. Un'apposita funzione consente di inserire valori prescelti della coppia di valori Strain % e G/G_0 o Strain % e Damping %, qualora fossero disponibili le risultanze di apposite prove dinamiche di laboratorio. In alternativa il software rende disponibile un database con dieci

tipologie di modelli tratti da precedenti studi disponibili in letteratura.

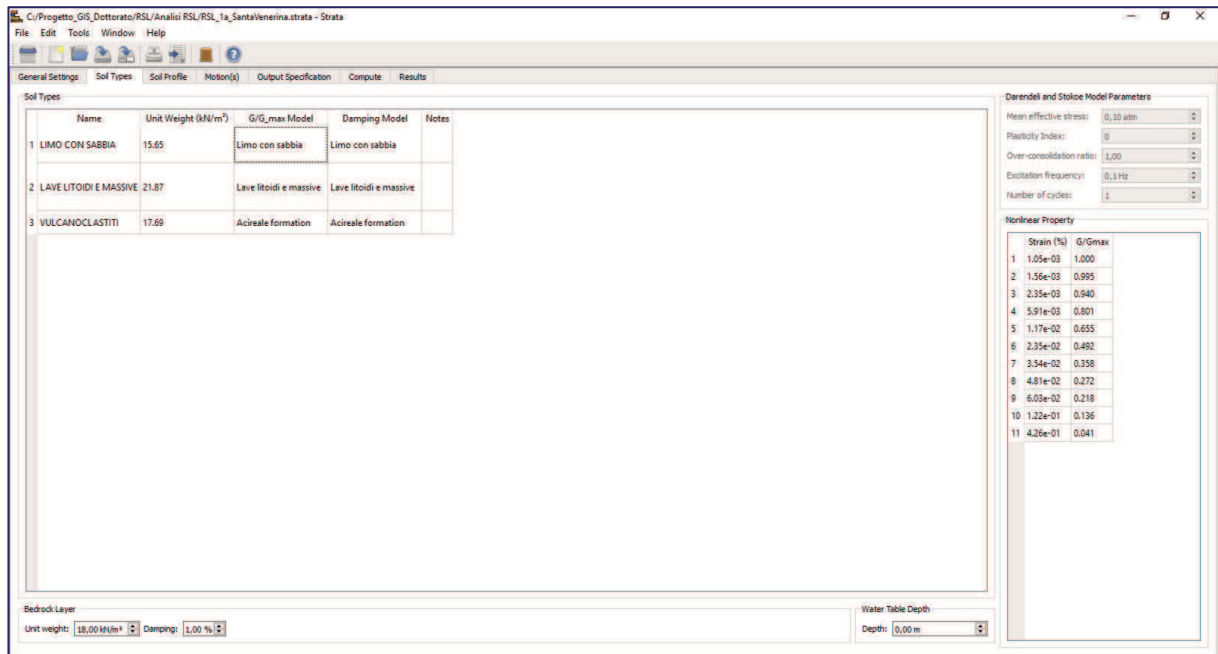


Figura 6.7 - Menu Soil types per l'inserimento dei sismostrati con le rispettive proprietà.

Il successivo menu *Soil profile* consente di visualizzare il modello del terreno con i relativi sismostrati. In *Soil profile* occorre completare i parametri dei differenti sismostrati necessari all'analisi della RSL attraverso l'inserimento dello spessore e della velocità V_s di ogni strato (**Figura 6.8**).

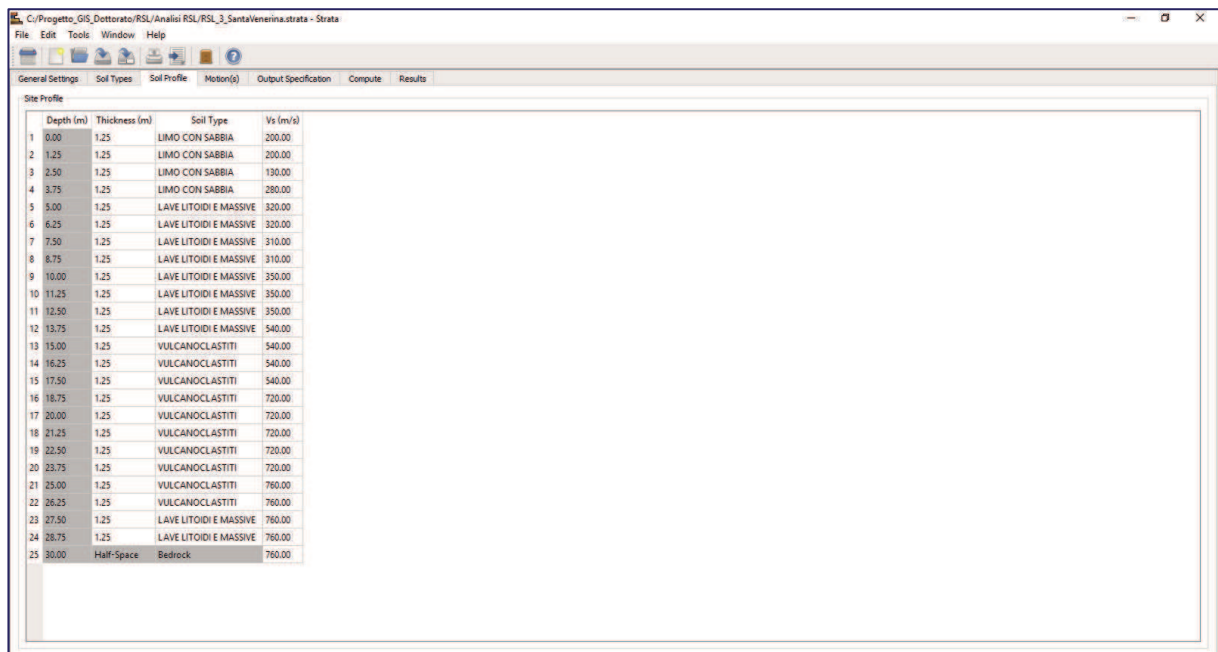


Figura 6.8 - Menu Soil profile per l'inserimento dello spessore e della velocità V_s dei sismostrati.

6.5.2. Moto di input con segnali temporali

Il menu *Motion(s)* definisce il segnale o i segnali di input per l'analisi della RSL e a quale profondità questi verranno immessi nel profilo del terreno (**Figura 6.9**).

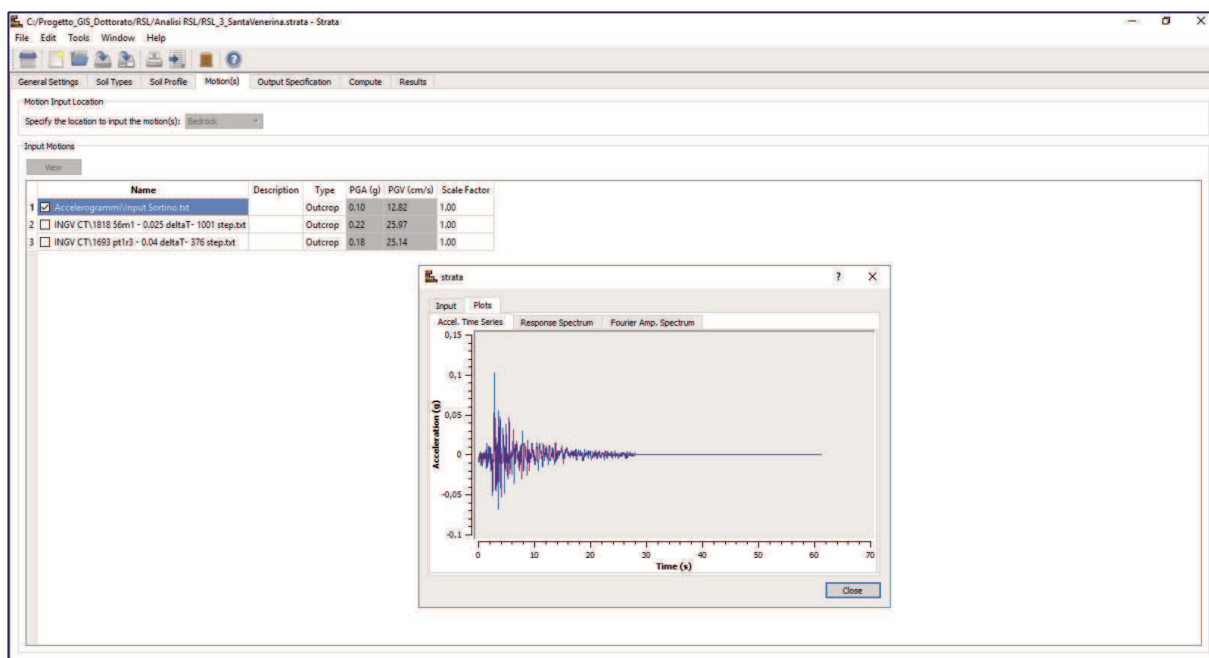


Figura 6.9 - Menu *Motion(s)* per l'inserimento dell'input sismico in STRATA.

La prima opzione da scegliere riguarda il punto di immissione del segnale. Di default tale scelta riguarda il bedrock (sommità del bedrock) a prescindere dalla profondità. Un tipico esempio in cui è possibile specificare un'ubicazione di input diversa rispetto al bedrock, riguarda l'utilizzo di un accelerogramma registrato da un geofono in foro.

L'importazione del segnale o dei segnali può avvenire in vari modi. Un esempio può riguardare l'importazione di serie temporali da una settupla spettrocompatibile definita con REXEL o SEISMHOME.

Al termine di questa fase è buona norma controllare l'accelerogramma acquisito, al fine di verificare se il massimo picco del segnale sismico in valore assoluto sia uguale alla PGA del sito.

6.5.3. Esempi di output di STRATA

I risultati attesi a seguito delle elaborazioni effettuate con STRATA variano in funzione dello scopo dell'analisi di RSL.

Di seguito si elencano alcune modalità di output generalmente scelte tra quelle rese

disponibili dal programma durante l'analisi numerica. Tra queste particolarmente utile ed interessante è il diagramma della *funzione di trasferimento (FT)* in funzione della frequenza (**Figura 6.10**). È uno strumento molto utile in grado di far percepire con immediatezza l'entità dell'amplificazione sismica del sottosuolo per ogni singola frequenza.

In STRATA la *FT* è denominata in esteso come rapporto tra *FAS (Fourier Amplitude Spectrum)* in accelerazione ad una data profondità e *FAS* in corrispondenza del bedrock.

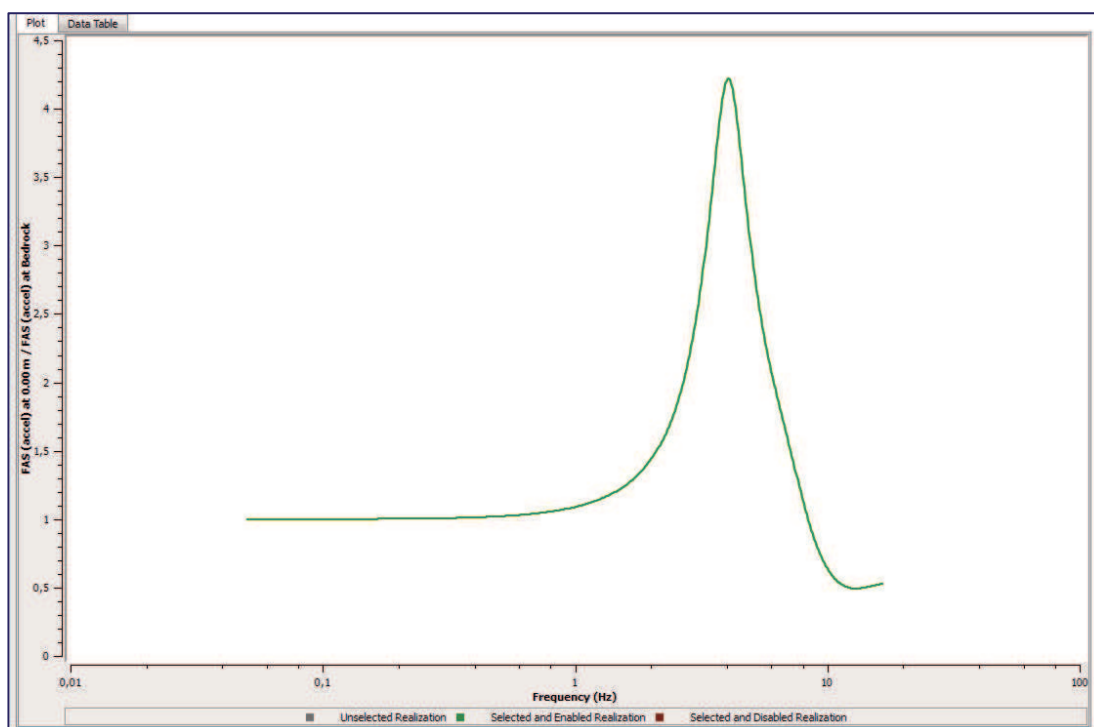


Figura 6.10 - Funzione di trasferimento (FT) dell'accelerazione in STRATA.

Nell'esempio riportato nella **Figura 6.10** risulta evidente l'amplificazione dell'accelerazione in superficie rispetto al bedrock di circa 4.1 volte alla frequenza di 4.2 Hz.

La *FT*, ai fini della valutazione specifica della pericolosità sismica, può essere utilizzata per valutare il possibile insorgere di fenomeni di doppia risonanza terreno - struttura, quando il modo fondamentale di vibrazione della struttura si sovrappone al modo di vibrazione del deposito di terreno. La *FT* viene inoltre usata negli studi di microzonazione sismica poiché l'amplificazione del sito è una misura qualitativa della sua pericolosità. Infine la *FT* può costituire un elemento di verifica dell'analisi numerica di RSL mediante opportuni paragoni tra questa e misure dirette effettuate sul terreno quali, ad esempio, misure dei microtremori con il metodo di Nakamura.

Tra i possibili output del codice di calcolo, qualora si fosse in presenza di verifiche delle strutture ai fini ingegneristici, potrebbe farsi ricorso alle *serie temporali* in superficie o a

livello delle fondazioni. Vengono anche utilizzate nello studio dell'interazione terreno - struttura in opere con fondazioni superficiali e profonde. In tal caso STRATA fornisce i segnali e i relativi dataset necessari al progettista in funzione delle profondità richieste.

Nell'esempio riportato nelle **Figure 6.11** e **6.12** sono mostrate, rispettivamente, la *serie temporale* registrata alla sommità del bedrock e quella registrata in superficie il cui valore dell'accelerazione è pari a circa 0.18g.

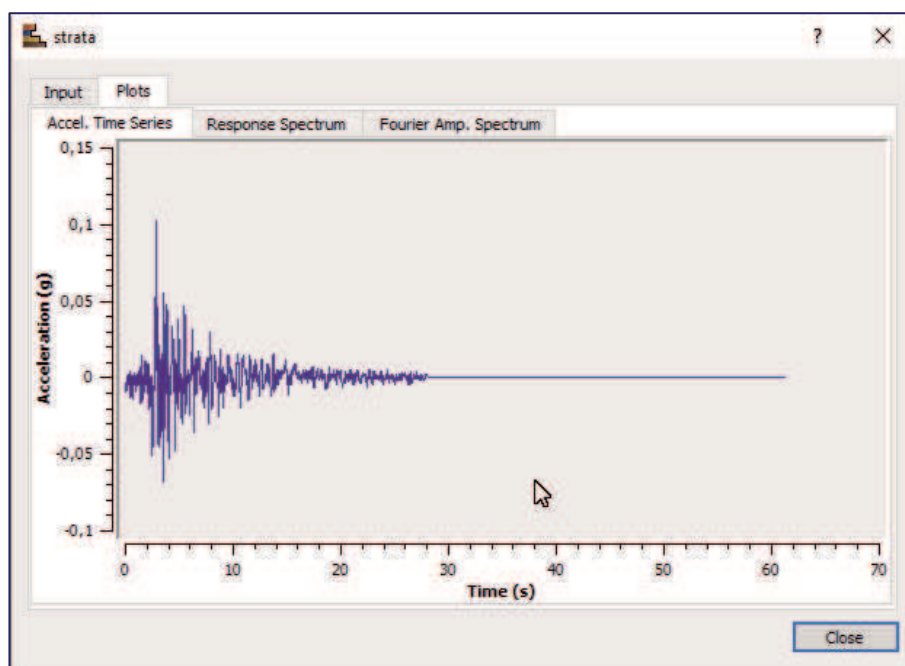


Figura 6.11 - Serie temporale registrata al bedrock.

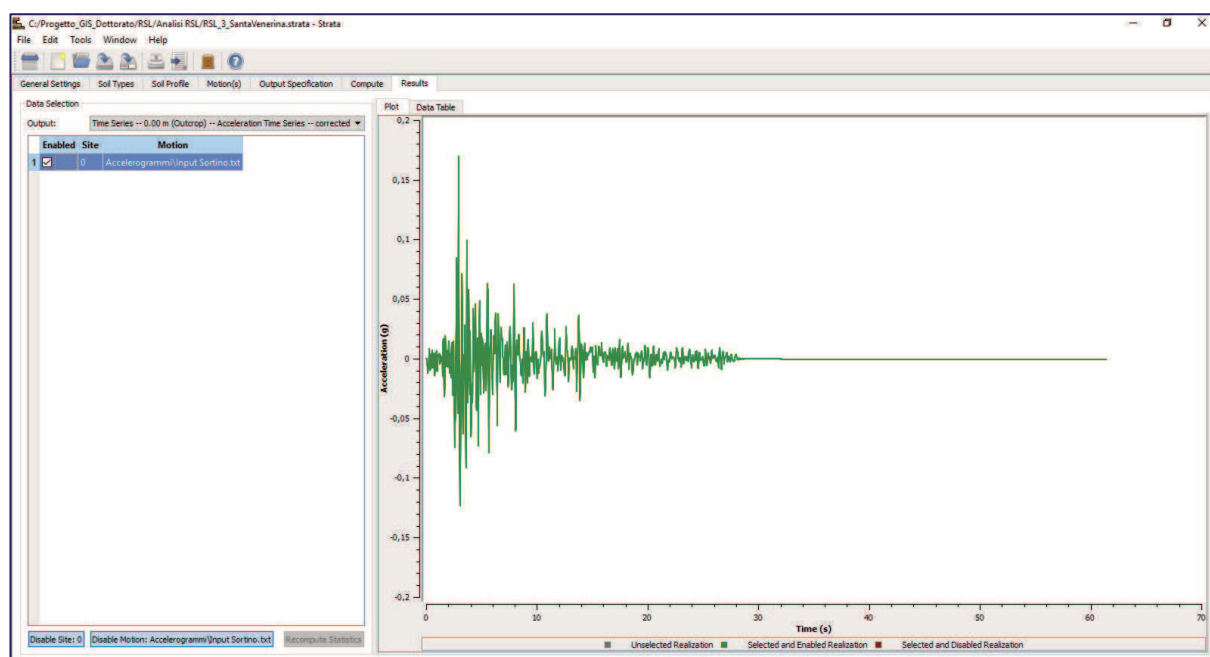


Figura 6.12 - Serie temporale registrata in superficie.

È altresì possibile ottenere un grafico in cui nelle ascisse è rappresentato il valore di PGA, mentre nelle ordinate la rispettiva profondità (**Figura 6.13**). Il programma rende disponibili i valori numerici rappresentati nel grafico attraverso un semplice foglio di calcolo per le successive elaborazioni. Cliccando in qualsiasi punto della curva è possibile leggere i valori corrispondenti di PGA e la relativa profondità.

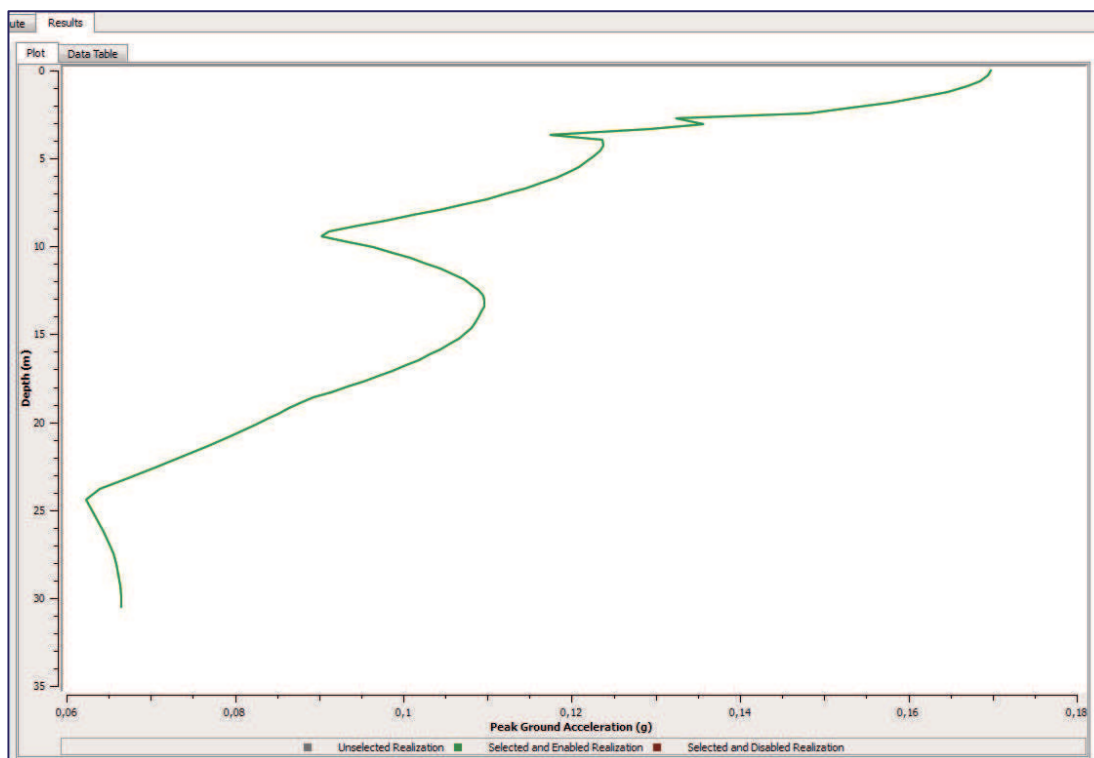


Figura 6.13 - Grafico del profilo della PGA alle varie profondità.

Infine una citazione riguarda lo *spettro di risposta* in superficie o a livello della base di fondazioni profonde. In tal caso valgono le stesse considerazioni già accennate per le *serie temporali*.

STRATA consente pure di effettuare lo *spectral ratio* o *rapporto tra spettri di risposta* al fine di stabilire con immediatezza l'amplificazione tra spettro di risposta in superficie ed il corrispondente spettro di risposta al bedrock (**Figura 6.14**).

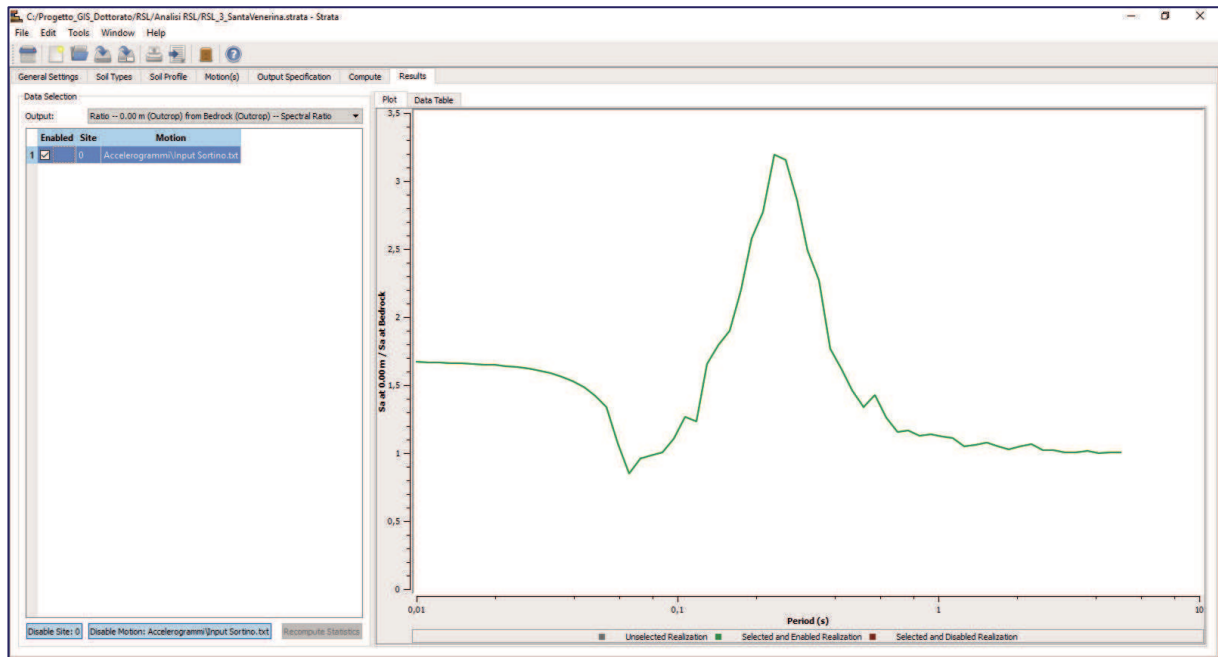


Figura 6.14 - Rapporto spettrale (in termini di accelerazione) tra superficie e bedrock.

CAPITOLO 7

STUDI GEOLOGICI DI DETTAGLIO NEL CENTRO ABITATO DI SANTA VENERINA PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

7.1 Introduzione

Nel caso del comune di Santa Venerina studi di microzonazione sismica condotti nel centro abitato, colpito dal sisma del 29/10/2002 di cui al **Capitolo 1**, offrono l'opportunità di poter confrontare i risultati ottenuti con lo scenario dei danni effettivamente causati dal terremoto. In tale area, infatti, i risultati degli studi di microzonazione sismica condotti dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile (DRPC), possono essere confrontati con la distribuzione dei danni censiti in seguito alla crisi sismica - vulcanica etnea del 2002 (Autori Vari, 2010). L'area di maggior danneggiamento risulta concentrata in una fascia ristretta, allungata secondo la direzione di un ampio campo di fratture al suolo che si è sviluppato in occasione dell'evento.

Gli studi geologici condotti nell'area (Catalano et al., 2012) hanno rilevato l'impossibilità di collegare il campo di fratture al suolo ad una struttura radicata in profondità ed evidenziato che l'area mesosismica è, in effetti, concentrata all'interno dei terreni di riempimento di una valle sepolta, costituiti da una alternanza di depositi alluvionali e colate laviche, che attraversa l'abitato in direzione circa NW - SE. Gli stessi studi hanno evidenziato che i danni si riducono drasticamente in corrispondenza delle dorsali spartiacque che delimitano la valle sepolta. Utilizzando le risultanze degli studi finora condotti dai ricercatori dell'Università di Catania, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, nell'ambito della microzonazione sismica avviata dal DRPC dopo il sisma del 2002, e dopo aver condotto una campagna di indagini geofisiche con prove MASW e misure dei rapporti spettrali H/V, è stato possibile elaborare uno studio di *Risposta Sismica Locale* (RSL) nell'area prossima a Via Aldo Moro, nel centro abitato di Santa Venerina. Tale studio ha permesso di valutare la RSL

del terreno con il codice di calcolo monodimensionale STRATA (*Capitolo 6, paragrafo 6.5.*). A conclusione del Capitolo vengono altresì mostrati i risultati di uno studio speditivo della RSL, condotto tenendo conto semplicemente dell'impedenza sismica, proprietà questa specifica del mezzo in cui si propaga l'onda sismica e principale responsabile dei fenomeni di amplificazione sismica.

7.2 Definizione del modello geologico

Così come ampiamente descritto nel *Capitolo 3, paragrafo 3.1*, nell'ambito dell'area interessata dalla *Carta geologica del versante orientale dell'Etna* ricade il territorio del comune di Santa Venerina, particolarmente colpito dagli eventi sismici etnei dell'ottobre del 2002.

Le *Figure 7.1* e *7.2* riportano, rispettivamente, il modello digitale delle quote dell'area etnea in cui ricade l'ambito amministrativo comunale di Santa Venerina, ed uno stralcio della cartografia tecnica regionale (CTR), scala 1:10.000, del centro abitato di Santa Venerina (ad esclusione della Frazione di Linera ricadente più a sud).

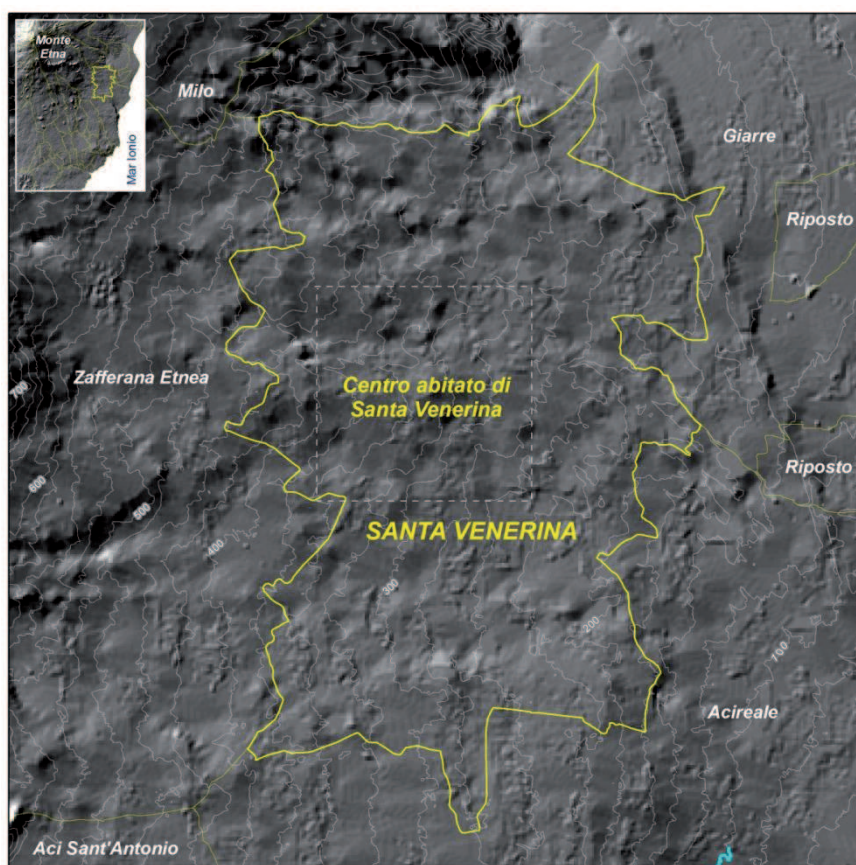


Figura 7.1 - Modello digitale delle quote dell'area in cui ricade il centro abitato di Santa Venerina..

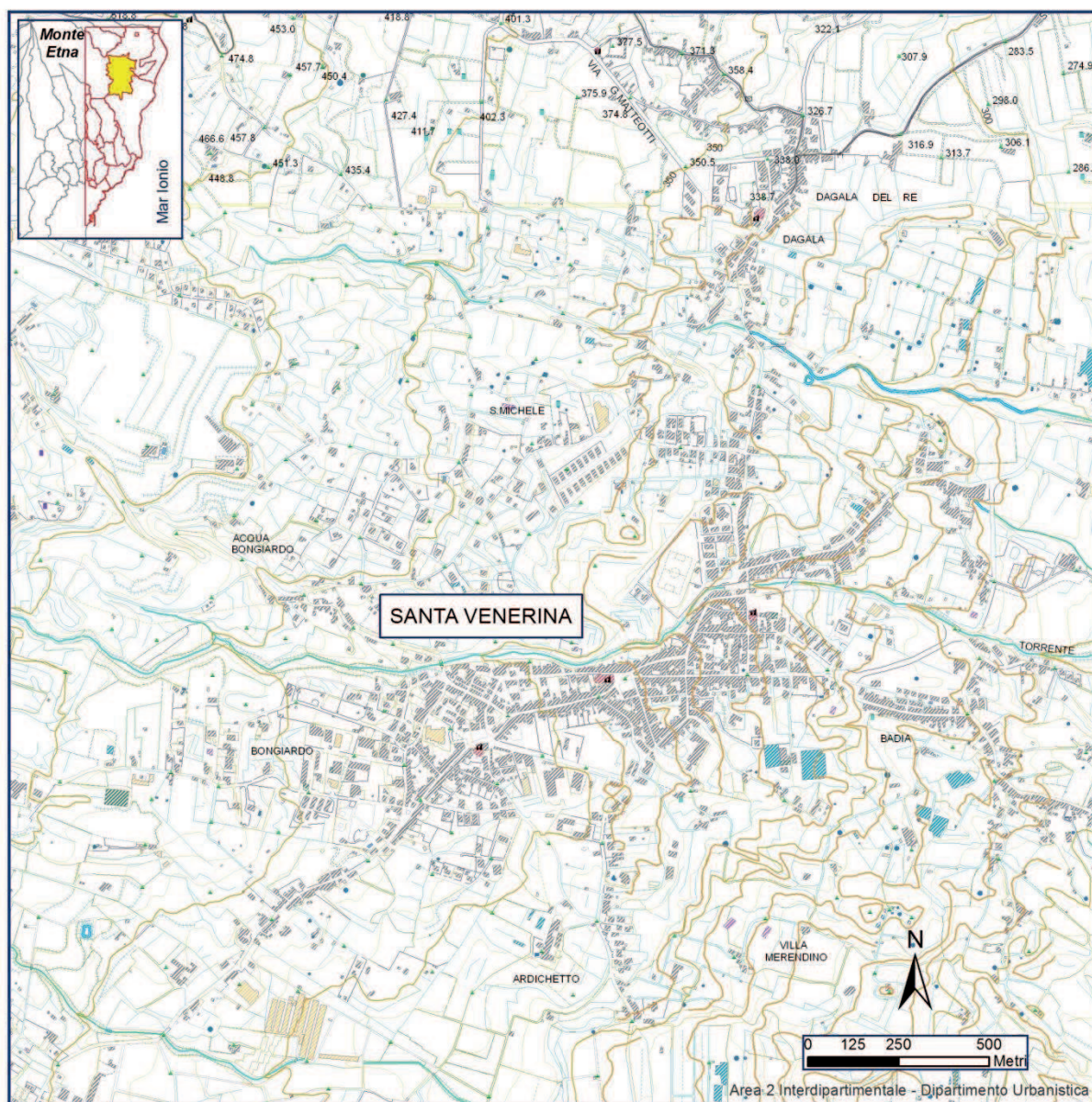


Figura 7.2 - Stralcio della cartografia tecnica regionale (CTR) in scala 1:10.000
del centro abitato di Santa Venerina.

Per definire il modello geologico del sottosuolo del centro abitato di Santa Venerina si è tenuto conto della litostratigrafia utilizzata per la stesura della *Carta geologica del versante orientale dell'Etna (Figura 7.3)*, i cui criteri sono stati precedentemente descritti nel **Capitolo 3** e la cui validità è stata ampiamente confermata dai risultati delle indagini geognostiche, attraverso il puntuale riconoscimento dei diversi orizzonti stratigrafici compresi nella legenda. Lo schema litostratigrafico adottato (**Figura 7.4**), semplificato rispetto a quello della carta geologica sopra citata in quanto si limita ai soli litotipi in affioramento ed al substrato pleistocenico, 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.

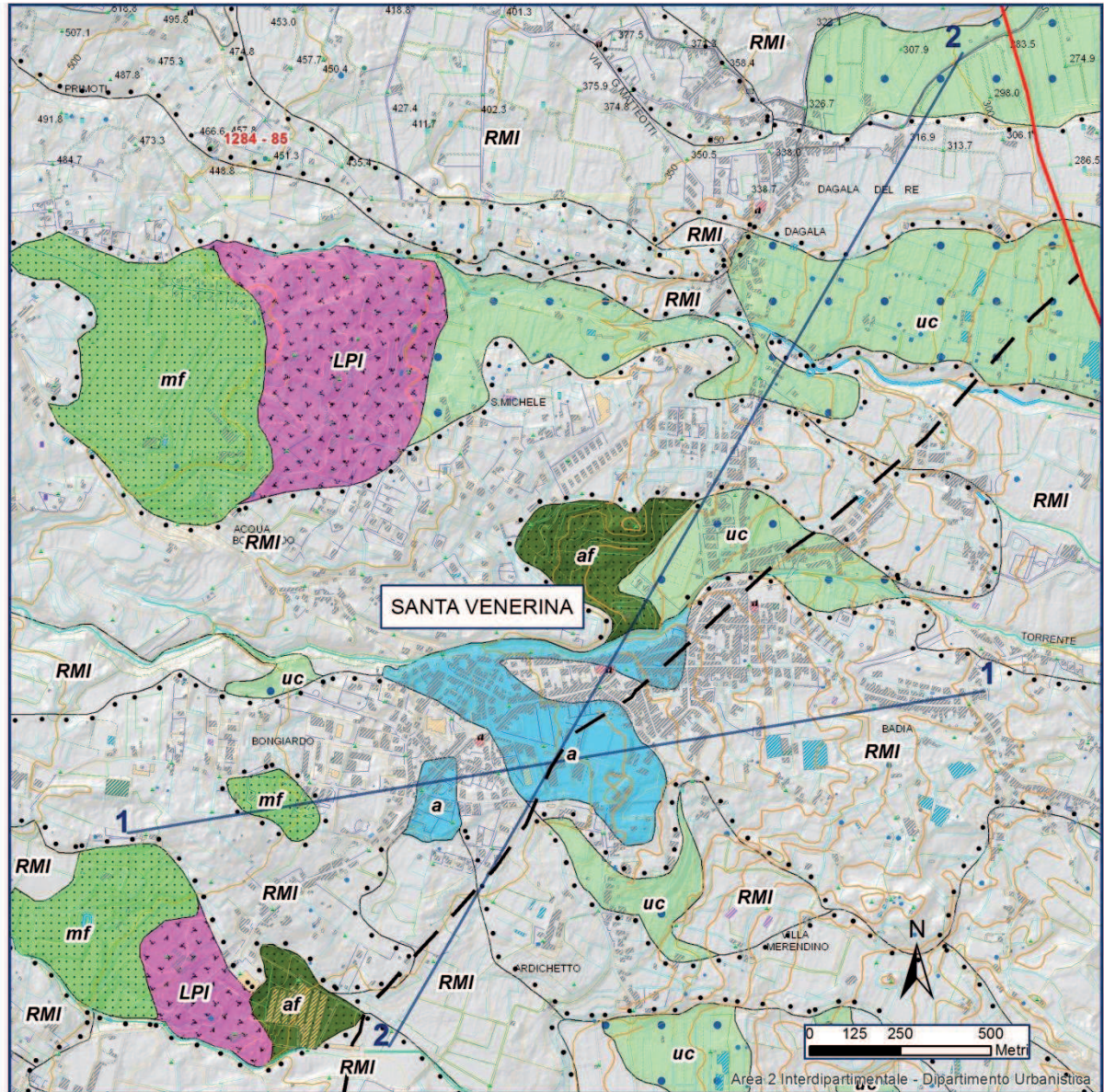


Figura 7.3 - Stralcio della Carta geologica del versante orientale dell'Etna e relativa legenda.

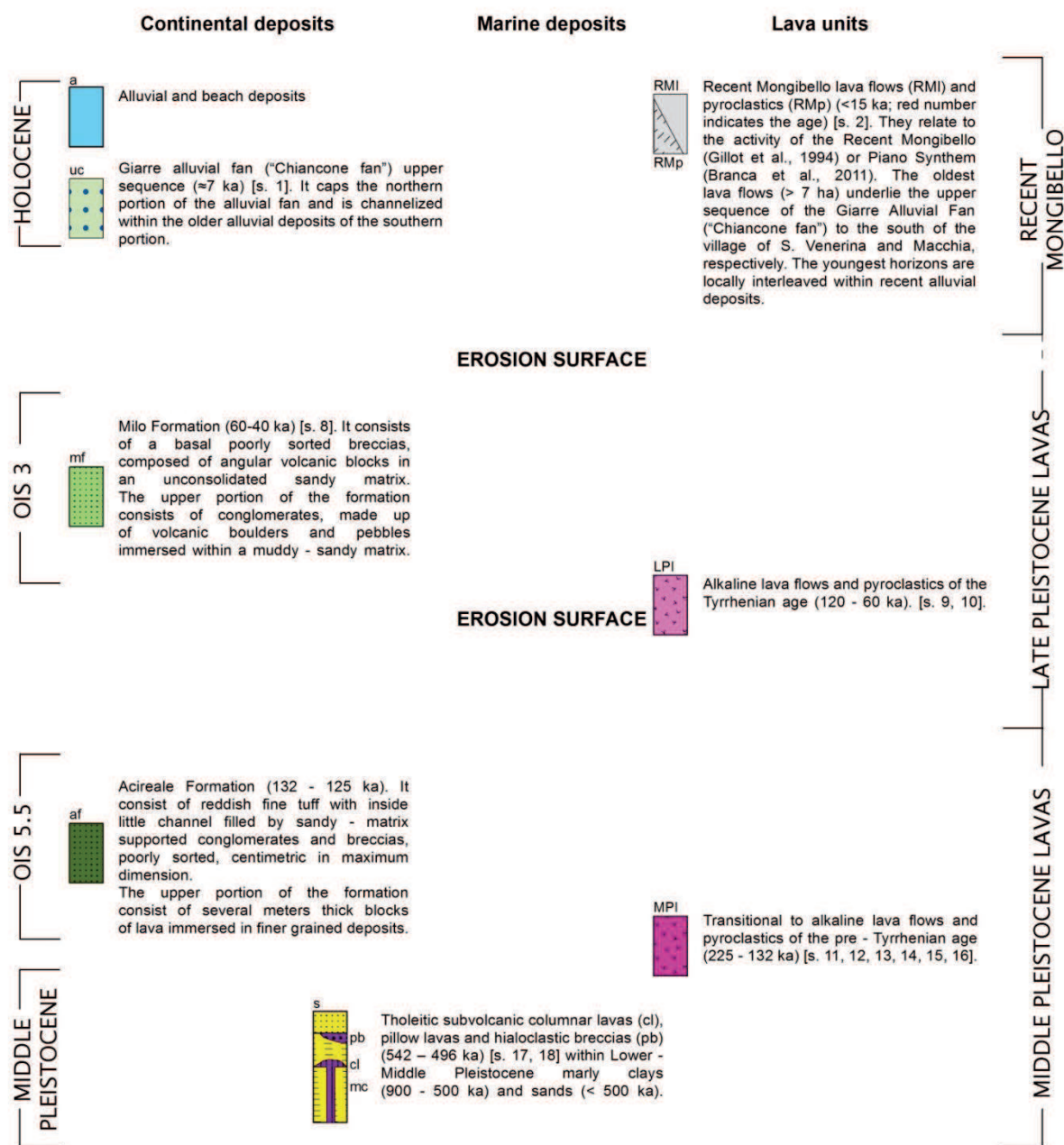


Figura 7.4 - Schema litostratigrafico semplificato derivato dalla Carta geologica del versante orientale dell'Etna.

In particolare gli studi geologici recentemente condotti da ricercatori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università di Catania (Catalano et al., 2012) nell'ambito della Microzonazione sismica di Santa Venerina, ai sensi dell'OPCM 3278/2003 nell'area in cui ricade il centro abitato del comune medesimo, 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 Carta, in corrispondenza dell'area di studio, è corredata di due profili geologici (**Figura 7.5**) la cui stesura è stata resa possibile grazie alla notevole mole di indagini geologiche dirette ed indirette censite nella banca dati di cui al **paragrafo 2.3** del **Capitolo 2** (con particolare riguardo a quelle realizzate dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile). La sequenza geologica esposta nell'abitato di Santa Venerina e ricostruita nel sottosuolo, comprende due distinti livelli epiclastici rappresentati, alla base, dalle Tufiti e Lahars (af) - (> 125 ka) e, al tetto, dai Tufi ed Epiclastiti di Milo (mf) - (60 - 40 ka), separati tra loro dalle lave del Pleistocene superiore (AMl e RMI) - (125 - 90 ka).

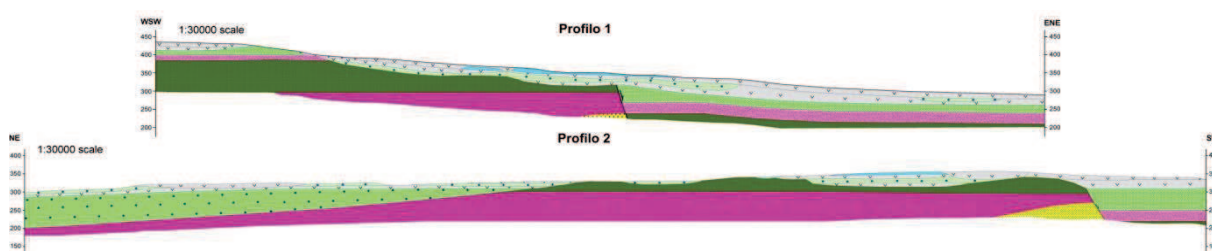


Figura 7.5 – Profili geologici in corrispondenza del centro abitato di Santa Venerina.

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. La successione antica, inoltre, è esposta in superficie nel settore occidentale della carta, dove i due livelli epiclastici (af e mf) e le lave intercalate nel complesso (AMl e RMI), formano un versante a gradinata orientato circa NNE, solcato da incisioni fluviali a direzione circa WNW, oggi parzialmente ricoperto da un orizzonte estremamente pellicolare, costituito dalle colate laviche di età olocenica.

Le **Figure 7.7, 7.8, 7.9, 7.10, 7.11, 7.12 e 7.13**, rappresentano, rispettivamente, i sondaggi S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7 censiti nella banca dati, immediatamente prossimi all'area in studio, le cui risultanze sono state utilizzate per la ricostruzione del modello geologico.

La **Figura 7.6** riporta la loro ubicazione in mappa oltre a quella delle tomografie elettriche (TE1, TE2 e TE3) realizzate dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile a supporto della microzonazione sismica ex OPCM 3278/2003.

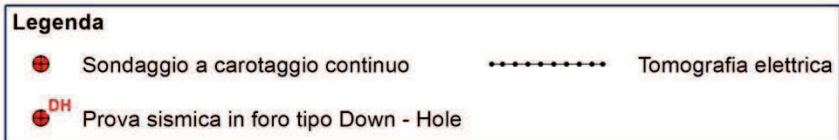
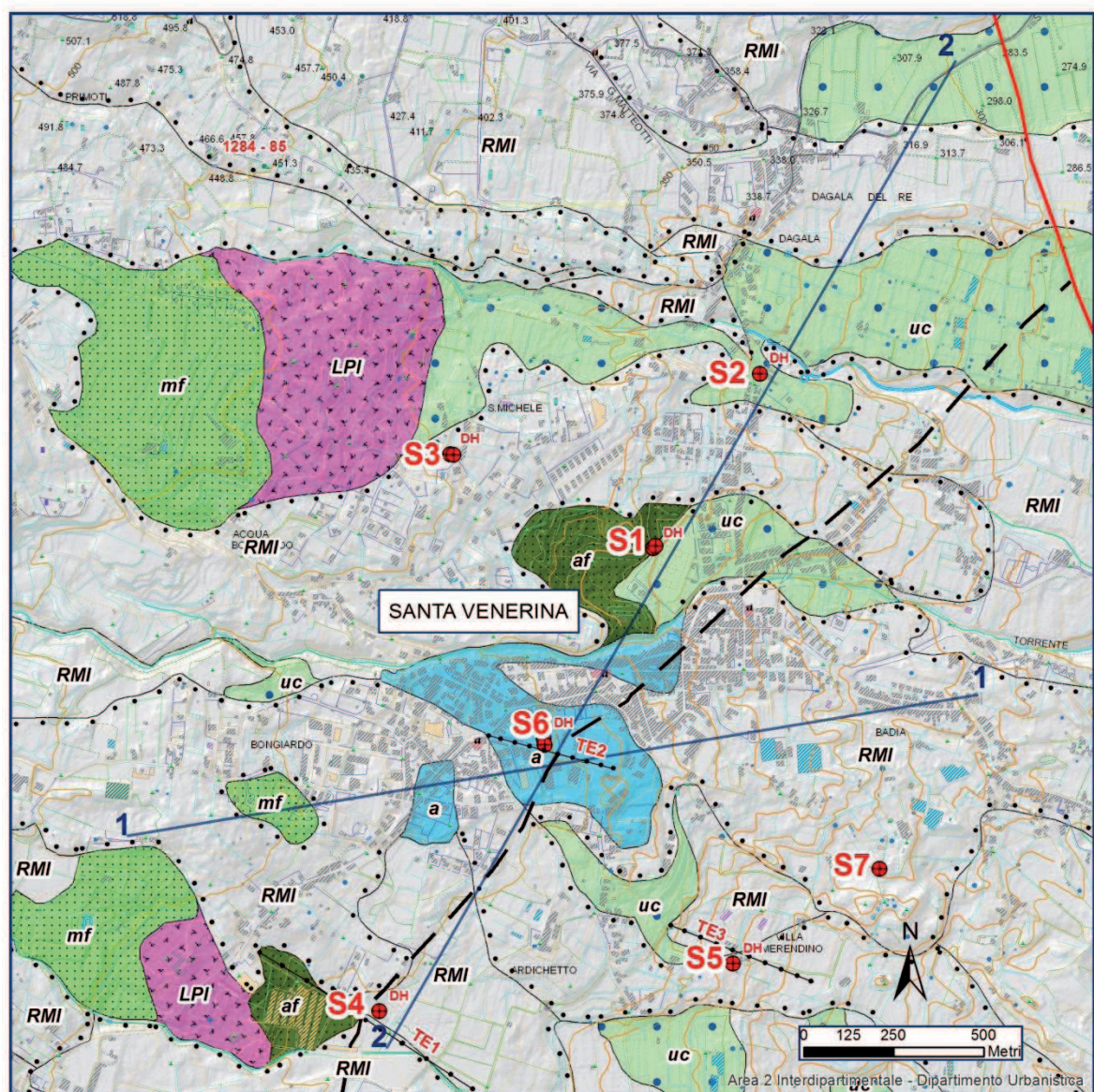


Figura 7.6 - Carta geologica con l'indicazione dell'ubicazione dei sondaggi S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7.

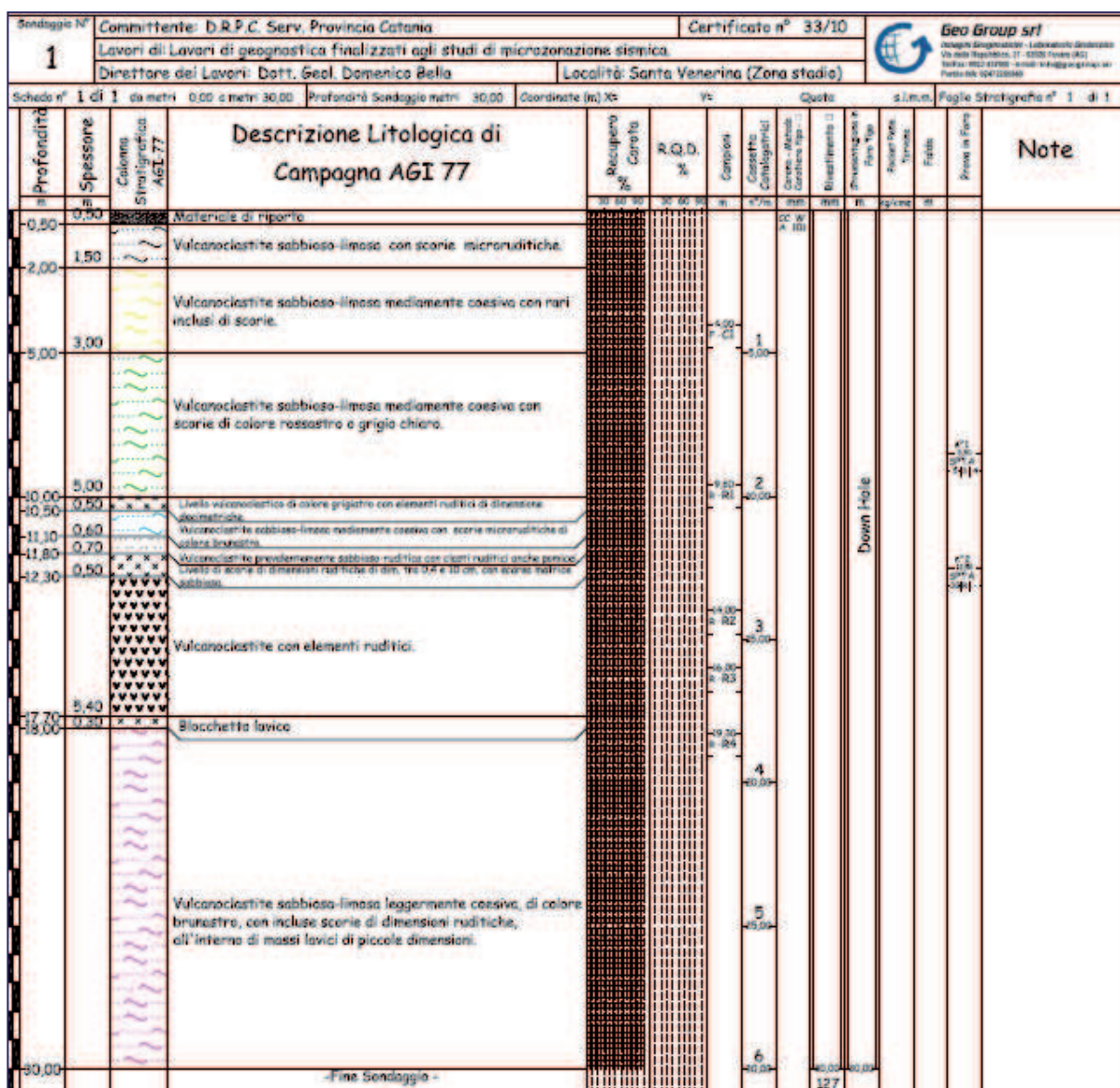


Figura 7.7 - Sondaggio S1 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

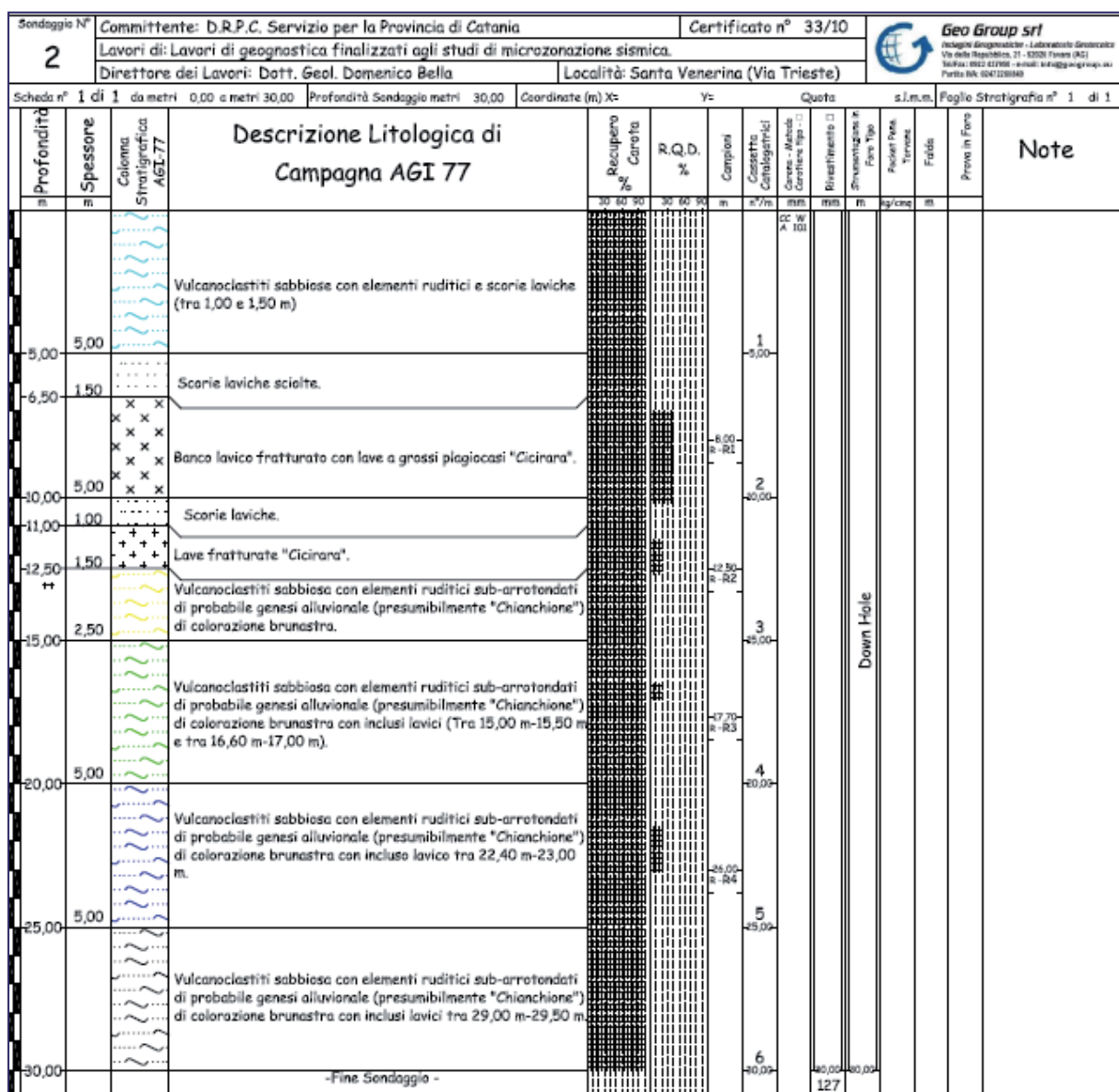


Figura 7.8 - Sondaggio S2 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

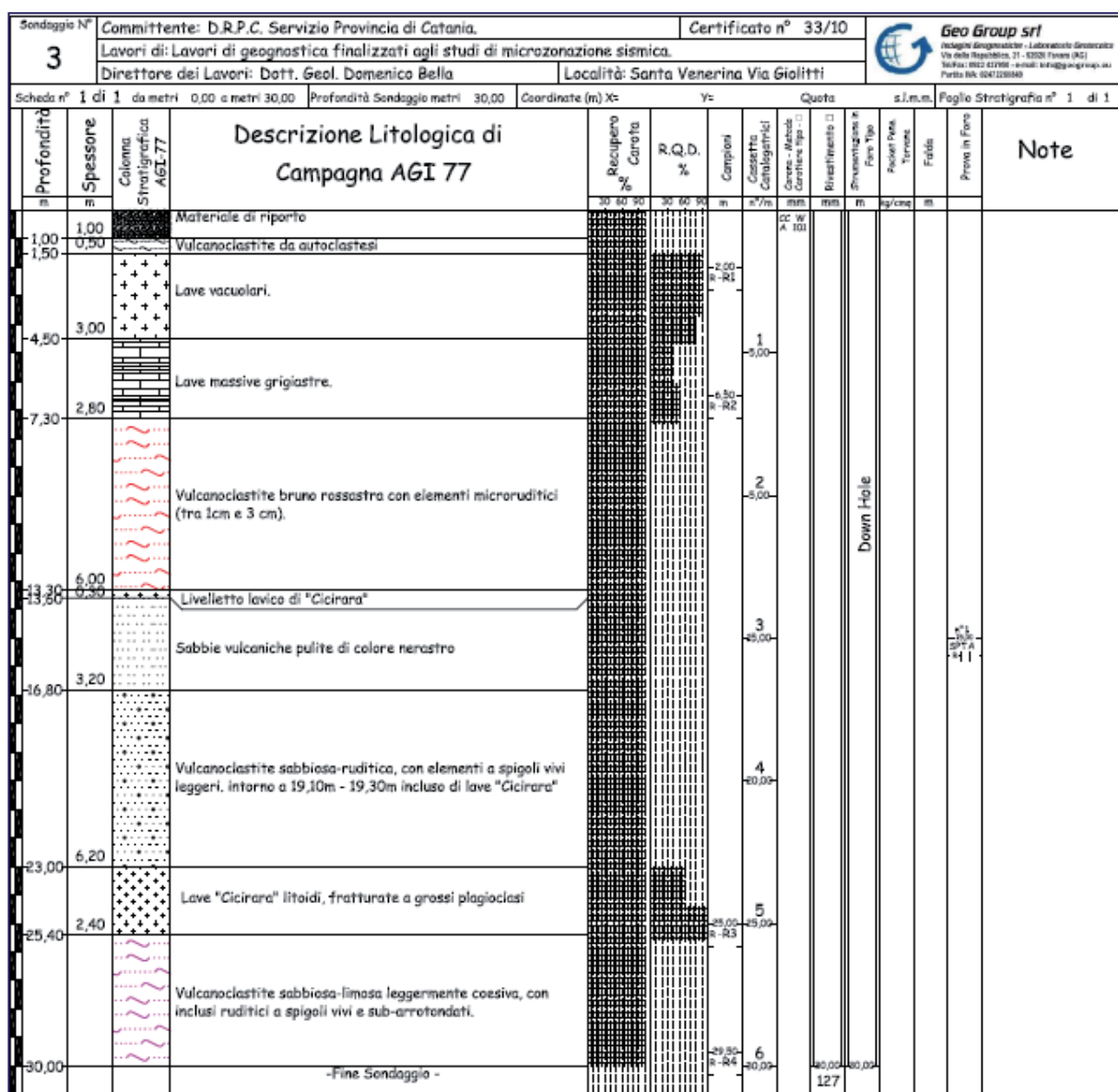


Figura 7.9 - Sondaggio S3 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

Sondaggio N°

4

Comittente: D.R.P.C. Servizio Provincia di Catania

Lavori di: Lavori di geognostica finalizzati agli studi di microzonazione sismica.

Direttore dei Lavori: Dott. Geol. Domenico Bella

Certificato n° 33/10

Località: Santa Venerina (Grasso)



Geo Group srl
Laboratori Geotecnici - Laboratorio Geotecnico
Via della Repubblica, 31 - 05030 Frosinone (FR)
Tel/Fax: 0772 437095 - e-mail: info@geogroup.it
P.le Roma 104/108/110

Scheda n° 1 di 2

da metri 0,00 a metri 45,00

Profondità Sondaggio metri 90,00

Coordinate (m) X=

Y=

Quota

s.l.m.m.

Foglio Stratigrafia n° 1 di 1

Profondità m	Spessore m	Colonna Stratigrafica AGI 77	Descrizione Litologica di Campagna AGI 77	Recupero Carota		R.Q.D. %	Campioni	Cassetta Catalitica	Carota - Metodo Carotaggio tipo - I	Bianchimento mm	Stratigrafia in Parete mm	Pelletti mm	Terreno mm	Freddo mm	Prova in Forno	Note
				%	mm											
1,70	1,70		Suolo vulcanico clastico rudite sabbioso di copertura con scorie incluse di colore bruno						CC W A 101							
4,00	2,30		Vulcanoclastiti grigiastre con trovanti lavici per uno spessore max 50 cm.													
5,80	1,80		Scorie di copertura della colata.													
14,00	8,20		Lave "cicirara" con livelli vulcano clastici (60 cm).													
20,50	6,50		Vulcanoclastite sabbiose con elementi scoriacei a volte sub-arrotolati.													
26,00	5,50		Lave "cicirara" (da 23,00 m a 23,60 m c'è vuota)													
26,70	0,70		Scorie laviche.													
28,60	1,90		Livello lavico.													
37,80	9,20		Scorie Vulcanoclastiti sabbiose con ciottoli sub-arrotolati, (massivo tot. 50 cm)													
40,00	2,20		Lave grigiastre poco vacuolari, nerastre al taglio fresco, con plagioclasti sparsi di grosse dimensioni.													
43,30	3,30		Scorie laviche a spigoli vivi.													
45,00			Lave grigiastre microcristalline con sparsi pirosseni e fratture pirosseni e fratture da raffreddamento.													
			-Vedi Scheda seguente-													

Down Hole

127

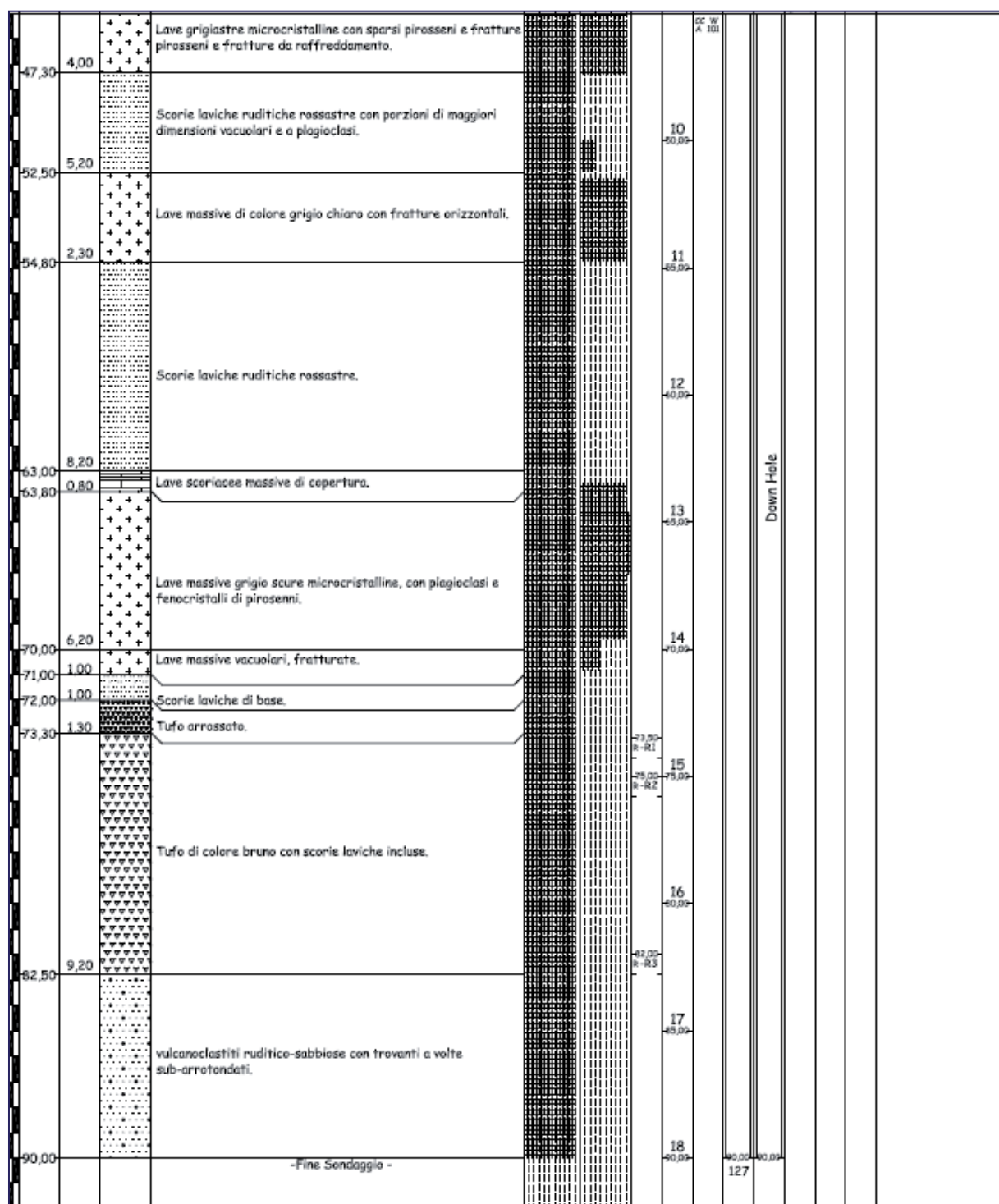


Figura 7.10 - Sondaggio S4 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

Sondaggio N°		Comittente: D.R.P.C. Servizio Provincia di Catania.				Certificato n° 33/10		Geo Group srl								
5		Lavori di: Lavori di geognostica finalizzati agli studi di microzonazione sismica.						Via della Repubblica, 21 - 95028 Trecase (AG) Tel: 0922 617000 - e-mail: info@geogroup.it Porto PA 09471200460								
Scheda n° 1 di 2		Direttore dei Lavori: Dott. Geol. Domenico Bella				Località: Santa Venerina (Grasso)		Pagella Stratigrafia n° 1 di 1								
da metri		0,00 a metri 45,00		Profondità Sondaggio metri 90,00		Coordinate (m) X=		Y=		Quota		s.l.m.s.		Foglio Stratigrafia n° 1 di 1		
Profondità	Spessore	Colonna Stratigrafica AGI-77	Descrizione Litologica di Campagna AGI 77			Recupero Carota %	R.Q.D. %	Compton	Cassetta Catalitica	Carota - Metodo Cottone tipo - I	Rivestimento □	Strumentazione in Pena Tipo	Pacchetto Terreno	Falda	Prova in Foro	Note
m	m					30 50 70	30 50 70	m	m/m	mm	mm	m	kg/cm²	m		
1,30	1,30		Suolo agrario di copertura.							CC W A 101						
2,20	0,90		Suolo rudittico sabbioso di origine vulcanica.													
2,50	0,30		Blocco Lavico isolato.													
4,50	2,00		Vulcanoclastiti in blocchetti (5-7cm) di lave "Cicirana".					1,50 m RI								n°1 SPT A 7-110
5,00	0,50		Sabbie vulcaniche.					1,00								n°2 SPT A 10-110
6,00	1,00	x x x	Lave "Cicirana" in grossi ciottoli (5-7cm).													
7,00	1,00	x x x	Lave "Cicirana" massive fortemente fratturate.													
			Lave "Cicirana" massive con fratture isolate.													
10,00	3,00							2,00								
11,00	1,00	x x x	Lave "Cicirana" molto fratturate.													
			Lave "Cicirana" debolmente fratturate.													
14,00	3,00															
15,00	1,00	x x x	Lave "Cicirana" in blocchetti (5-7cm).					3,00								
			Lave "Cicirana" bollose e vacuolari da fortemente a mediamente fratturate.													
17,30	2,30		Lave "Cicirana" fortemente frantumata in blocchetti di medie e piccole dimensioni.													
18,00	0,70	x x x	Lave "Cicirana" vacuolari molto bollose fratturate in blocchetti da 5 a 15 cm.													
19,20	1,20	x x x						4,00								
20,10	0,90	x x x	Lave "Cicirana" da poco bollose a compatte.													
20,30	0,20		Vulcanoclastiti.													
21,80	1,50		Lave massive poco fratturate.													
			Lave bollose molto fratturate.													
23,30	1,50															
			Lave vacuolari poco fratturate.					5,00								
25,00	1,70															
			Lave bollose da mediamente a fortemente fratturate.													
27,00	2,00															
			Lave vacuolari mediamente fratturate.													
28,30	1,30															
			Lave vacuolari fortemente fratturate.					6,00								
31,10	3,00															
			Lave bollose da mediamente a debolmente fratturate.					7,00								
36,50	5,20															
			Vulcano-clastiti con blocchi isolati (presumibilmente immersi in una matrice sabbiosa, persa nel fluido di circolazione).					8,00								
42,80	6,30															
			Lave bollose fortemente fratturate.					9,00								
44,60	1,80		Lave massive poco bollose con fratture isolate in senso obliquo.													
45,00			-Vedi Scheda seguente-													

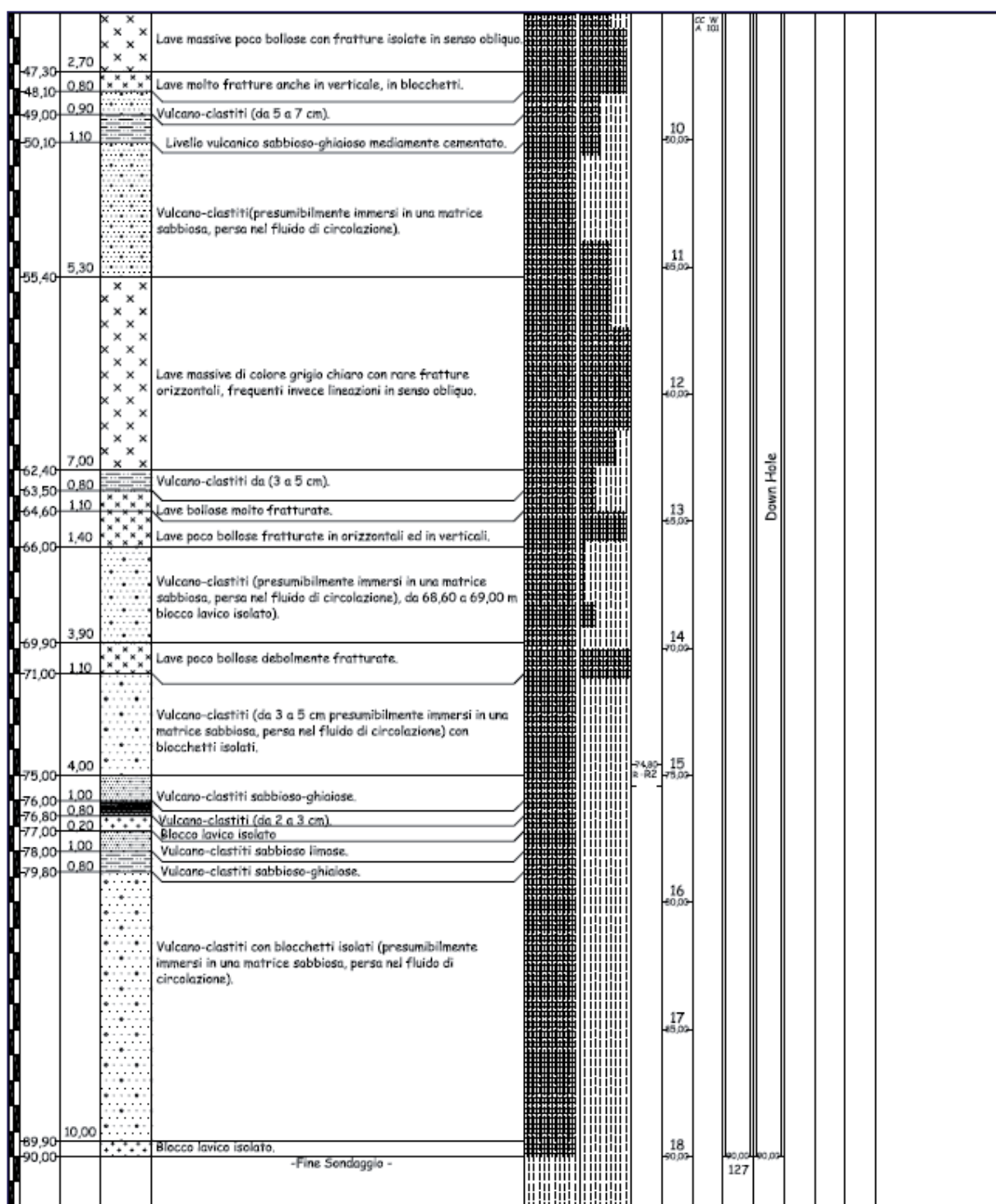


Figura 7.11 - Sondaggio S5 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

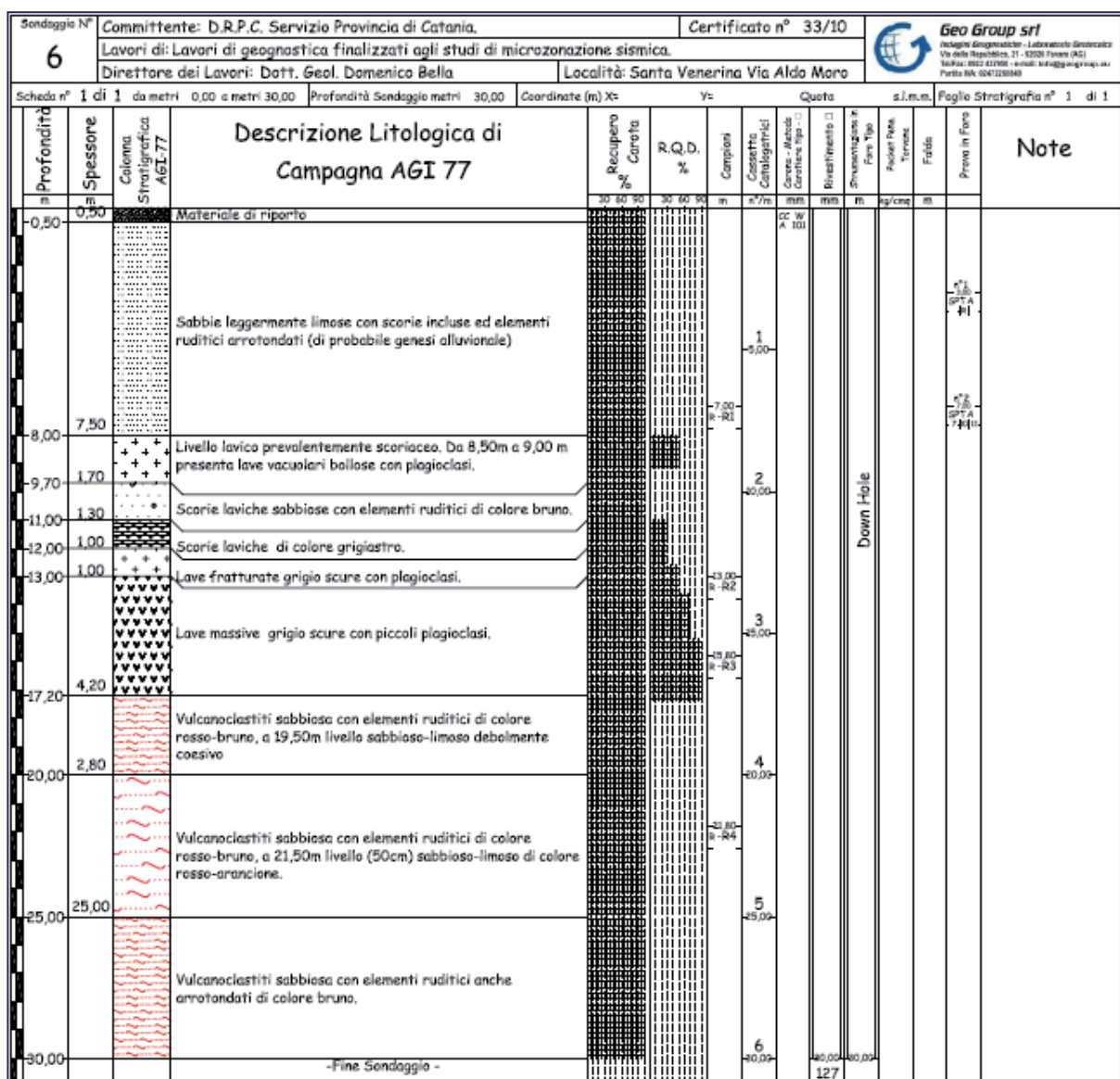


Figura 7.12 - Sondaggio S6 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

Sondaggio N°

7

Committente: D.R.P.C. Servizio Provincia di Catania

Lavori di: Lavori di geognostica finalizzati agli studi di microzonazione sismica.

Direttore dei Lavori: Dott. Geol. Domenico Bella

Certificato n° 33/10

Località: Santa Venerina (Grasso)

Geo Group srl

Indagini Geognostiche - Laboratorio Geotecnico

Via della Repubblica, 31 - 95026 Taverne (AG)

Telefono: 0922 422999 - e-mail: info@geogrupp.it

Partita IVA: 04612280459

Scheda n°	1 di 2	da metri	0,00 a metri	45,00	Profondità Sondaggio metri	90,00	Coordinate (m) X=	Y=	Quota	s.l.m.m.	Foglio Stratigrafia n°	1 di 1					
Profondità	Spessore	Colonna Stratigrafica AGI 77	Descrizione Litologica di Campagna AGI 77				Recupero Carota %	R.Q.D. %	Campioni	Costato Catalizzatori	Carote - Metodo Carotaggio tipo -	Rinvenimento □	Stratificazione in Forme Tipiche	Profilo Poca Tensione	Freddo	Prova in Pressione	Note
m	m						30 60 90	30 60 90	m	n°/m	mm	mm	m	kg/cm²	m		
-1,50	1,50		Suolo.								CC W A 101						
-5,00	3,50		Scorie sabbiose.							1							
-5,90	0,90		Scorie rudittiche sub-arrotolate.														
-6,50	0,60		Scorie massive.														
-15,00	8,50		Lave massive fessurate con fessure orizzontali e scorie.							2							
-22,00	7,00		Lave massive di colore grigio chiaro, fessurate anche in verticale, (taglio a fette) con fenocristalli di plagioclasio.							4							
-25,00	3,00		Scorie laviche arrossate (da nerastre a rossastre).							5							
-29,00	4,00		Scorie laviche.														
-30,00	1,00	x x x	Lave "cicirara" con fratture orizzontali.							6							
-35,00	5,00	x x x	Lave "cicirara" da 30m a 33m prevalentemente scoriacee e da 33 m a 35 m più massive e fratturate.							7							
-40,00	5,00	x x x	Lave "cicirara" con fratture orizzontali.							8							
-41,00	1,00	x x x	Lave "cicirara".														
-45,00			Lahars.							9							
-45,00			-Vedi Scheda seguente-														

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

Sondaggio N°

7

Comittente: D.R.P.C. Servizio Provincia di Catania.

Lavori di: Lavori di geognostica finalizzati agli studi di microzonazione sismica.

Direttore dei Lavori: Dott. Geol. Domenico Bella

Certificato n° 33/10

Località: Santa Venerina (Grasso)



Geo Group srl

Indagini Geognostiche - Laboratorio Geotecnico

Via della Repubblica, 21 - 95025 Piana (AG)

Telefono: 0922 637056 - e-mail: info@geogroup.srl

Partita IVA: 04472280949

Scheda n° 2 di 2

da metri 45,00a metri 90,00

Profondità Sondaggio metri 90,00

Coordinate (m) X=

Y=

Quota

s.l.m.m.

Foglio Stratigrafia n° 1 di 1

Profondità m	Spessore m	Colonna Stratigrafica AGI 77	Descrizione Litologica di Campagna AGI 77	Recupero Carota %	R.Q.D. %	Campioni	Caratteristica Catastrale Catastrale	Caratteristica Catastrale Catastrale	Caratteristica Catastrale Catastrale	Caratteristica Catastrale Catastrale	Caratteristica Catastrale Catastrale	Caratteristica Catastrale Catastrale	Prova in Fiume	Note
				30 60 90	30 60 90		m	m²/m	mm	mm	m	kg/cm²		
50,00	5,00		Vulcano-clastiti scoriacea (Lahars).											
55,00	5,00		Vulcano-clastiti scoriacea (pireclastiche)-Lahars.											
58,00	3,00		Lave scoriacee vacuolari con livelli duri (1 m max).											
60,00	2,00		Vulcanoclastiti scoriacea.											
65,00	5,00		Lave massive con evidenze da stress di compressione.											
69,50	4,50		Lave massive di colore grigiastro.											
70,00	0,50		Scorie laviche.											
73,50	3,50		Scorie laviche di base.											
75,00	1,50		Vulcanoclastiti sabbiosa-limosa di colore giallo-bruno (lahars).											
79,00	4,00		Lave scoriacee.											
80,00	1,00		Lave massive vacuolari con piccoli plagioclasti.											
85,00	5,00		Lave grigiastre fessurate.											
87,40	2,40		Lave grigiastre con plagioclasti e pirosseni.											
90,00			Lave scoriacee con trovanti lavici.											
			-Fine Sondaggio -											

Figura 7.13 - Sondaggio S7 (Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

In particolare i sondaggi S1, S2 ed S6, ubicati nel settore centrale dell'abitato, evidenziano la notevole continuità in sottosuolo, anche a bassissima profondità, delle Tufiti e Lahars (af) che sono direttamente ricoperte dalle lave oloceniche, per la lacuna erosiva, responsabile della mancanza dei Tufi ed Epiclastiti di Milo (mf) e delle Lave del Pleistocene superiore (AMI e RMI). I dati geognostici disponibili permettono di riconoscere l'estrema variabilità dello spessore delle lave oloceniche, ad alta velocità delle onde sismiche, in funzione della morfologia che esse riempiono sul substrato epiclastico, a bassa velocità. Tale assetto si traduce, nell'immediato sottosuolo dell'abitato, nella presenza di un limite litologico sede di una repentina inversione delle V_s , la cui profondità può variare da poche ad alcune decine di metri.

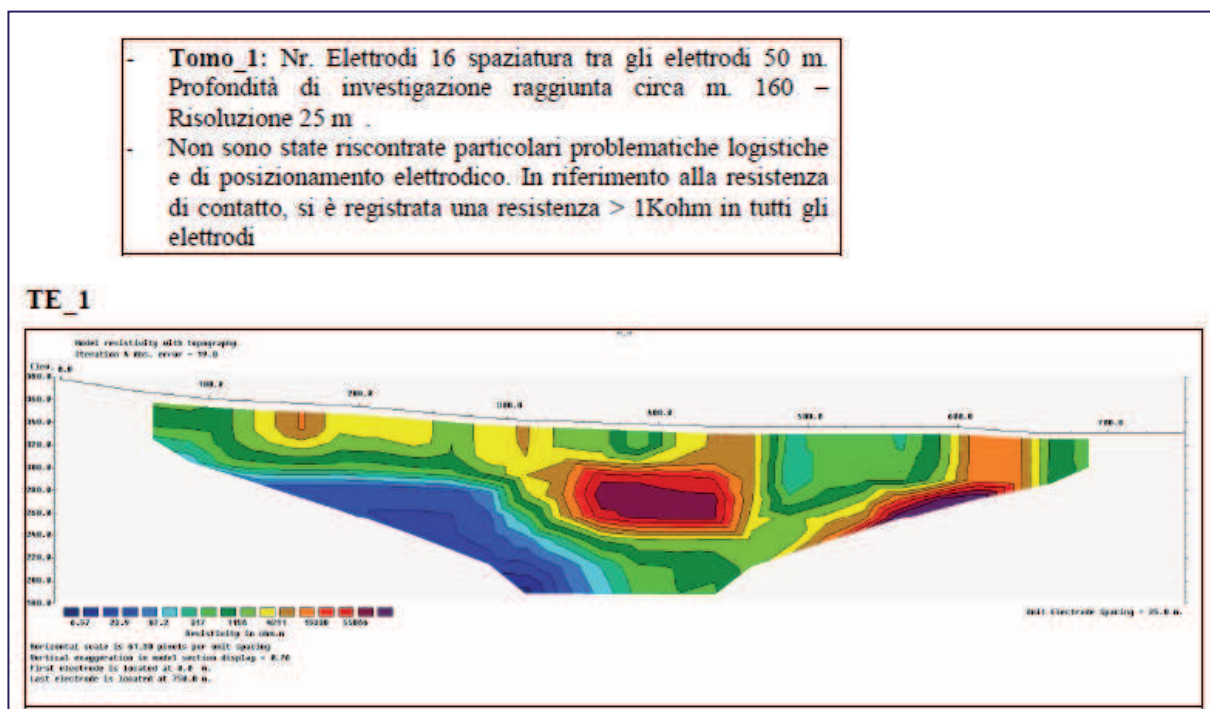
Gli studi geologici, così come i risultati delle indagini geologiche e geofisiche svolte nell'area in esame, hanno evidenziato che la stratigrafia a larga scala dell'area di Santa Venerina, è stata localmente influenzata dalla presenza di una faglia normale ad andamento circa NE - SW ed immersione verso SE (**Figure 7.3 e 7.6**), 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 V_s , la cui profondità nel sottosuolo dell'abitato può variare da pochi ad alcune decine di metri.

Nel settore ribassato della faglia, attraversato dai sondaggi S4, S5 ed S7, la successione lavica olocenica risulta molto più spessa e quindi il limite brusco di inversione delle V_s 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.

La localizzazione della faglia è stata ottenuta sulla base della distribuzione degli affioramenti di Tufiti e Lahars, riferibili al settore rialzato dalla struttura, ed è stata ulteriormente vincolata

dall'ubicazione dei sondaggi S1, S2, S3 ed S6 nel lato rialzato e dei sondaggi S4, S5 ed S7 nel lato ribassato della struttura. I primi 4 sondaggi, infatti, attraversano un sottile intervallo di colate laviche oloceniche, raggiungendo generalmente entro i primi 10 metri di profondità il substrato vulcanoclastico, fatta eccezione del S6 in cui il substrato è raggiunto alla profondità di 17 m. I tre sondaggi ubicati sul lato ribassato della faglia attraversano, invece, ripetuti orizzonti lavici attribuibili all'intervallo olocenico, con spessori complessivi variabili da 28 m (S4) fino a circa 40 m (S7). 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 (mf), per poi raggiungere la faglia ed entrare all'interno di uno spessore ridotto di lave, attribuibili all'orizzonte sepolto delle lave pre-Tirreniane (MPI), 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 TE_1 (*Figura 7.14*) a partire da una quota assoluta di circa 280 m s.l.m. Esso è sepolto sotto circa 60 metri di terreni a maggiore resistività, corrispondenti ai livelli delle Tufiti e Lahars e delle sottostanti lave pre-Tirreniane, ed è delimitato verso est da una superficie netta, immergente verso est, interpretata quale espressione della faglia sepolta.



*Figura 7.14 - Tomografia elettrica TE_1
(Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).*

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. La stratigrafia del sondaggio S4, in buon accordo con la geometria riprodotta nella tomografia elettrica, vincolerebbe l'immersione verso est della struttura e quindi la sua natura estensionale. La prosecuzione verso nord della faglia è evidenziata lungo la tomografia elettrica TE_3 (**Figura 7.15**), dove è possibile identificare in profondità una chiara discontinuità laterale della resistività che è nascosta da una copertura uniforme di terreni ad alta resistività, corrispondente alla successione discordante delle lave oloceniche.

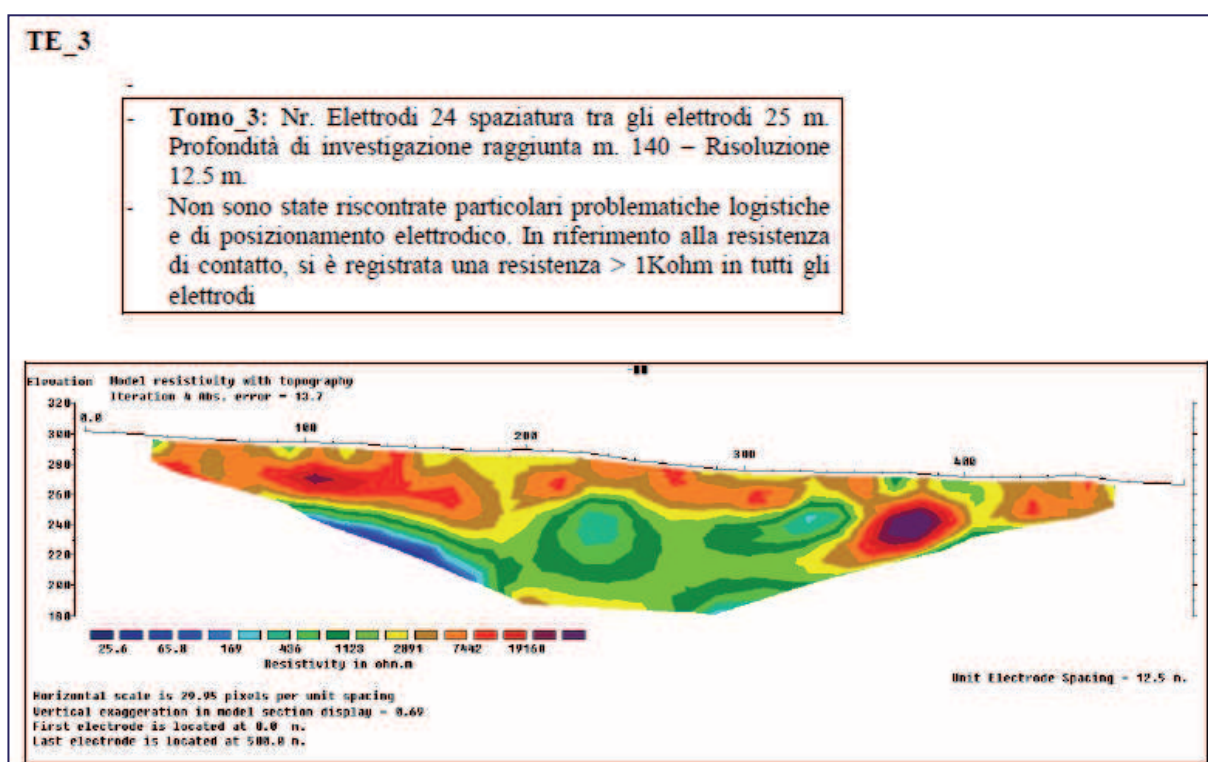


Figura 7.15 - Tomografia elettrica TE_3
(Microzonazione sismica del comune di Santa Venerina, DRPC, 2014).

L'insieme delle indicazioni emerse dall'interpretazione delle indagini di sottosuolo sono state utilizzate dai ricercatori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università di Catania (Catalano et al., 2012) per la ricostruzione dell'andamento 3D del substrato delle lave oloceniche (**Figura 7.16**). La stessa ricostruzione 3D evidenzia in maniera chiara che, in corrispondenza dell'abitato di Santa Venerina, la morfologia pre-olocenica è caratterizzata da un'ampia nicchia di erosione, sviluppatasi allo sbocco di una paleovalle oggi interamente sepolta dalle lave oloceniche, la cui presenza era già stata ipotizzata nel corso

della prima fase di indagine. La forma erosionale si è sviluppata immediatamente al letto della faglia sepolta, mentre nel settore ribassato della struttura il substrato pre-olocenico mostra chiare forme di accumulo, corrispondenti ai depositi attribuiti ai Tufi ed Epiclastiti di Milo (mf).

La presenza della faglia in sottosuolo è confermata dalla stessa geometria delle colate laviche superficiali e nella distribuzione dei depositi alluvionali ad esse associati, i cui maggiori accumuli si sono realizzati sul settore ribassato dalla struttura.

L'identificazione della faglia sepolta nel sottosuolo di Santa Venerina assume una particolare rilevanza ai fini della valutazione della risposta sismica locale, per il ruolo determinante nel controllo della stratigrafia degli ultimi metri, decisiva per quanto attiene gli eventuali fenomeni di amplificazione. La faglia, infatti, accosta due settori con caratteristiche peculiari differenti che vanno tenute in debita considerazione al momento di interpretare le risposte di sito, in termini di frequenza e di fattori di amplificazione del moto del suolo.

**Ricostruzione 3D del substrato delle lave oloceniche
(equidistanza 10 m)**

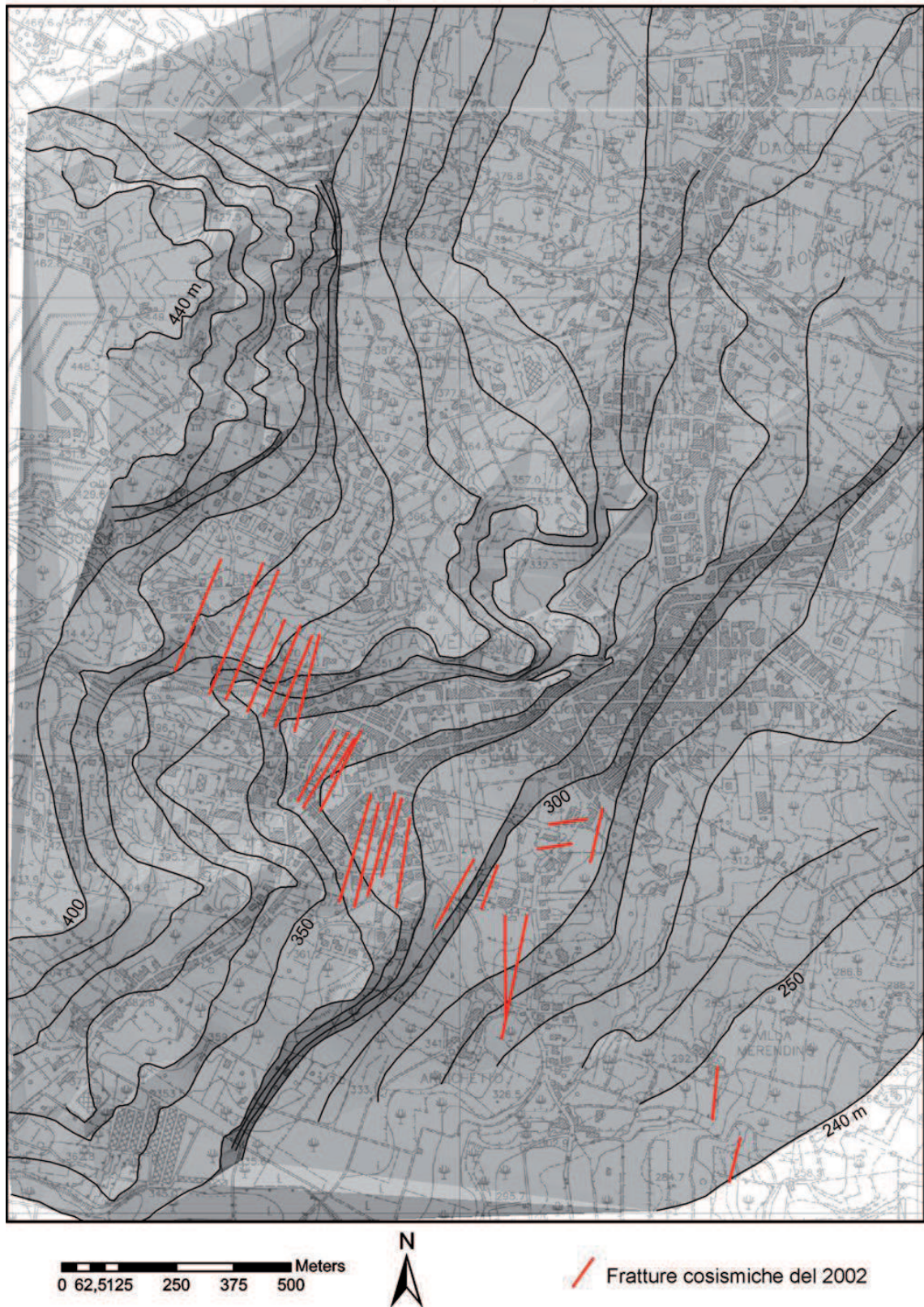


Figura 7.16 - Ricostruzione 3D del substrato delle lave oloceniche nei dintorni di Santa Venerina (Catalano et al., 2012).

7.3 Prove MASW per la determinazione del profilo delle V_s e misure di microtremore ambientale

Dopo aver proceduto alla definizione del modello geologico di tutta l'area in cui ricade il centro abitato di Santa Venerina, si è scelto di avviare in via sperimentale uno studio di *Risposta Sismica Locale* (RSL) limitatamente all'area prossima a Via Aldo Moro, caratterizzata in affioramento da depositi alluvionali (a), ed al Campo sportivo comunale in cui affiorano le Tufiti e Lahars (af). In tali aree, già oggetto di indagini geologiche dirette, indirette e di laboratorio realizzate dal DRPC nel corso di precedenti studi, sono stati individuati quattro siti numerati progressivamente come N. 1, 2, 3 e 4, in ciascuno dei quali è stata realizzata una prova MASW per la determinazione del profilo delle velocità delle onde S (V_s), oltre alla misura del microtremore ambientale per determinare il rapporto H/V per la stima della risposta sismica di sito in termini di frequenza fondamentale e amplificazione, meglio nota come tecnica dei rapporti spettrali orizzontali e verticali HVSR di Nakamura (Langston, 1979; Nakamura, 1989). Le **Figure 7.17a** e **7.17b** riportano l'esatta ubicazione dei quattro siti d'indagine per ognuno dei quali, utilizzando il software STRATA, è stata calcolata la risposta dinamica monodimensionale della relativa colonna di terreno, considerando un modello di propagazione lineare delle onde, con proprietà dinamiche del terreno variabili in funzione del livello deformativo.

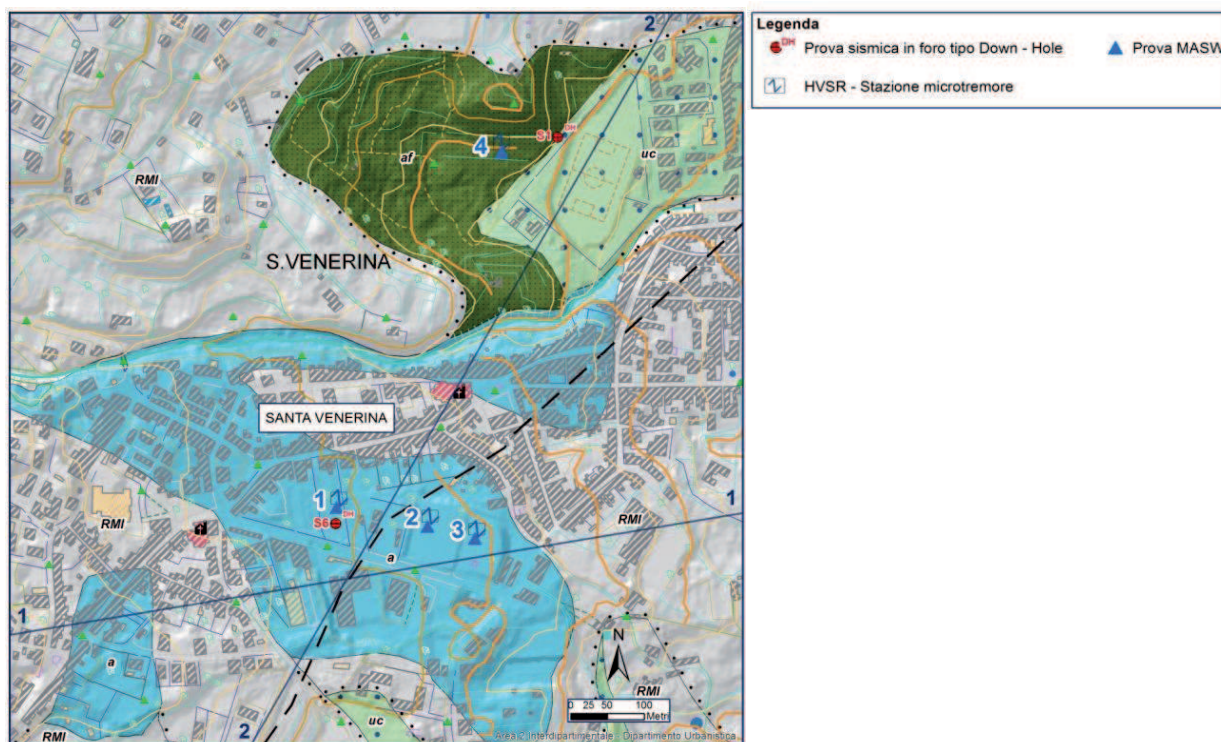


Figura 7.17a - Localizzazione dei siti 1, 2, 3 (Via Aldo Moro) e 4 (Campo sportivo).



Figura 7.17b - Localizzazione con Google Earth dei siti 1, 2, 3 (Via Aldo Moro) e 4 (Campo sportivo).

La realizzazione delle prove MASW e delle misure di microtremore ambientale, compresa l'elaborazione dei dati acquisiti, è stata curata dal dott. geol. Salvo Torrisi, assegnista di ricerca dell'Università di Catania, il quale ha messo a disposizione la propria attrezzatura ai fini della presente attività di ricerca.

7.3.1. Analisi multi-canale delle onde superficiali (MASW-attiva)

L'esecuzione di indagini sismiche ha lo scopo di ottenere informazioni di tipo geotecnico sul comportamento fisico - meccanico dei corpi geologici investigati, attraverso la determinazione dei relativi parametri, ed informazioni di tipo geologico sui caratteri strutturali e stratigrafici del volume del sottosuolo indagato.

L'investigazione si basa sull'analisi e sullo studio della propagazione delle onde sismiche (elastiche), generate naturalmente o artificialmente e rilevate da geofoni.

La velocità di propagazione delle onde sismiche dipende dai parametri fisici e dalle proprietà elasto - meccaniche dei litotipi attraversati.

La metodologia d'indagine MASW è una tecnica non invasiva per la definizione del profilo stratigrafico in termini di propagazione delle onde V_s . Essa si basa sulla registrazione delle onde superficiali di Rayleigh (nel dominio del tempo) e sulla successiva analisi nel dominio della frequenza. In un semispazio omogeneo (come ad esempio nel caso terreno - aria), si

generano onde di superficie, costituite essenzialmente dalle onde di Rayleigh e dalle onde di Love.

Lo scopo dell'indagine è quello di conoscere il valore della velocità delle onde S (onde di taglio) fino ad una profondità di almeno – 30 m dal p.c.

Lungo l'interfaccia di un semispazio omogeneo si generano onde di Rayleigh (Rayleigh, 1885), attraverso l'interazione tra le onde di compressione (P) e la componente verticale delle onde di taglio (Sv). Nella vibrazione delle particelle di questo tipo di onda di superficie, le componenti orizzontale e verticale sono sfasate di 90° e la risultante del moto descrive una ellisse retrograda rispetto al verso di propagazione. Esse sono caratterizzate da un'ampiezza rapidamente decrescente fino ad una profondità di $\sim 1/2 \lambda$ e da una velocità non dipendente dalla frequenza.

Trattandosi di onde che si propagano in prossimità della superficie si ha che quelle con bassi valori di lunghezza d'onda (e alta frequenza) interessano gli strati più superficiali, mentre quelle a maggior lunghezza d'onda (e minore frequenza) interessano anche gli strati più profondi. Praticamente le diverse lunghezze d'onda assegnano informazioni a diverse profondità. In presenza di un mezzo stratificato, l'avanzamento di un fronte d'onda si deforma in rapporto alla velocità di propagazione (nel singolo strato) in funzione della frequenza; in altre parole perturbazioni elastiche con differenti lunghezze d'onda si propagano con differenti velocità (comportamento dispersivo).

Le velocità di propagazione delle onde di Rayleigh (V_r) e delle onde di taglio (V_s) sono fortemente dipendenti e sono legate dalla relazione (Richart et al., 1970; Achenbach, 1999):

$$V_r^6 - 8V_s^2 V_r^4 + (24 - 16 V_s^2/V_p^2) V_s^4 V_r^2 + (16 V_s^6/V_p^6 - 1) V_s^6 = 0 \quad (7.1)$$

ovvero

$$V_r = (0,862 + 1,14\nu / 1 + \nu) V_s \quad (7.2)$$

che significa, in altri termini, che al variare di ν (coefficiente di Poisson), la V_r è inferiore rispetto alla V_s di un valore compreso tra 0,862 e 0,955 con un valore medio pari a 0,91 (con un errore massimo, quindi, inferiore al 5%).

Nella metodologia MASW l'analisi dei dati è suddivisa in due stadi:

- la determinazione della “Curva di dispersione” (o calcolo della velocità di fase);
- l'inversione della curva per ottenere un modello 1D velocità / profondità.

La “Curva di dispersione” si ottiene da un'analisi spettrale del sismogramma (doppia trasformata di Fourier) che converte il moto misurato, dal dominio spazio - tempo al dominio frequenza - numero d'onda e parallelamente al dominio velocità di fase - frequenza.

Il risultato dell'analisi spettrale è un diagramma velocità di fase (m/sec) / frequenza (Hz) dove sono riportate, in scala cromatica, le ampiezze delle onde di Rayleigh.

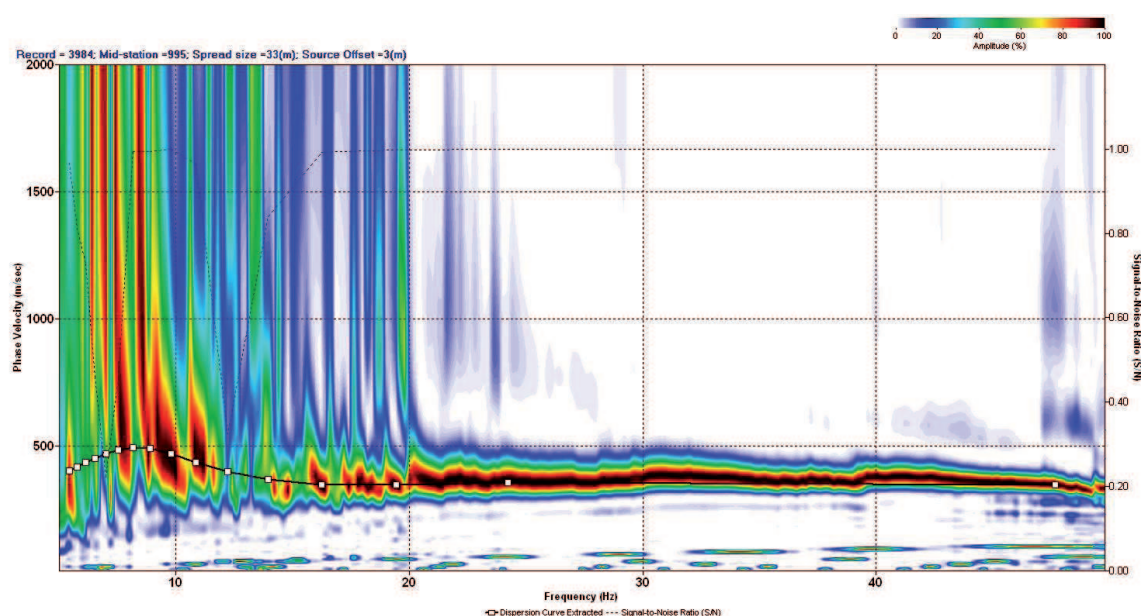
Successivamente si passa alla ricostruzione del modello sperimentale (velocità V_s /profondità). Questo passaggio si concretizza applicando un algoritmo di inversione. Il prodotto conclusivo è un diagramma che esprimerà valori delle velocità delle onde di taglio (V_s) associati a spessori e profondità di un mezzo stratificato.

La strumentazione utilizzata per eseguire le prove in argomento è costituita da un Sismografo DAQLink III con convertitore A/D a 24 bit, 24 canali, range dinamico 144db e output dei dati in SEG-Y o SEG-2. L'intero sistema di acquisizione è conforme alle specifiche ASTM D5777-00 (2006) (Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation); l'energizzazione del terreno è stata effettuata con l'utilizzo di una massa battente (mazza di 8/9 kg con starter su piattello di battuta). Per la ricezione delle onde superficiali (di tipo Rayleigh) sono stati utilizzati geofoni SF a bassissima frequenza (4,5 Hz). Il processing dell'indagine MASW-attiva è stato svolto con il programma di calcolo "SurfSeis" vers. 3.0 della Kansas Geological Survey.

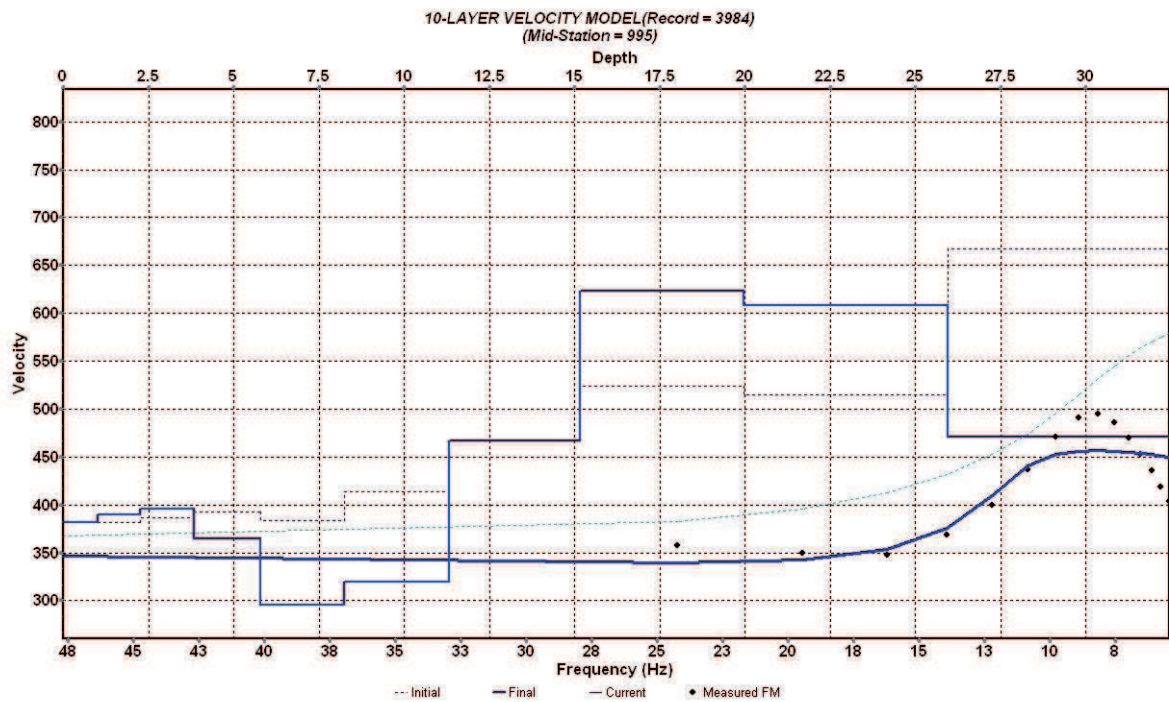
Il processing di laboratorio dei dati acquisiti, per ciascuno dei siti campione (N. 1, 2, 3 e 4), ha prodotto i risultati in termini di velocità di propagazione delle onde di taglio V_s riportati nelle **Figure 7.18, 7.19, 7.20 e 7.21**.

SITO N. 1

- Curva di dispersione



- Profilo delle velocità delle onde di taglio (V_s)



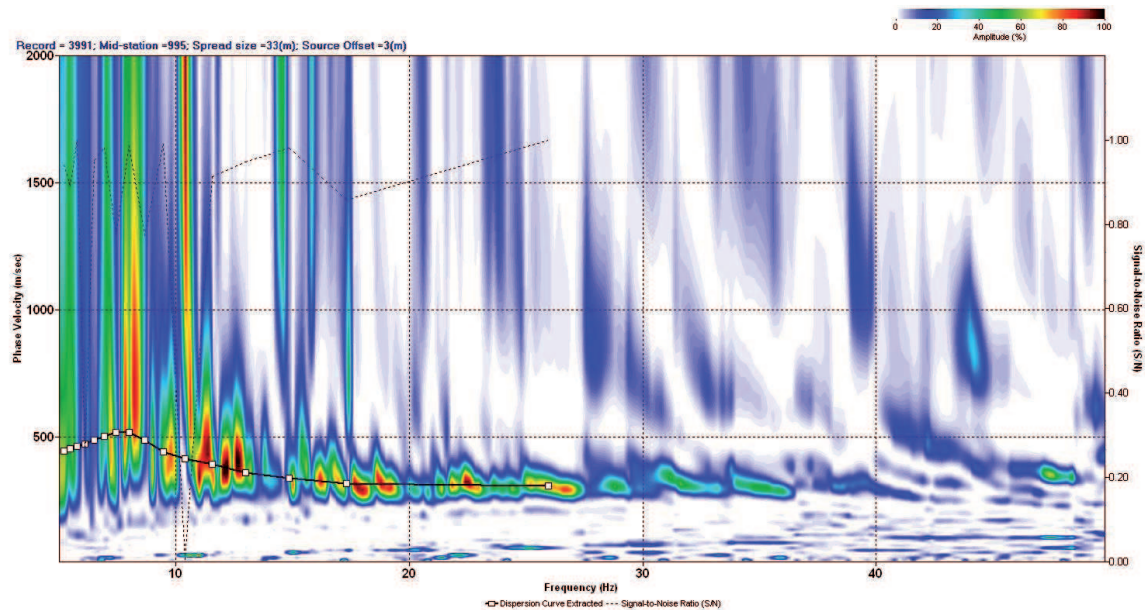
- Documentazione fotografica



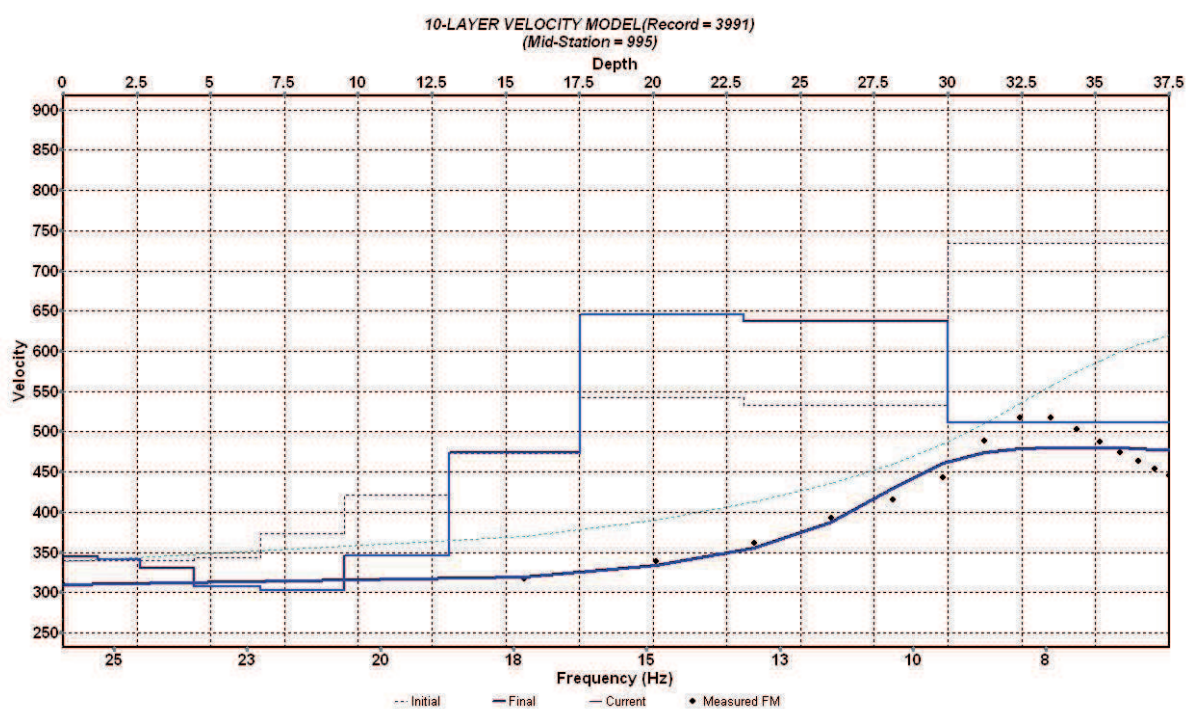
Figura 7.18 - Risultati prova MASW - Sito N. 1.

SITO N. 2

- Curva di dispersione



- Profilo delle velocità delle onde di taglio (V_s)



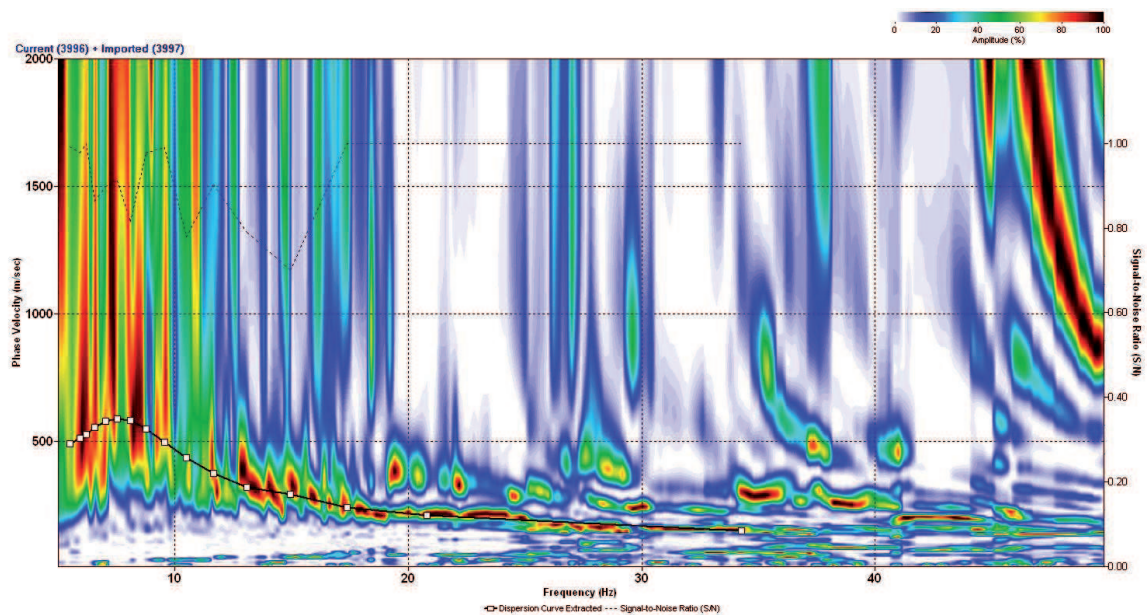
- Documentazione fotografica



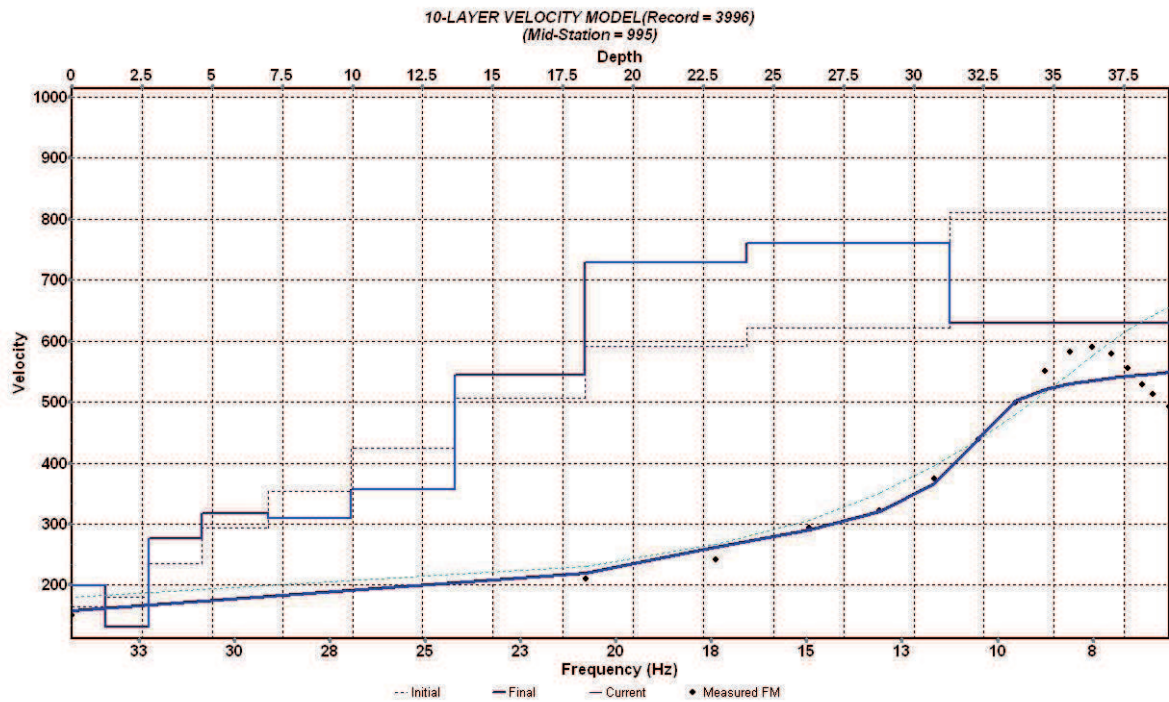
Figura 7.19 - Risultati prova MASW - Sito N. 2.

SITO N. 3

- Curva di dispersione



- Profilo delle velocità delle onde di taglio (V_s)



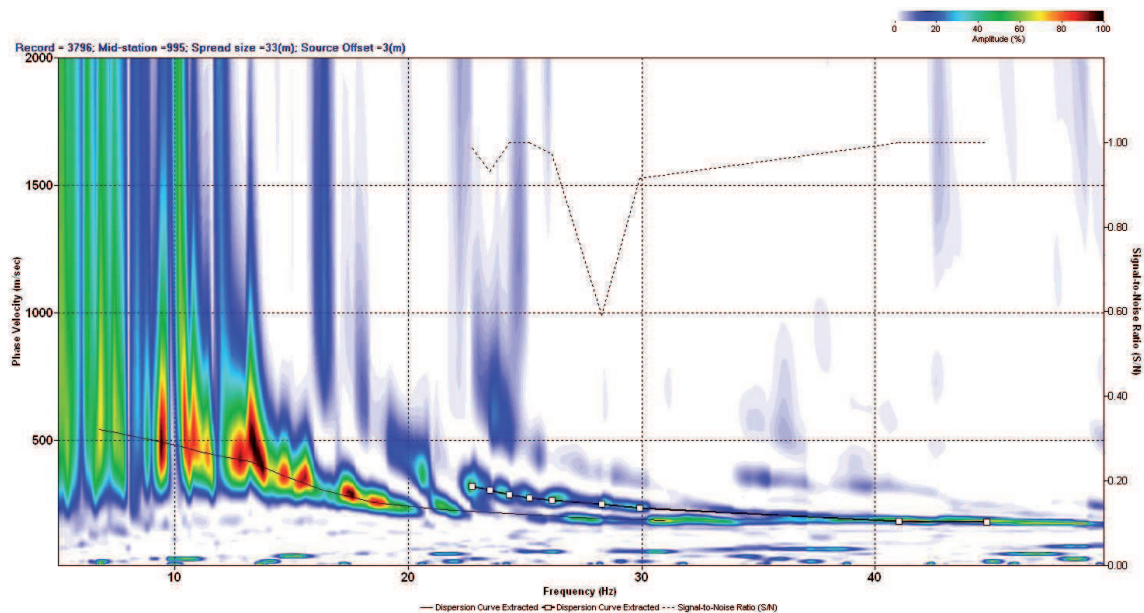
- Documentazione fotografica



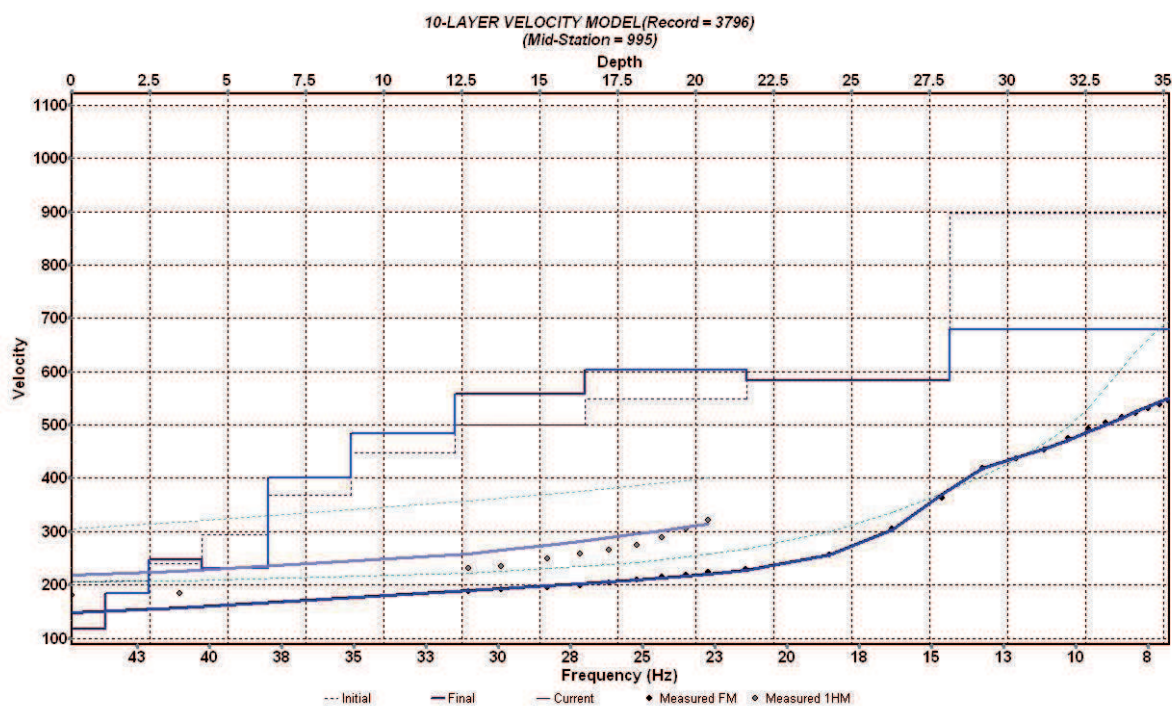
Figura 7.20 - Risultati prova MASW - Sito N. 3.

SITO N. 4

- Curva di dispersione



- Profilo delle velocità delle onde di taglio (V_s)



- Documentazione fotografica



Figura 7.21 - Risultati prova MASW - Sito N. 4.

7.3.2. Misura del microtremore ambientale per determinare il rapporto H/V

Nell'ambito degli studi per la riduzione del rischio sismico, l'approccio numerico fornisce un ulteriore strumento d'indagine. La tecnica più utilizzata per stimare la risposta sismica di un sito in termini di frequenza fondamentale e amplificazione, è quella dei rapporti spettrali orizzontali e verticali HVSr di Nakamura (Langston, 1979; Nakamura, 1989).

Per lo studio degli effetti di sito si usano i rapporti spettrali H/V tra le componenti orizzontali (N, E) e la componente verticale (Z) di ogni stazione (Nakamura, 1989). Questa procedura permette di eliminare gli effetti dovuti alla sorgente. Le principali assunzioni fatte da Nakamura sono che i microtremori derivano da onde Rayleigh e che la componente verticale (V) del noise, nel passare dal bedrock alla superficie, non subisce amplificazione.

Nel dominio delle frequenze, l'amplificazione del suolo dovuta ad una superficie di strato a bassa velocità è data da:

$$H(f) = [h_n(f)^2 + h_u(f)^2]^{1/2} \quad (7.3)$$

Il segnale sismico di sollecitazione (noise ambientale) è dato da vibrazioni a basso contenuto

energetico, indotte nel terreno da cause naturali o artificiali.

Lo studio sugli effetti di sito fornisce, in chiave di spettro di risposta locale, il reale comportamento dei terreni del sito investigato in caso di sisma e, dal confronto con gli spettri di riferimento dell'EC8 (1988), si può verificare quali frequenze vengono notevolmente amplificate per una determinata classe di terreni.

Con l'utilizzo della tecnica di Nakamura si è in grado di determinare con ottima approssimazione la frequenza fondamentale del sito, parametro questo da non sottovalutare per non incorrere in problemi di risonanza con le eventuali strutture da edificare.

La tecnica HVSR permette in primo luogo di valutare la frequenza di vibrazione naturale di un sito. Successivamente, come ulteriore sviluppo, è possibile risalire alla stima del parametro normativo V_{s30} attraverso un processo di inversione del problema iniziale.

Le ipotesi alla base della tecnica sono:

- una concentrazione del contenuto in frequenza localizzato maggiormente in quelle basse (tipicamente al di sotto dei 20 Hz);
- assenza di sorgenti periodiche e/o con contenuto in alte frequenze;
- le sorgenti di rumore sono uniformemente distribuite intorno alla stazione di registrazione.

Se le suddette condizioni sono soddisfatte, la tecnica può essere suddivisa nelle fasi che vengono di seguito illustrate.

- esecuzione di una registrazione del rumore ambientale lungo tre direzioni ortogonali tra loro (x,y,z) con una singola stazione. Tale registrazione deve essere effettuata secondo le indicazioni del progetto SESAME, per una durata non inferiore ai 20 minuti;
- esecuzione di un'operazione detta di windowing, in cui le tre tracce registrate vengono suddivise in finestre temporali di prefissata durata. Secondo le indicazioni del succitato progetto SESAME tale dimensione, detta Long Period, deve essere almeno pari ai 20 secondi. Si ottiene così un insieme di finestre "long" che sono sincronizzate fra le tracce;
- le suddette finestre vengono filtrate in base a dei criteri che permettono di individuare l'eventuale presenza di transienti (disturbi temporanei con grandi contributi nelle frequenze alte) o di fenomeni di saturazione;
- per ciascuna delle finestre rimanenti, quindi ritenute valide, viene valutato lo spettro di Fourier. Quest'ultimo viene sottoposto a tapering e/o liscio secondo una delle

varie tecniche note in letteratura e ritenute all'uopo idonee;

- successivamente si prendono in considerazione gli spettri delle finestre relative alle tracce orizzontali in coppia. Ovvero, ogni spettro di una finestra, per esempio della direzione X, ha il suo corrispettivo per le finestre nella direzione Y, vale a dire che sono relative a finestre temporali sincrone. Per ognuna di queste coppie viene eseguita una somma tra le componenti in frequenza secondo un determinato criterio che può essere, ad esempio, una semplice media aritmetica o una somma euclidea;
- per ciascuna coppia di cui sopra, esiste lo spettro nella direzione verticale Z, ovvero relativo alla finestra temporale sincrona a quelle della coppia. Ogni componente in frequenza di questo spettro viene usato come denominatore nel rapporto con quello della suddetta coppia. Questo permette di ottenere il ricercato rapporto spettrale H/V per tutti gli intervalli temporali in cui viene suddivisa la registrazione durante l'operazione di windowing.

Eseguendo per ciascuna frequenza di tali rapporti spettrali una media sulle varie finestre, si ottiene il rapporto spettrale H/V medio, la cui frequenza di picco (frequenza in cui è localizzato il massimo valore assunto dal rapporto medio stesso) rappresenta la deducibile stima della frequenza naturale di vibrazione del sito.

La strumentazione utilizzata è costituita da un Sismografo DAQLink III con convertitore A/D a 24 bit. Per la ricezione del rumore sismico è stato utilizzato un geofono 3D con frequenza di ricezione 2 Hz.

L'elaborazione dei rapporti spettrali H/V è stata fatta mediante il software "Easy HVSR" sviluppato dalla GeoStru, con una banda di frequenza compresa tra 0.5 e 24 Hz, ovvero, con un intervallo molto più ampio di quello di interesse ingegneristico (tra 1.0 e 10 Hz). Per ogni sito sono state registrate singole serie temporali della durata di 1200 secondi (20 minuti) con un intervallo di campionamento di 2 mmsec.

Le Figure 7.22, 7.23, 7.24 e 7.25 riportano, per ciascuno dei siti denominati come N. 1, 2, 3 e 4, gli spettri dei rapporti H/V con le rispettive frequenze.

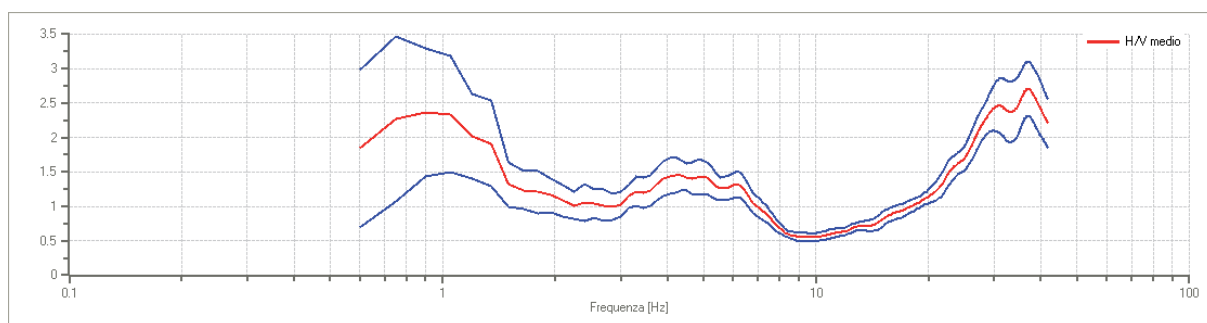


Figura 7.22 - Rapporto spettrale H/V - Sito N. 1.

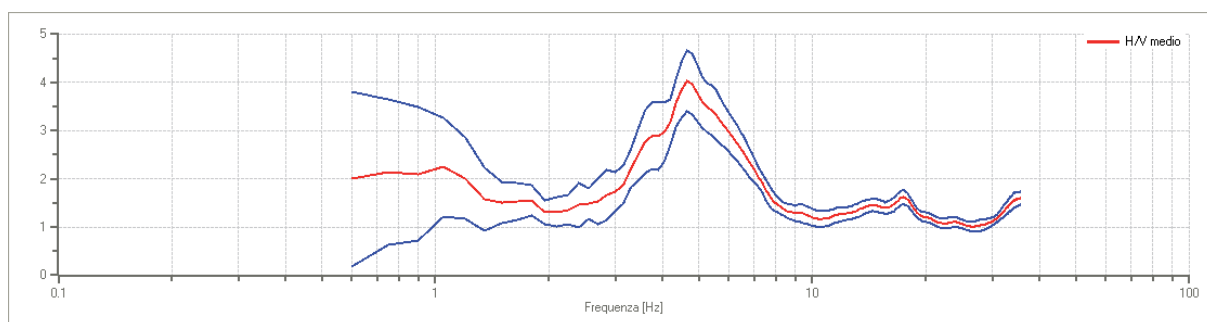


Figura 7.23 - Rapporto spettrale H/V - Sito N. 2.

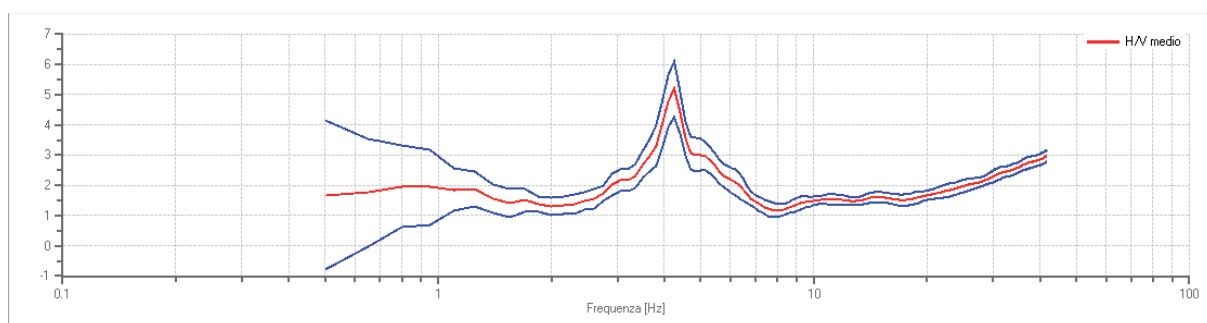


Figura 7.24 - Rapporto spettrale H/V - Sito N. 3.

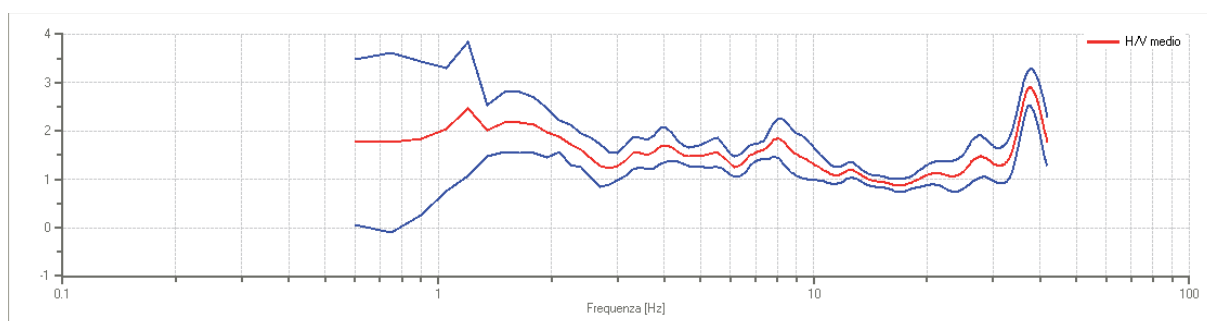


Figura 7.25 - Rapporto spettrale H/V - Sito N. 4.

7.4 Caratterizzazione dinamica dei terreni

La caratterizzazione geotecnica dei litotipi che riguardano i quattro siti oggetto del presente studio, è avvenuta attraverso le risultanze dei sondaggi censiti nella banca dati di cui al **paragrafo 2.3** del **Capitolo 2**, ed in modo particolare di quelli realizzati dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile nell’ambito della Microzonazione Sismica ex OPCM 3278/2003 denominati nei paragrafi precedenti come S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7 (**Figura 7.6**). Tali risultanze sono pubblicate nel dvd “*Microzonazione sismica del centro abitato di Santa Venerina*”, Gangemi Editore, a cura del DRPC, anno 2014.

I sondaggi in argomento 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*”.

Su 14 campioni di roccia prelevati dai sondaggi S1, S4 e S6, di cui 2 indisturbati (Sondaggi S1 e S4), al fine di determinare le proprietà fisiche e meccaniche, sono state effettuate specifiche analisi geotecniche presso il laboratorio di geotecnica del Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell’Università di Catania. I principali dati identificativi, unitamente alle risultanze tecniche di laboratorio, relativi ai provini sopra citati, sono sintetizzati nelle **Tabelle 7.1, 7.2 e 7.3**.

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROFONDITÀ (m)	FOTO	γ (KN/mc)
S1	I1	4,00		17,69
S1	R1	9,60		12,58

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

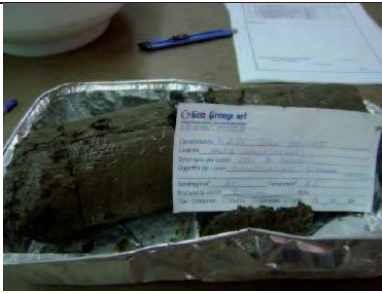
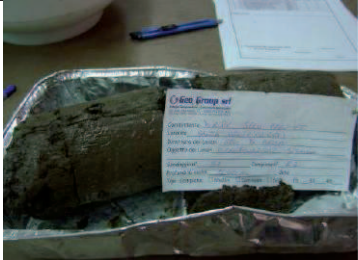
S1	R2	14,00		15,85
S1	R3	16,00		15,82
S1	R4	19,30		18,40

Tabella 7.1 – Dati identificativi dei campioni di roccia prelevati dal Sondaggio S1
(in corrispondenza del Sito N. 4).

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROFONDITÀ (m)	FOTO	γ (KN/mc)
S4	I1	4,00		18,1
S4	R1	4,00		19,2

Capitolo 7 – Studi geologici di dettaglio nel centro abitato di Santa Venerina
per la valutazione della Risposta Sismica Locale

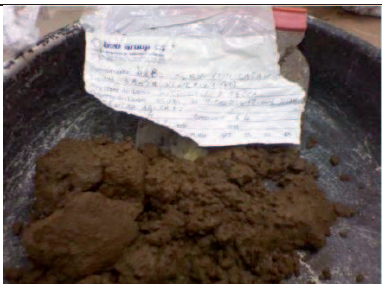
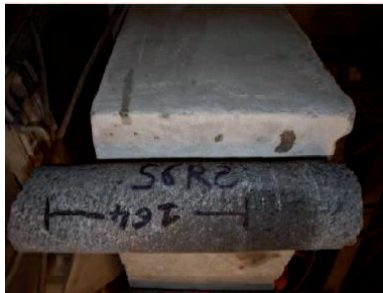
S4	R2	73,50		19,8
S4	R3	75,00		18,5
S4	R4	82,00		18,4

Tabella 7.2 – Dati identificativi dei campioni di roccia prelevati dal Sondaggio S4.

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROFONDITÀ (m)	FOTO	γ (KN/mc)
S6	R1	7,00		18,7
S6	R2	13,00	Mm2 	Carico di rottura $F = 258,7$ KN; Resistenza a compressione $R = F/A = 48,6$ N/mm ²

S6	R3	15,80		Carico di rottura $F = 854,9 \text{ KN}$; Resistenza a compressione $R = F/A = 158,5 \text{ N/mm}^2$
S6	R4	21,80		14,47

Tabella 7.3 – Dati identificativi dei campioni di roccia prelevati dal Sondaggio S6
(in corrispondenza del Sito N. 1).

Ai fini delle elaborazioni numeriche per la valutazione della RSL nei quattro siti scelti come campione, sono state considerate le risultanze della prova di colonna risonante effettuata su N. 3 campioni indisturbati (Sondaggi S1, S4 e S6bis – sondaggio gemello del S6 realizzato per la prova Down - Hole).

La prova dinamica di colonna risonante (RCT) consente la misura della 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 V_s e, quindi, al modulo di taglio G ; dalla misura delle rotazioni del provino si ricava la deformazione tangenziale γ .

Gli obiettivi della prova consistono nel:

- determinare il modulo di taglio ed il rapporto di smorzamento iniziali (G_0 , D_0), ovvero a piccoli livelli deformativi;
- 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 $G\text{-log}(\gamma)$ e $D\text{-log}(\gamma)$ dei campioni indisturbati sopra citati (**Tabelle 7.4, 7.5 e 7.6**).

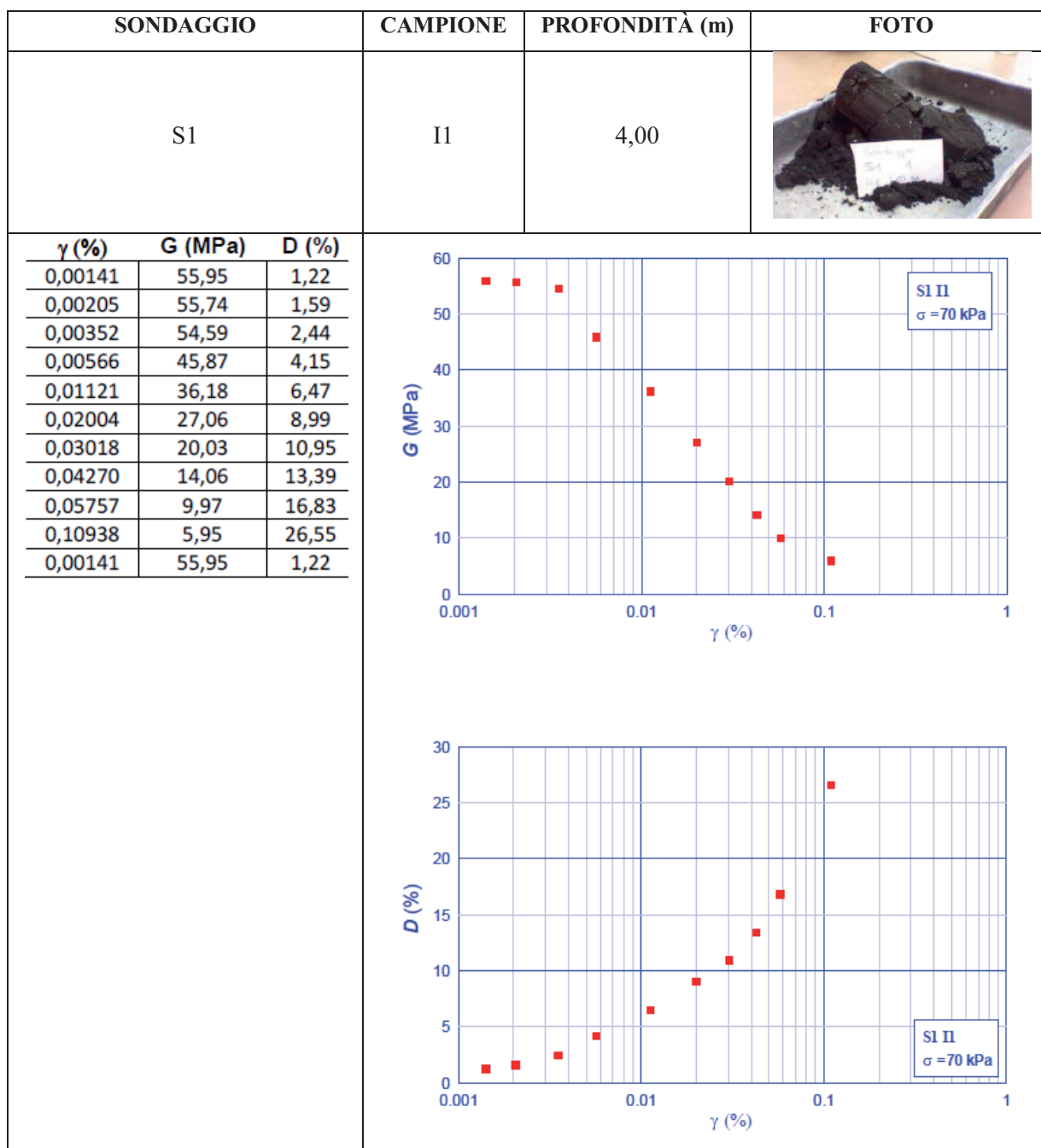


Tabella 7.4 – Grafici $G\text{-log}(\gamma)$ e $D\text{-log}(\gamma)$ relativi al campione I1 del sondaggio S1 (Sito N. 4).

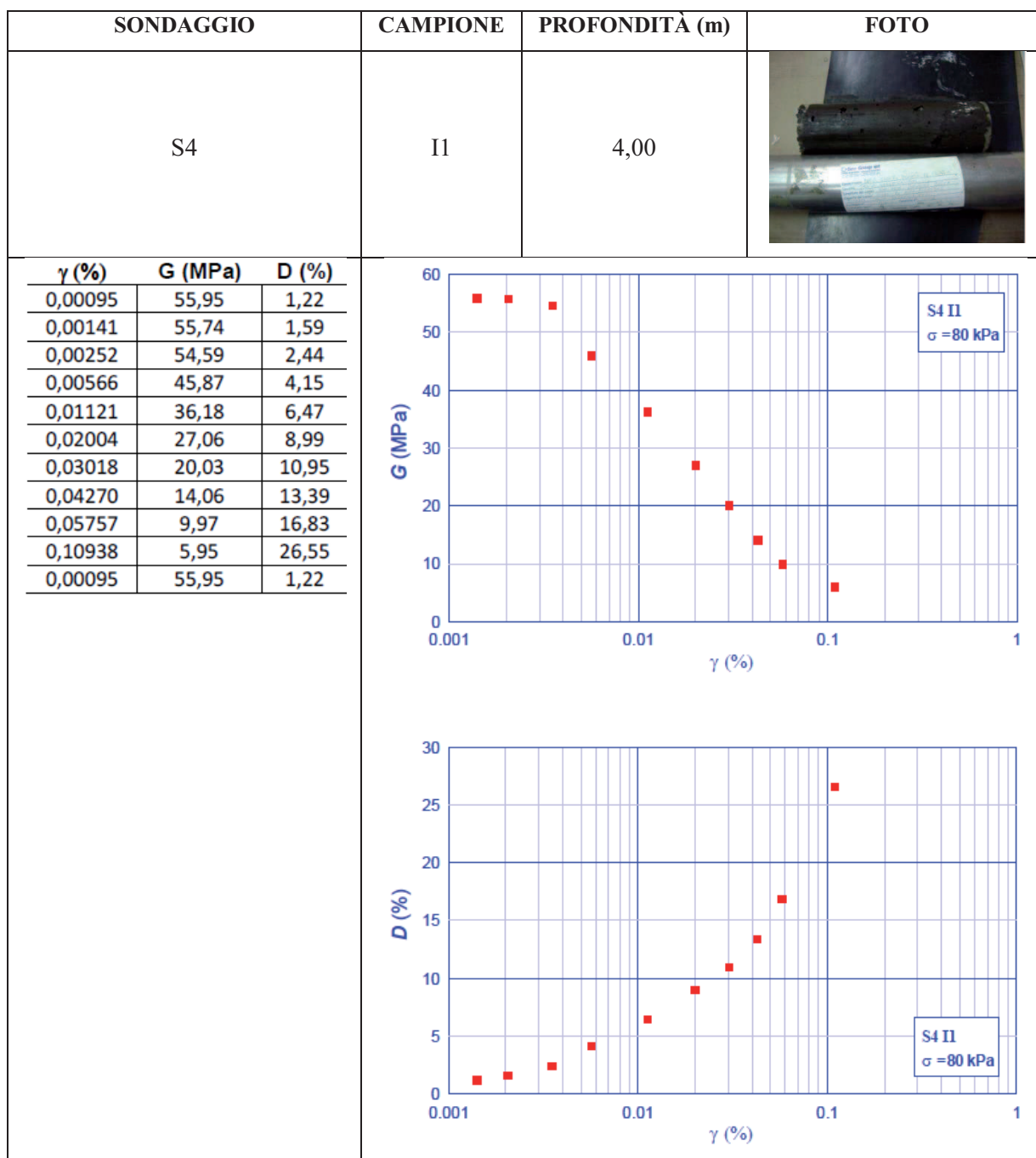


Tabella 7.5 – Grafici G-log(γ) e D-log(γ) relativi al campione I1 del sondaggio S4.

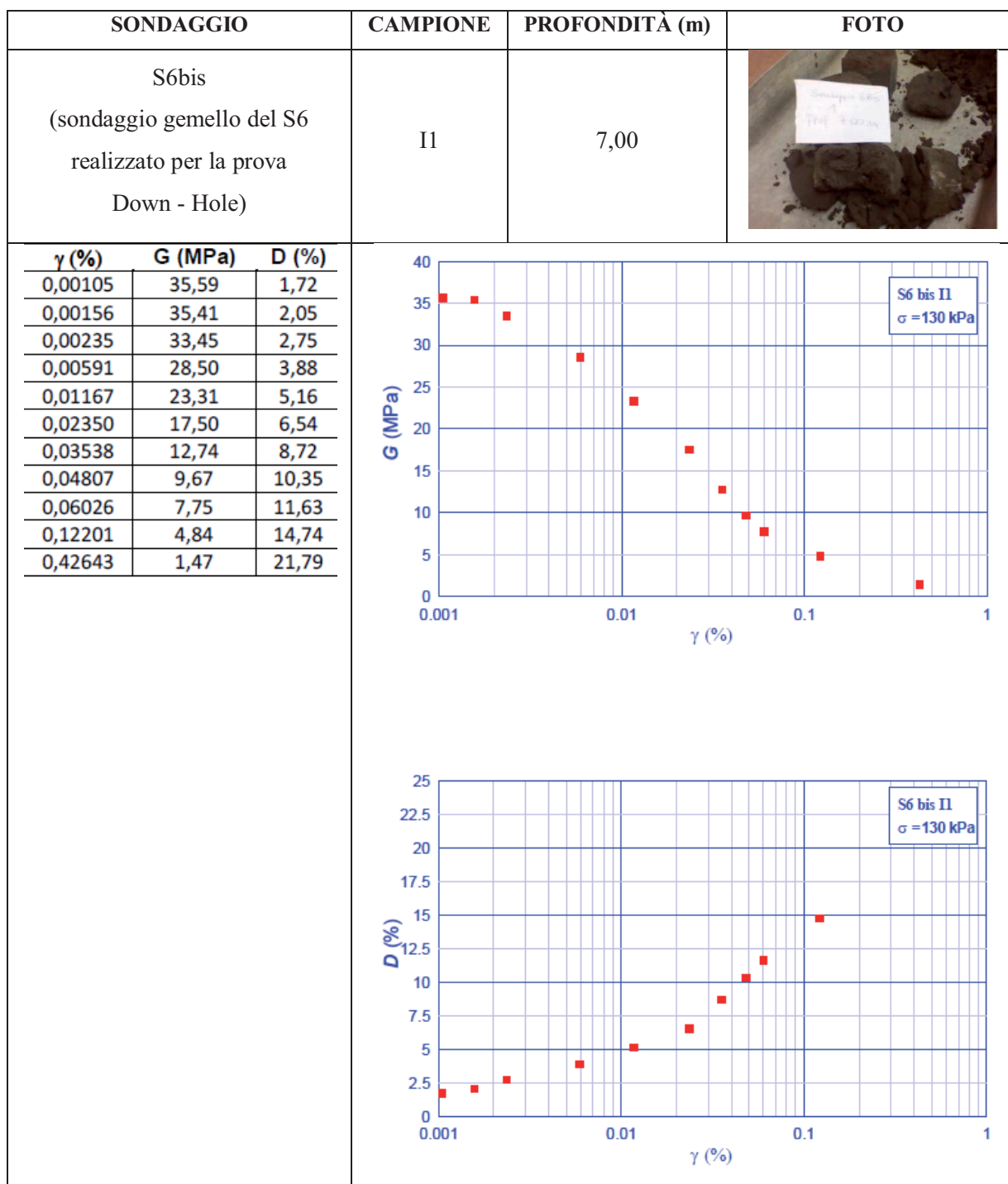


Tabella 7.6 – Grafici G-log(γ) e D-log(γ) relativi al campione I1 del sondaggio S6bis.

7.5 Dati di input e risposta in superficie

Uno degli aspetti da considerare per la valutazione dei possibili effetti di amplificazione sismica in superficie, è la posizione del bedrock, inteso come lo strato caratteristico con velocità di propagazione delle onde di taglio V_s maggiore o uguale a $750 \div 800$ m/sec.

Nel caso in questione, dall'esame del profilo stratigrafico e dai risultati della prova MASW per ciascuno dei quattro siti (**Figura 7.26a, 7.26b, 7.26c e 7.26d**), si evince che il bedrock può essere posizionato alle seguenti profondità per ciascun sito:

- Sito N. 1 bedrock – 15 metri;
- Sito N. 2 bedrock – 17,5 metri;
- Sito N. 3 bedrock – 24 metri;
- Sito N. 4 bedrock – 28 metri.

L'analisi della risposta sismica in superficie mediante il codice di calcolo STRATA, è stata condotta ipotizzando il bedrock posto alle profondità sopra indicate.

L'input sismico è una registrazione su roccia effettuata a Sortino (SR) relativa al terremoto di Santa Lucia che ha colpito la Sicilia orientale il 13 dicembre del 1990.

Studi precedenti (Rovelli et al., 1991; Frenna e Maugeri, 1995) hanno evidenziato come nel caso di questo terremoto abbiano giocato un ruolo determinante i fenomeni di amplificazione della RSL.

La **Figura 7.27** riporta l'accelerogramma del terremoto di Santa Lucia utilizzato come input sismico.

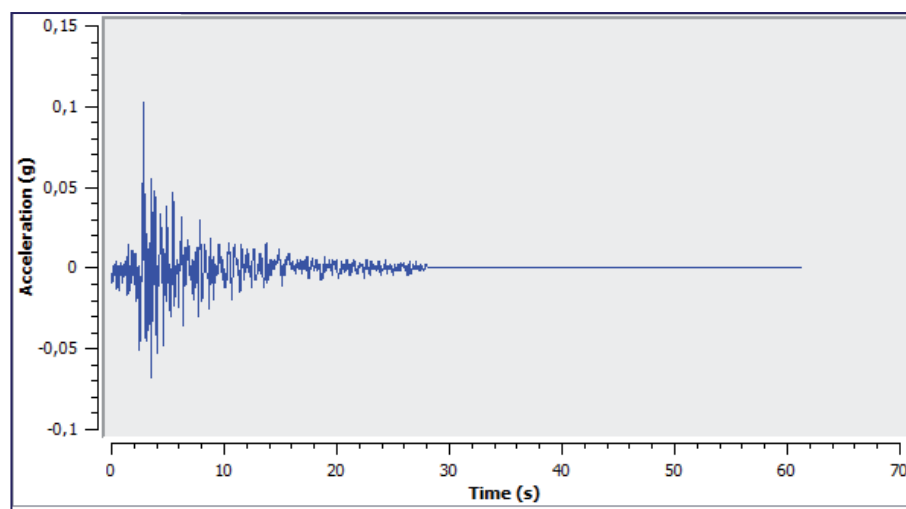


Figura 7.27 – Registrazione su roccia relativa al terremoto di Santa Lucia del 13/12/1990.

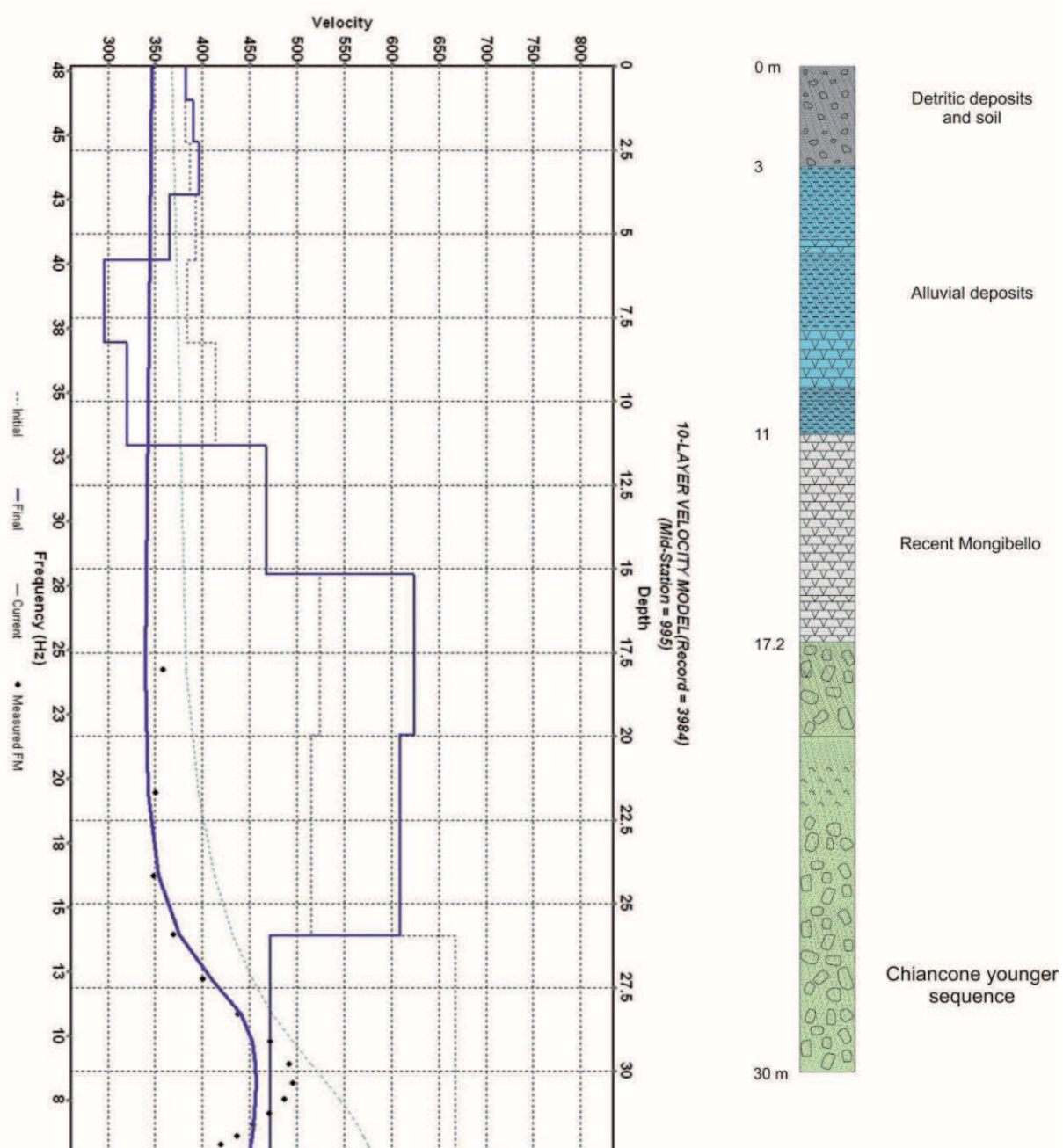


Figura 7.26a – Profilo delle velocità delle onde di taglio V_s e profilo stratigrafico in corrispondenza del Sito N. 1.

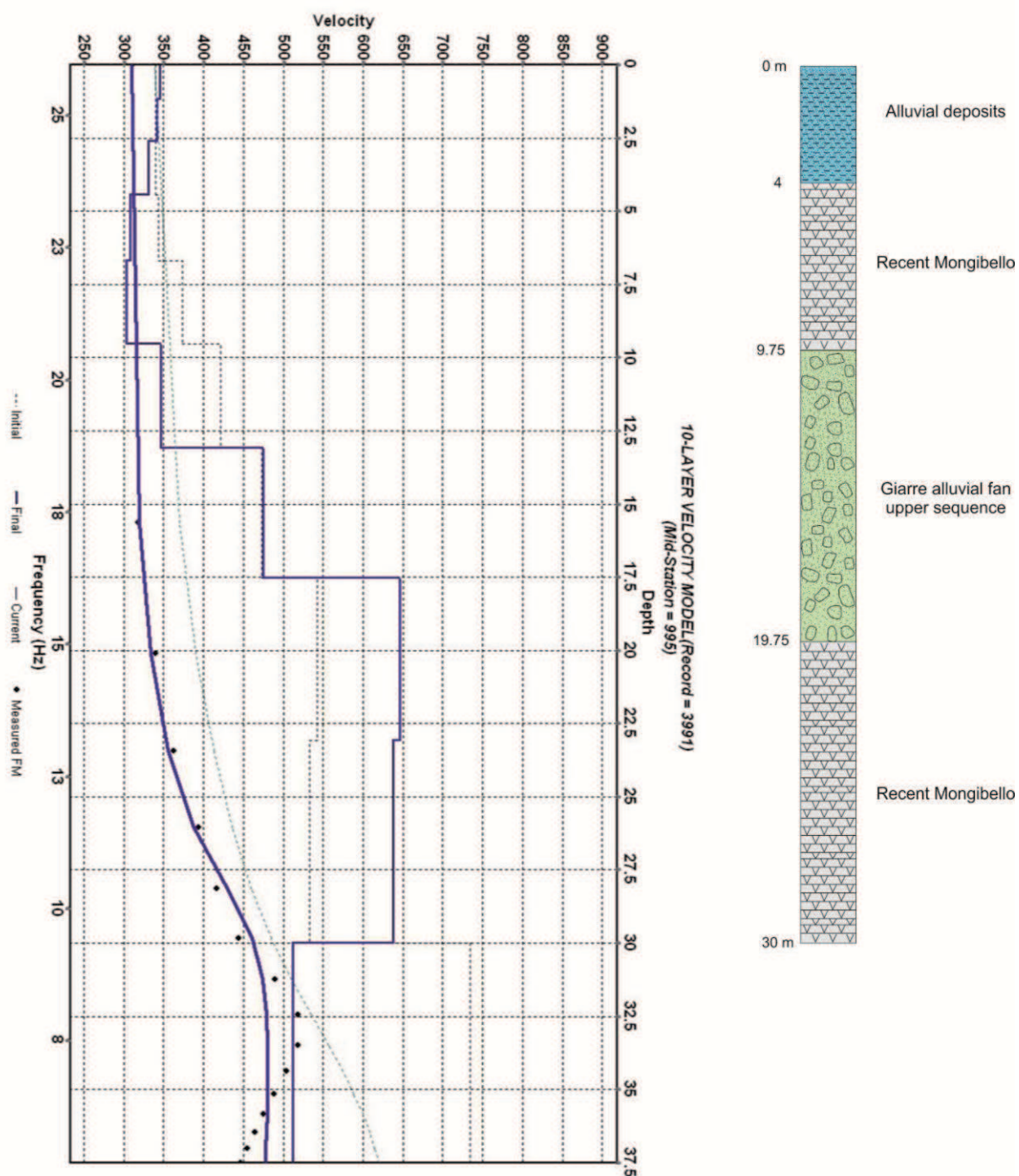


Figura 7.26b – Profilo delle velocità delle onde di taglio V_s e profilo stratigrafico in corrispondenza del Sito N. 2.

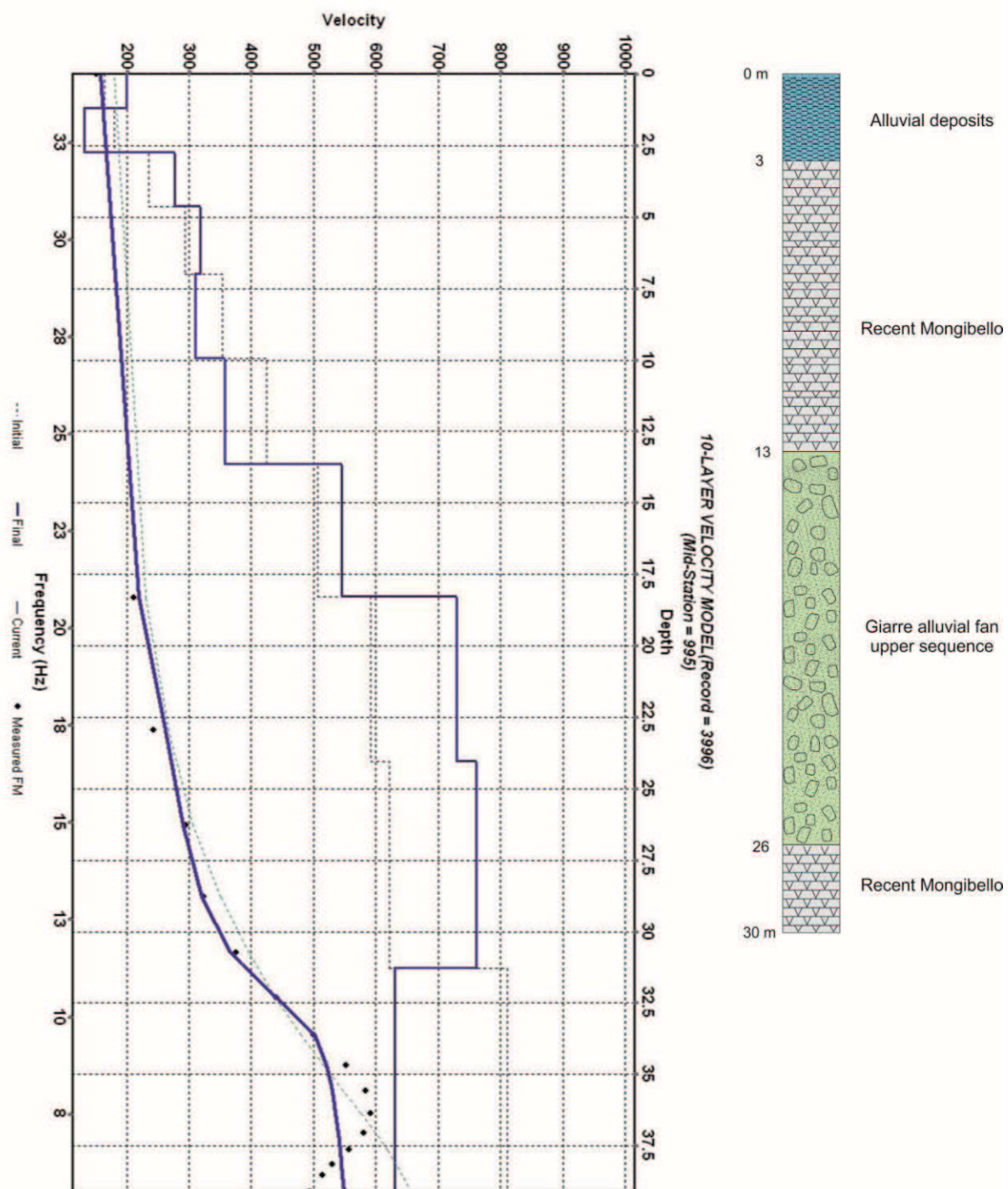


Figura 7.26c – Profilo delle velocità delle onde di taglio V_s e profilo stratigrafico in corrispondenza del Sito N. 3.

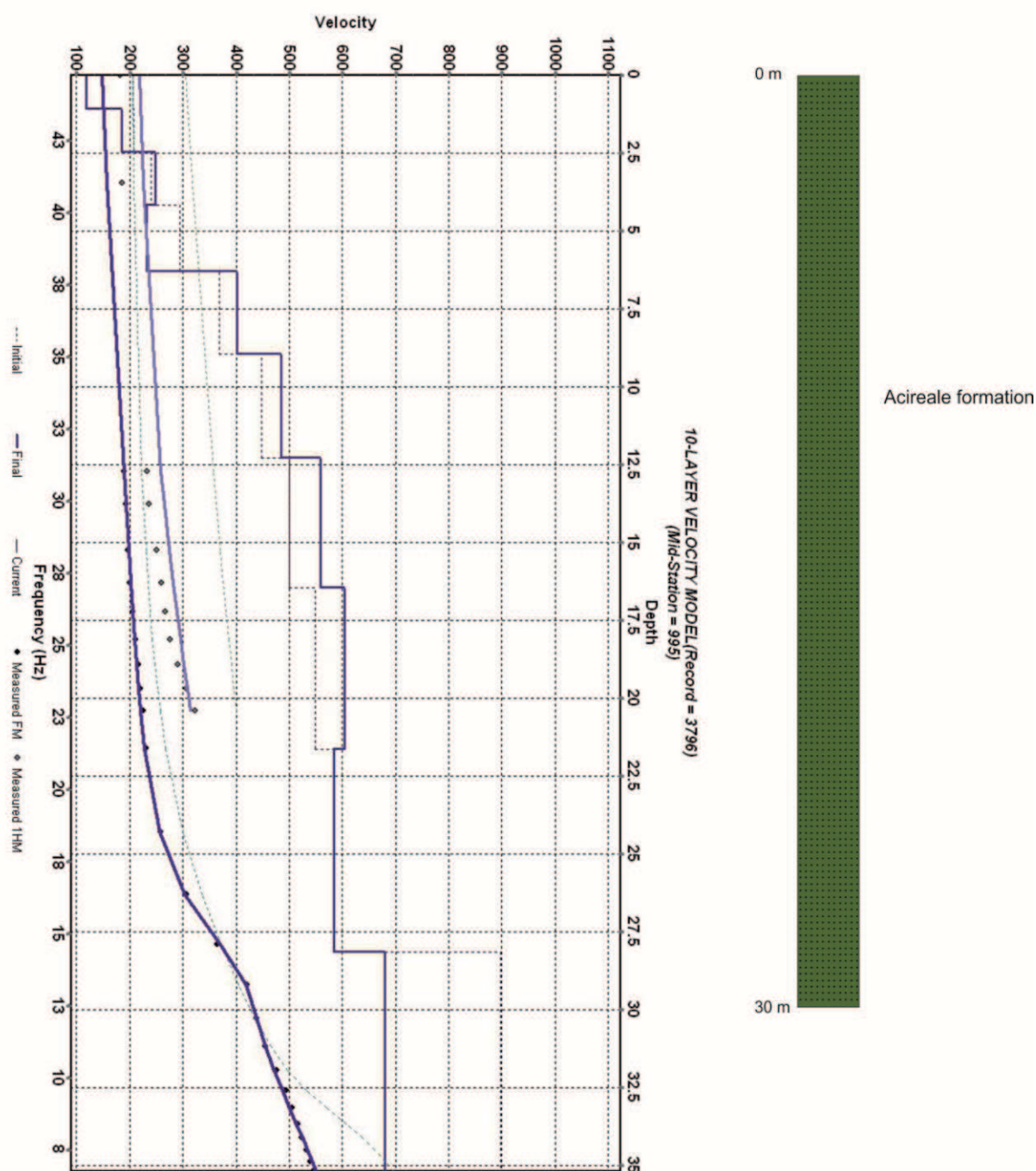


Figura 7.26d – Profilo delle velocità delle onde di taglio V_s e profilo stratigrafico in corrispondenza del Sito N. 4.

I risultati delle elaborazioni numeriche relative alla risposta sismica per ciascun sito in studio, sono riportati nelle successive **Figure 7.28, 7.29, 7.30 e 7.31** in termini di profilo delle accelerazioni massime, di accelerogramma della risposta in superficie e come rapporto di

amplificazione tra superficie e bedrock.

SITO N. 1

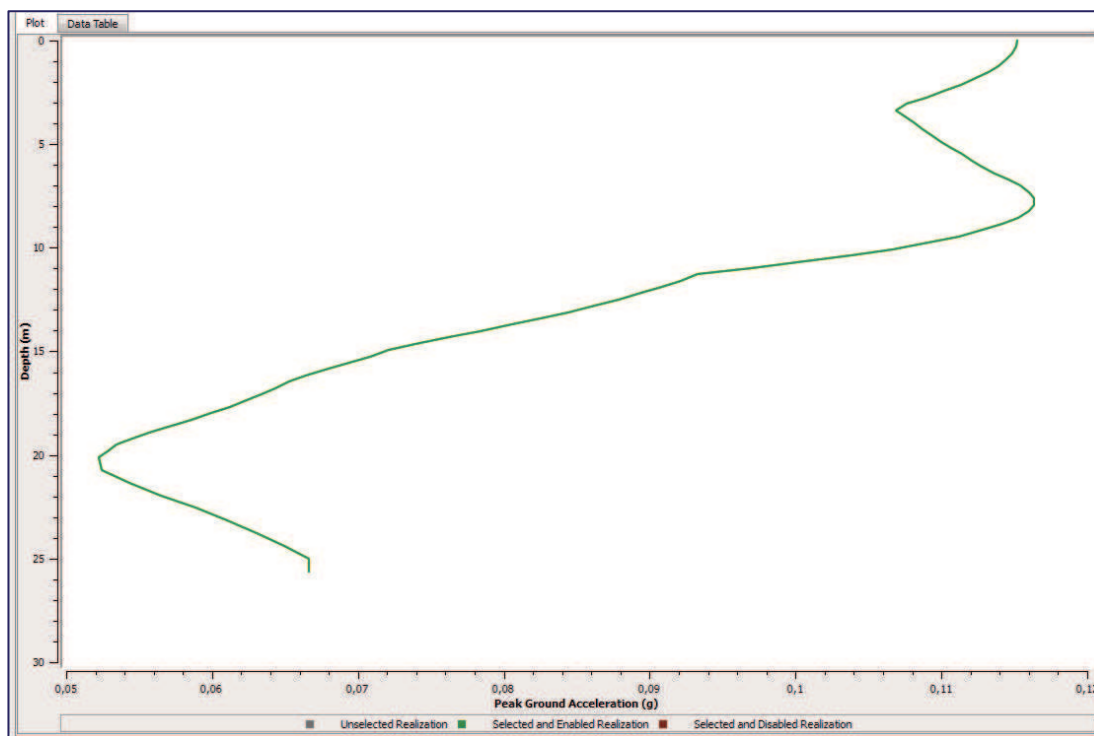


Figura 7.28a – Profilo delle accelerazioni massime in corrispondenza del Sito N. 1.

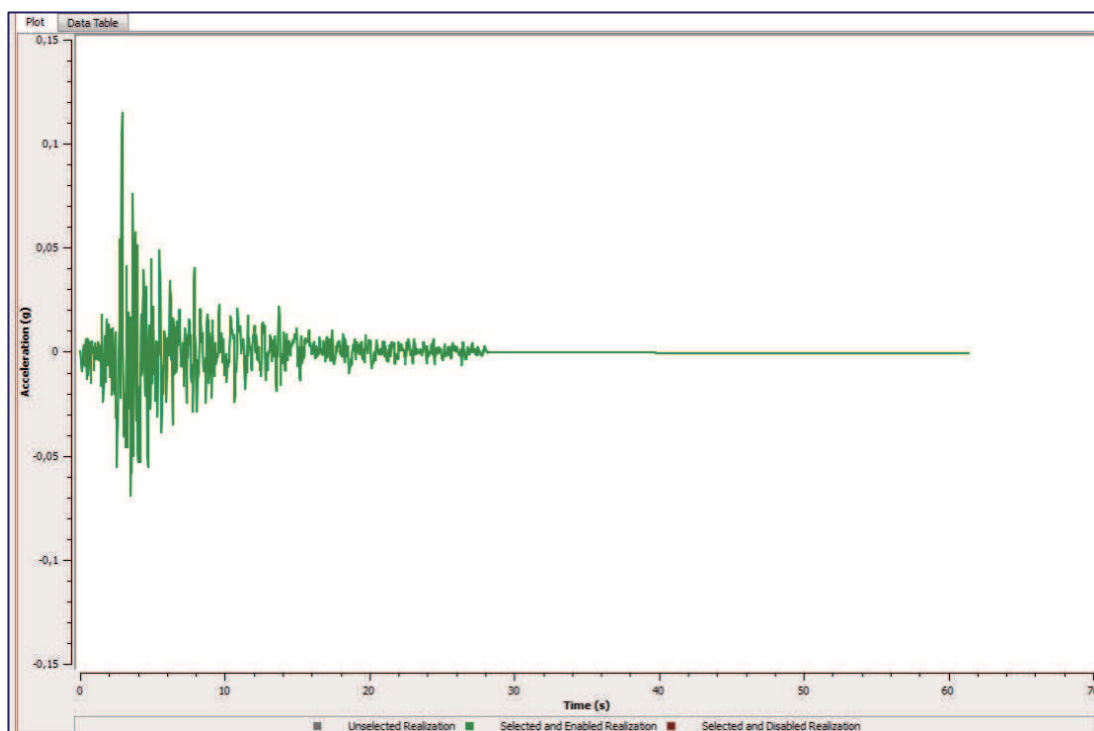


Figura 7.28b – Accelerogramma della risposta in superficie in corrispondenza del Sito N. 1.

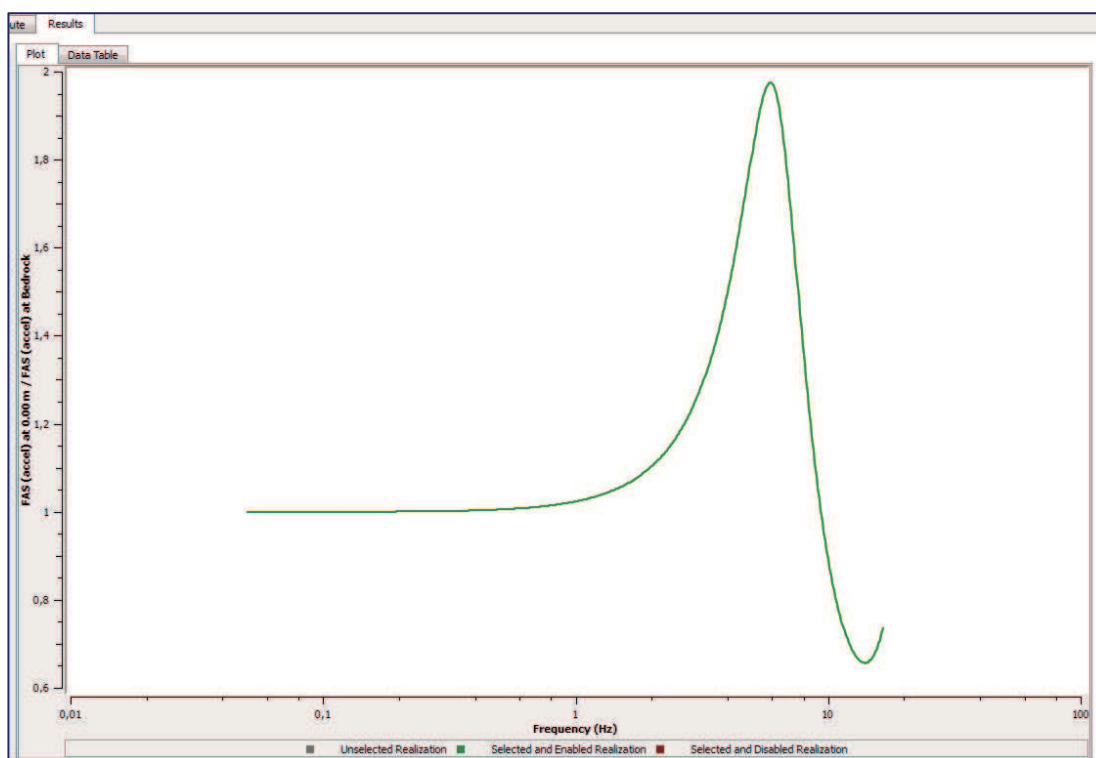


Figura 7.28c – Funzione di amplificazione tra superficie e strato rigido in corrispondenza del Sito N. 1.

SITO N. 2

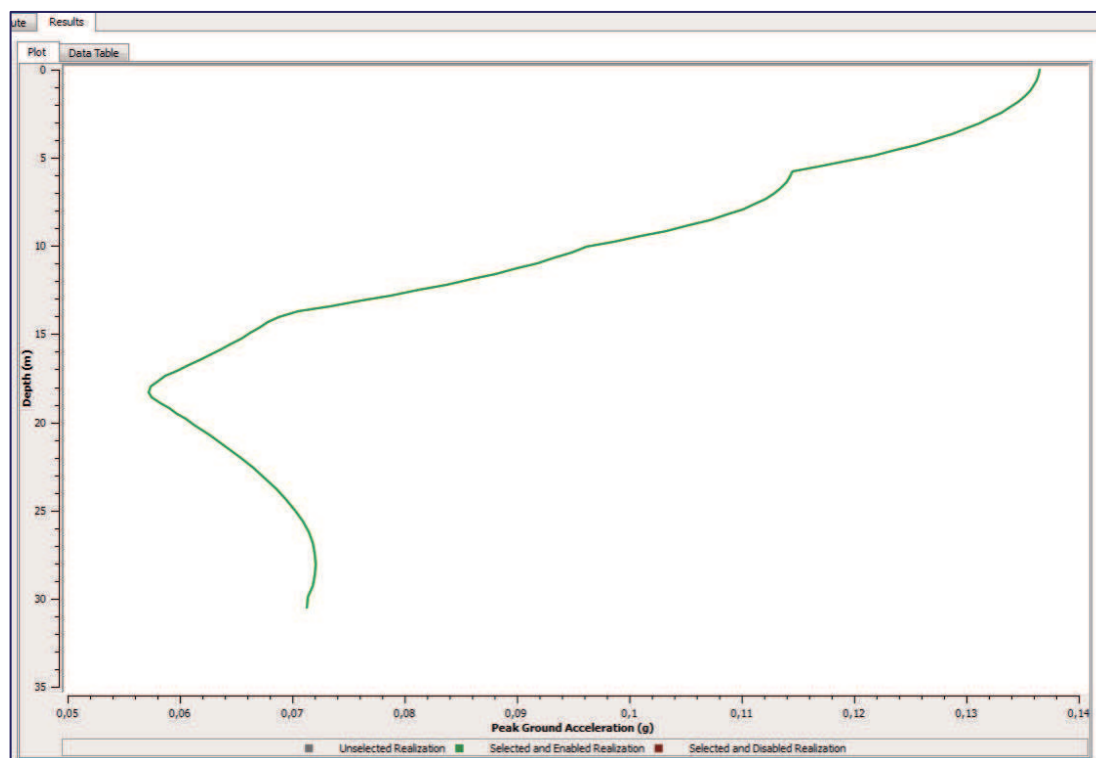


Figura 7.29a – Profilo delle accelerazioni massime in corrispondenza del Sito N. 2.

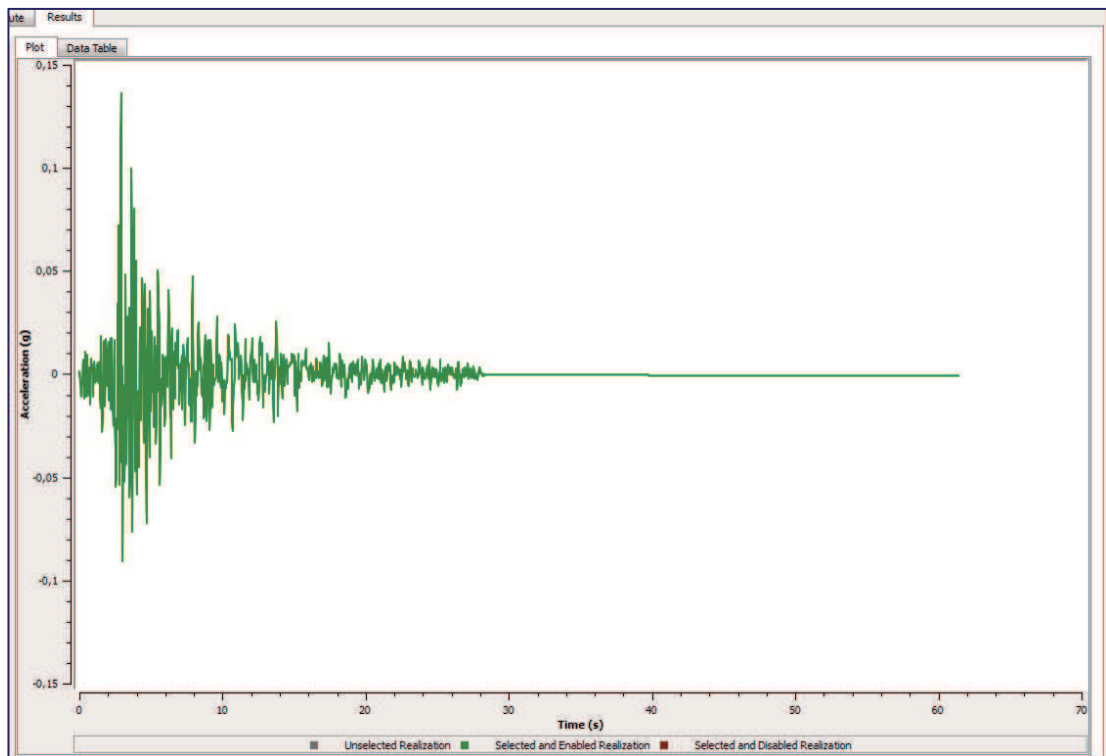


Figura 7.29b – Accelerogramma della risposta in superficie in corrispondenza del Sito N. 2.

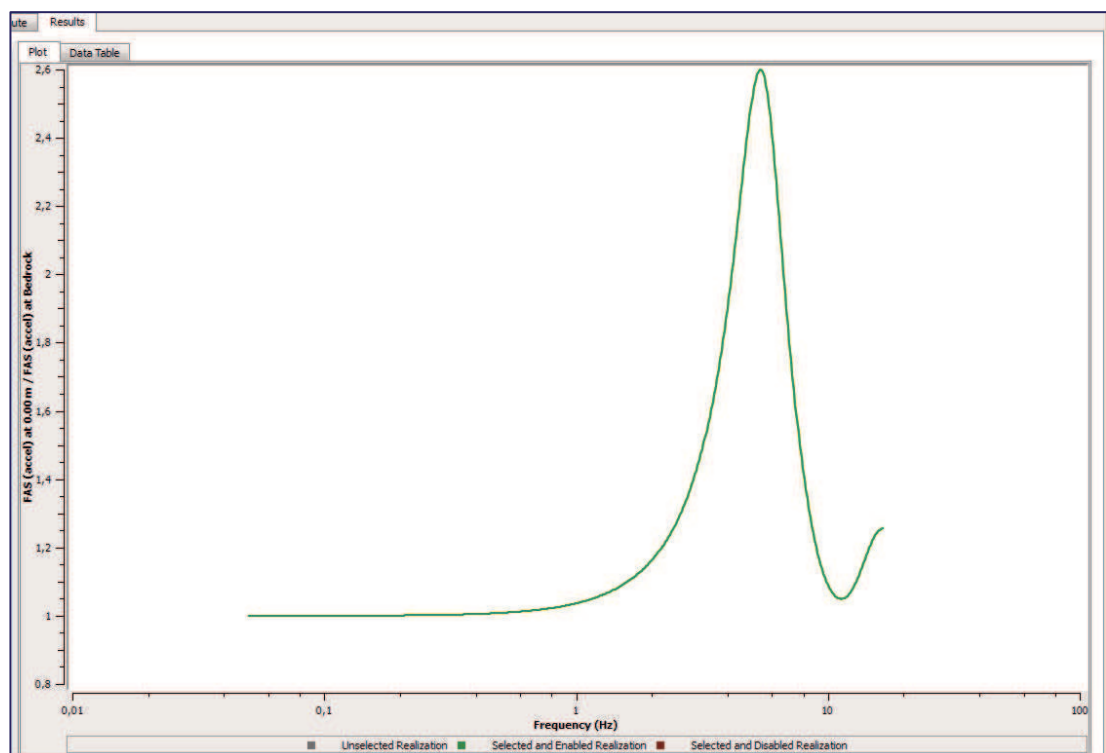


Figura 7.29c – Funzione di amplificazione tra superficie e strato rigido in corrispondenza del Sito N. 2.

SITO N. 3

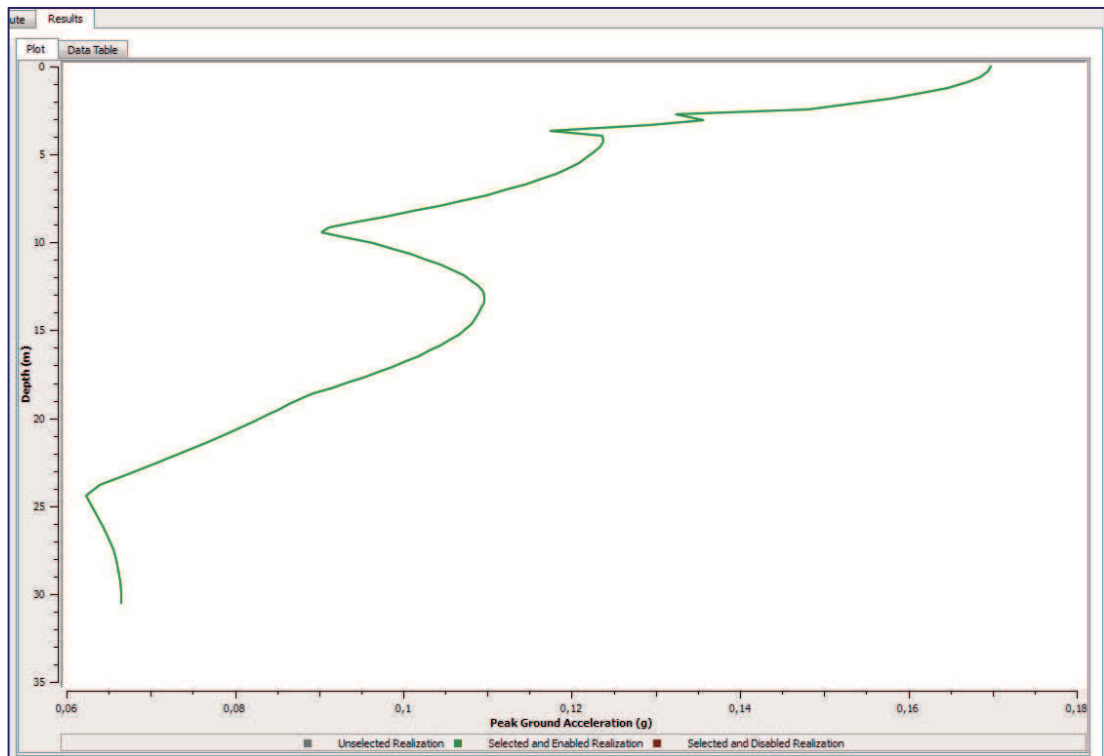


Figura 7.30a – Profilo delle accelerazioni massime in corrispondenza del Sito N. 3.

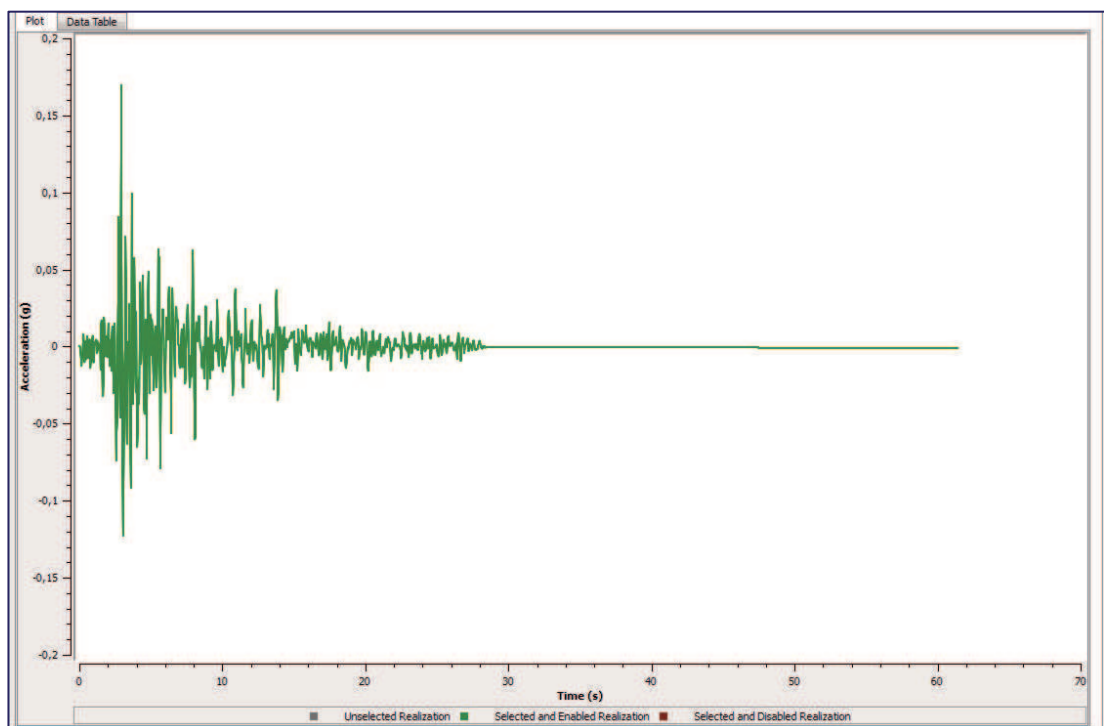


Figura 7.30b – Accelerogramma della risposta in superficie in corrispondenza del Sito N. 3.

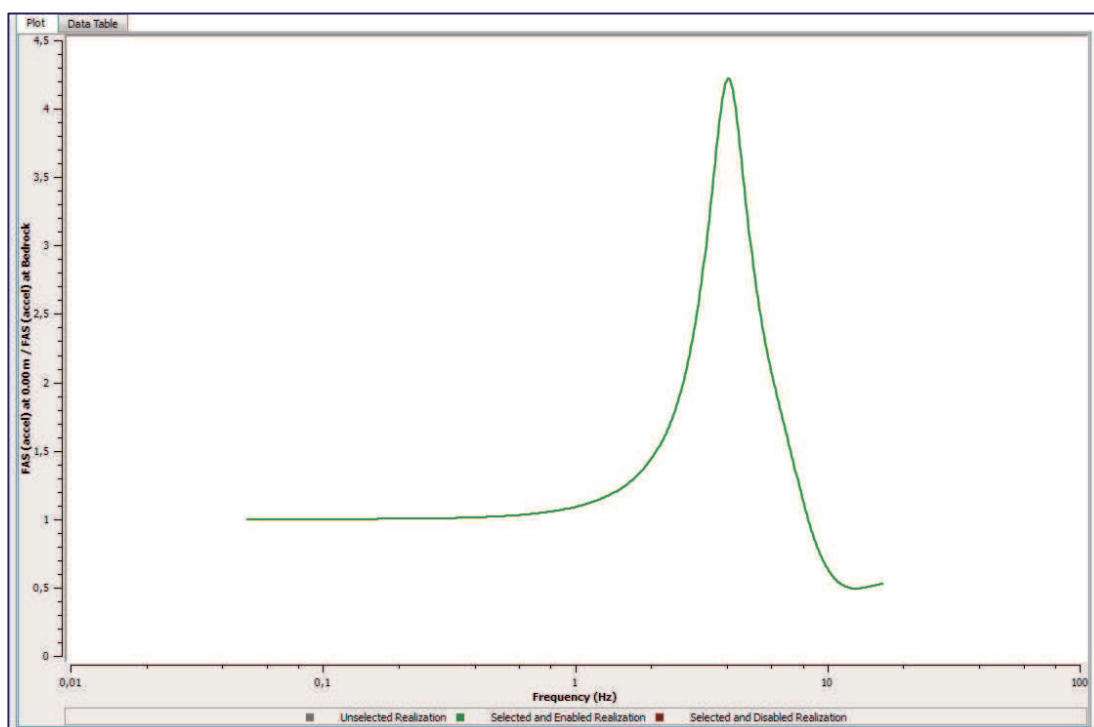


Figura 7.30c – Funzione di amplificazione tra superficie e strato rigido in corrispondenza del Sito N. 3.

SITO N. 4

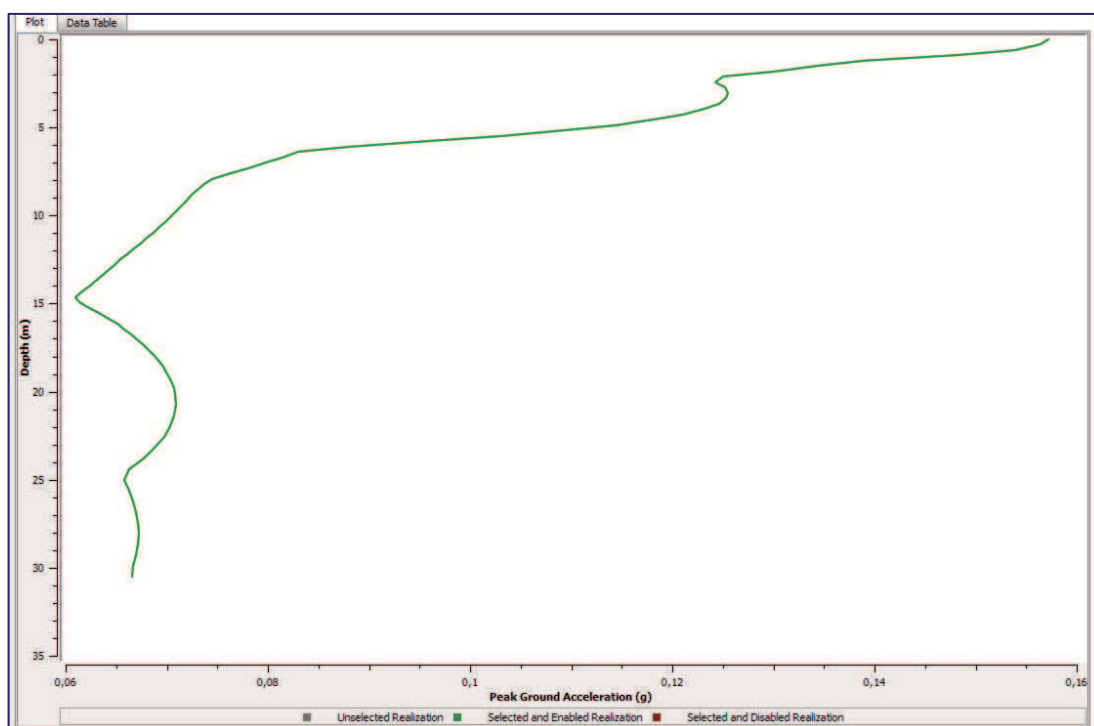


Figura 7.31a – Profilo delle accelerazioni massime in corrispondenza del Sito N. 4.

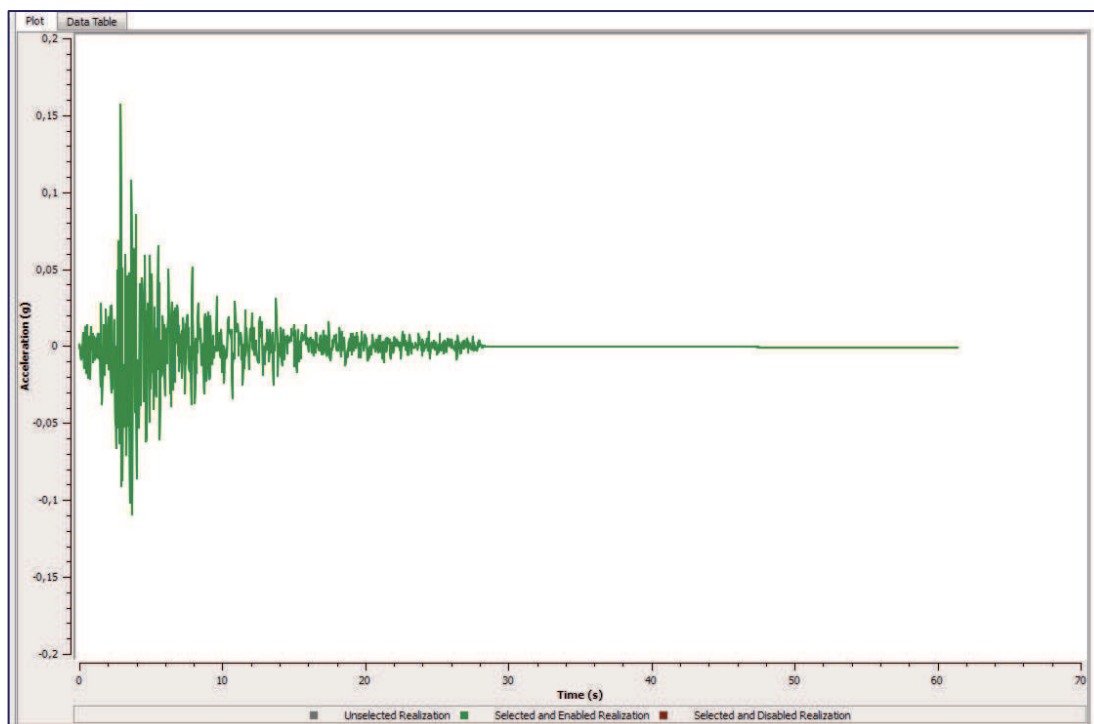


Figura 7.31b – Accelerogramma della risposta in superficie in corrispondenza del Sito N. 4.

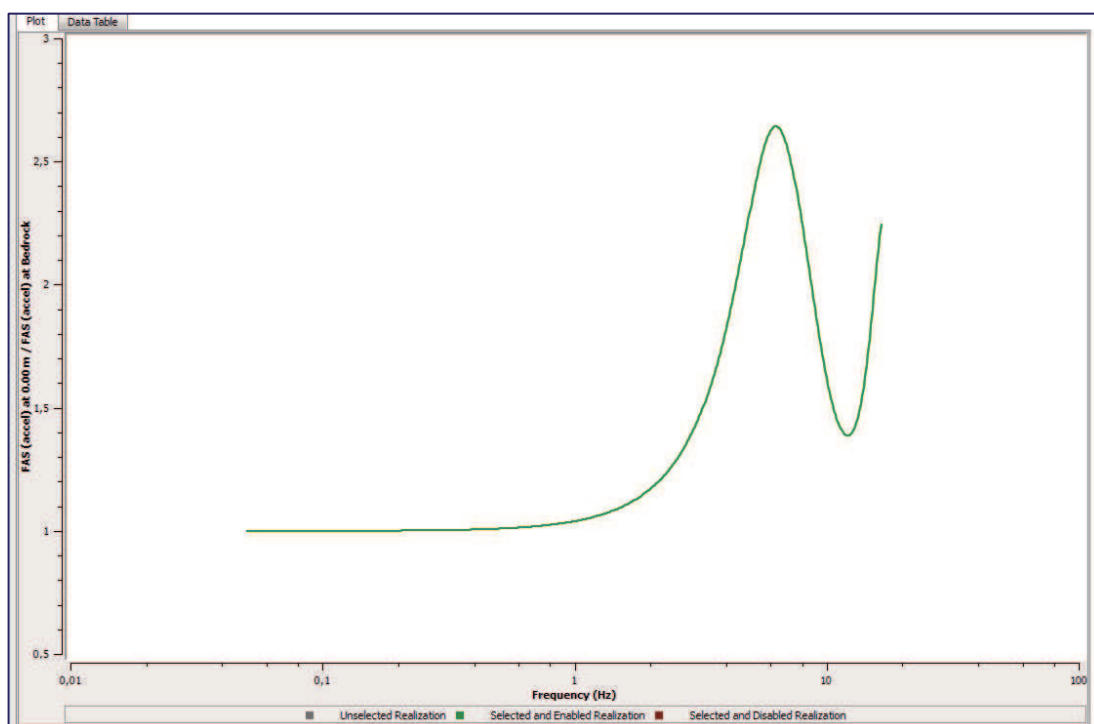


Figura 7.31c – Funzione di amplificazione tra superficie e strato rigido in corrispondenza del Sito N. 4.

I valori massimi dell'accelerazione (PGA) ottenuti in superficie sono pari, rispettivamente, a 0.115g per il Sito N. 1, 0.14g per il Sito N. 2, 0.17g per il Sito N. 3 e 0.16g per il Sito N. 4.

La possibilità di usufruire sia di prove geognostiche dirette che di laboratorio ha permesso un'affidabile caratterizzazione dei terreni e di definire il modello di sottosuolo per la successiva valutazione della RSL e degli effetti di amplificazione sismica.

Confrontando i grafici dei rapporti spettrali H/V (**Figure 7.22, 7.23, 7.24 e 7.25**) con la funzione di amplificazione determinata per ciascun sito dopo l'analisi numerica (**Figure 7.28c, 7.29c, 7.30c e 7.31c**), emerge una significativa amplificazione sismica nei Siti N. 2 e N. 3. Ciò si può spiegare per la presenza di un significativo contrasto di impedenza tra il bedrock ed i terreni di copertura costituiti da depositi alluvionali, vulcanoclastiti e lave fratturate con basse velocità delle onde di taglio V_s .

Tale studio, inoltre, ha evidenziato l'importanza della modellazione geologico - geotecnica per la comprensione delle problematiche connesse alla valutazione della RSL, attività questa indispensabile per un'affidabile analisi della pericolosità e del rischio sismico del territorio.

7.6 Approccio semplificato per la stima della RSL

In via speditiva, al fine di stimare la risposta di sito dell'area del centro abitato di Santa Venerina, si è proceduto valutando l'impedenza sismica IS degli strati più superficiali, generalmente meno rigidi dei sottostanti, fissando in prima ipotesi la profondità massima dei terreni di copertura a 10 metri che, in tale area, approssimativamente comprende il pacchetto maggiormente influente sulle strutture dal punto di vista ingegneristico.

L'impedenza sismica IS è un parametro che si calcola attraverso la seguente formula:

$$IS = V_s * \gamma \quad (7.4)$$

in cui V_s (m/sec) è la velocità delle onde di taglio e γ (kN/mc) è il peso dell'unità di volume.

L'impedenza sismica IS è strettamente legata all'amplificazione sismica locale; infatti l'incidenza dei danni tende a diminuire all'aumentare di tale parametro.

Si è proceduto preliminarmente ad analizzare le risultanze dei sondaggi censiti nella banca dati del DRPC, ricadenti nel centro abitato di Santa Venerina (DRPC, <http://sit.protezionecivilesicilia.it>, <http://webgis.protezionecivilesicilia.it/mswebgis>), purché corredati di prova sismica in foro di tipo Down - Hole. Successivamente è stata calcolata la

velocità media delle onde V_s all'interno degli strati compresi nei primi 10 metri di profondità. Il valore di γ degli strati attraversati è stato determinato tenendo conto del litotipo di appartenenza, attribuendo un diverso valore in funzione della caratterizzazione geotecnica adottata nell'area in esame nel corso di precedenti studi (*"Microzonazione sismica del centro abitato di Santa Venerina"*, Gangemi Editore, a cura del DRPC, anno 2014) da ricercatori del Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale dell'Università di Catania. I parametri di ciascun litotipo sono riportati nella **Tabella 7.7**.

LITOTIPO	SIGLA	V_s (m/sec)	γ (kN/mc)
Terreno vegetale.	TV	100÷200	17÷19
Riparto.	R	100÷200	17÷19
Sabbia vulcanica; sabbia fine.	SV	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 rifiata; 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 vacuolare; basalto mediamente compatto poco vacuolare.	E	1100÷1500	22÷24
Basalto compatto mediamente fratturato; poco vacuolare e a tratti fratturato; 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

Tabella 7.7 – Caratterizzazione geotecnica dei litotipi attraversati dai sondaggi e relativi valori di V_s e γ (*Microzonazione sismica del centro abitato di Santa Venerina*, Gangemi Editore, a cura del DRPC, anno 2014).

Al fine di poter stimare il valore di γ rappresentativo dei primi 10 metri di profondità è stata calcolata la media ponderata tra i valori degli strati attraversati, tenendo conto del relativo spessore.

La **Tabella 7.8** sintetizza per ciascun foro di sondaggio i valori di V_s , γ e dell'impedenza sismica IS determinata attraverso la relazione (7.4).

N. Sondaggio	V_s media (m/sec) (prof. max 10 metri)	γ (kN/mc)	IS [(m/sec)*(kN/mc)]
141	469,92	20,45	9609,89
149	325,60	20,73	6749,66
150	254,32	19,01	4834,67
172	354,60	19,12	6779,99
180	212,59	19,3	4102,95
185	327,63	20,62	6755,77
186	269,94	20,3	5479,86
189	339,60	22,11	7508,644
190	335,06	19,01	6369,45
192	364,03	20,77	7560,82
197	467,11	18,44	8613,58
204	436,83	20,23	8837,03

Tabella 7.8 – Valori dei parametri V_s e γ per ciascun foro di sondaggio e della corrispondente impedenza sismica IS , tenendo conto degli strati ricadenti nei primi 10 metri di profondità.

I valori di IS così ottenuti sono stati successivamente elaborati attraverso un processo di interpolazione, ottenendo una mappa dell'impedenza sismica IS (**Figura 7.32**).

Dal momento che questo approccio ha fornito risultati attendibili in quanto confrontabili con i danni censiti a Santa Venerina a seguito del sisma del 2002, si è deciso di approfondirlo con un'analisi più dettagliata.

Considerato che il sottosuolo etneo è caratterizzato dalla presenza di discontinuità sia verticali che orizzontali, con ripetute inversioni di velocità, anche entro profondità limitate, l'individuazione del bedrock talvolta risulta molto difficile e complessa. Per tale motivo in ciascuno dei fori di sondaggio considerati (ved. **Tabella 7.8**) è stato individuato quello strato che, essendo caratterizzato da un repentino aumento della velocità V_s , costituisce la presenza di un contrasto di impedenza, causa principale di amplificazioni del moto del suolo.

Sulla base di queste premesse è stata valutata l'impedenza sismica IS del pacchetto di strati di copertura a bassa velocità posti al di sopra della discontinuità individuata per ciascun sondaggio. La prima analisi ha riguardato la stima della profondità in cui si attesta la discontinuità e la relativa velocità V_s . Tali risultati sono riportati nella **Tabella 7.9**.

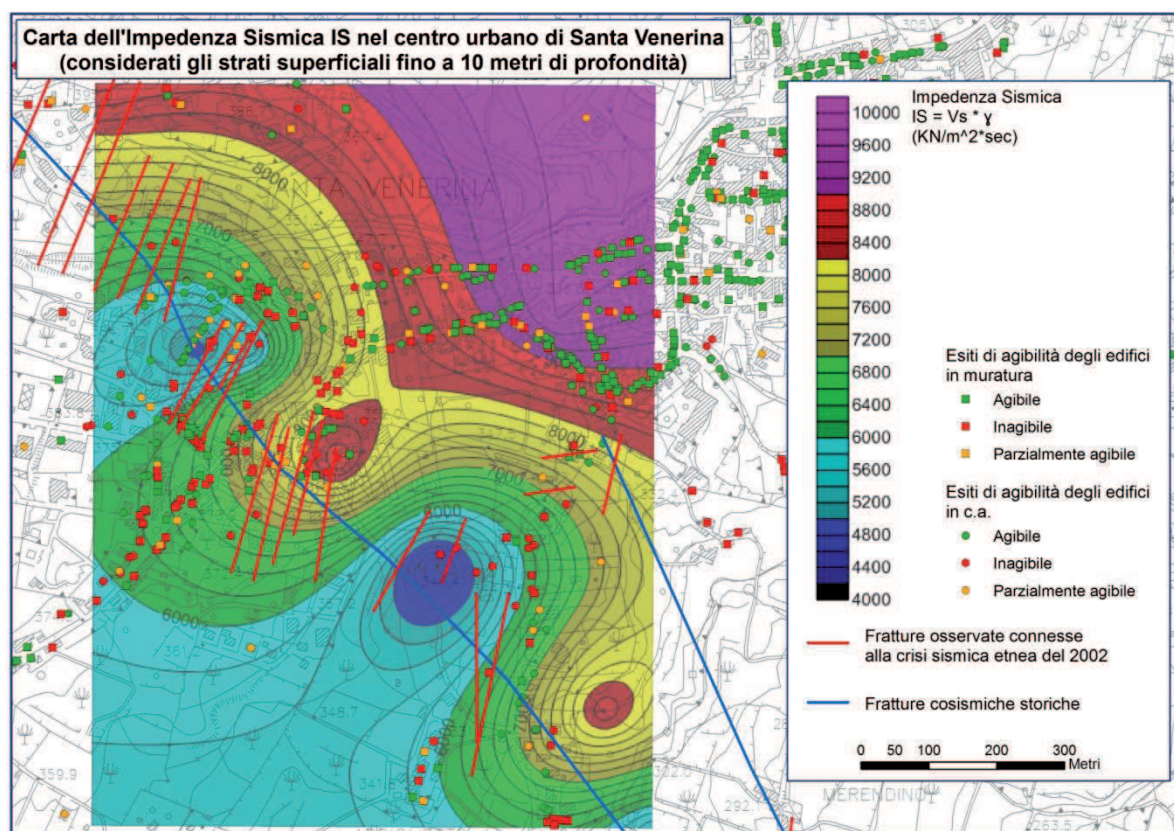


Figura 7.32 – Carta dell'impedenza sismica IS redatta considerando gli strati superficiali fino a 10 metri di profondità.

N. Sondaggio	Profondità (m)	V _s (m/sec)
141	22	1383,50
149	15	1028,72
150	12	1350,24
172	11	1113,09
173	14	855,74
180	26	894,32
186	30	787,61
189	15	915,68
190	12	828,45
192	12	949,03
197	18	723,99
204	10	912,89
211	12	865,63

Tabella 7.9 – Valori della profondità in cui si attesta la prima discontinuità fisica e relativa V_s.

Successivamente è stata calcolata la velocità media V_s degli strati posti al di sopra della discontinuità fisica. È stata inoltre calcolata la media ponderata dei valori di γ degli strati soffici, tenendo conto del loro spessore.

La **Tabella 7.10** sintetizza per ciascun foro di sondaggio i valori di V_s , γ e dell'impedenza sismica IS determinata attraverso la relazione (7.4).

N. Sondaggio	V_s media (m/sec) (strati posti sulla prima discontinuità)	γ (kN/mc)	IS [(m/sec)*(kN/mc)]
141	488,25	19,4	9472,05
149	326,49	20,8	6790,99
150	254,32	18,9	4806,70
172	354,60	18,7	6631,06
173	351,96	18,49	6507,74
180	381,29	20,4	7778,32
186	390,97	19,7	7702,11
189	248,95	22	5476,9
190	335,06	19,4	6500,13
192	364,03	21,1	7680,95
197	435,15	19,5	8485,43
204	317,81	20,5	6515,11
211	473,49	19,5	9233,13

Tabella 7.10 – Valori dei parametri V_s e γ per ciascun foro di sondaggio e della corrispondente impedenza sismica IS , tenendo conto degli strati ricadenti al di sopra della prima discontinuità fisica.

I valori di IS così ottenuti sono stati elaborati con un procedimento di interpolazione ottenendo la mappa dell'impedenza sismica riportata nella **Figura 7.33**.

Con gli strumenti di analisi dei GIS è stato possibile, inoltre, correlare tale mappa con quella delle fratturazioni al suolo e dei danneggiamenti censiti a Santa Venerina a seguito del sisma del 2002. Ciò ha consentito di verificare la chiara relazione tra i danni e le aree in cui si registrano valori più bassi dell'impedenza sismica. In tali aree sono stati osservati i principali campi di fratturazione al suolo.

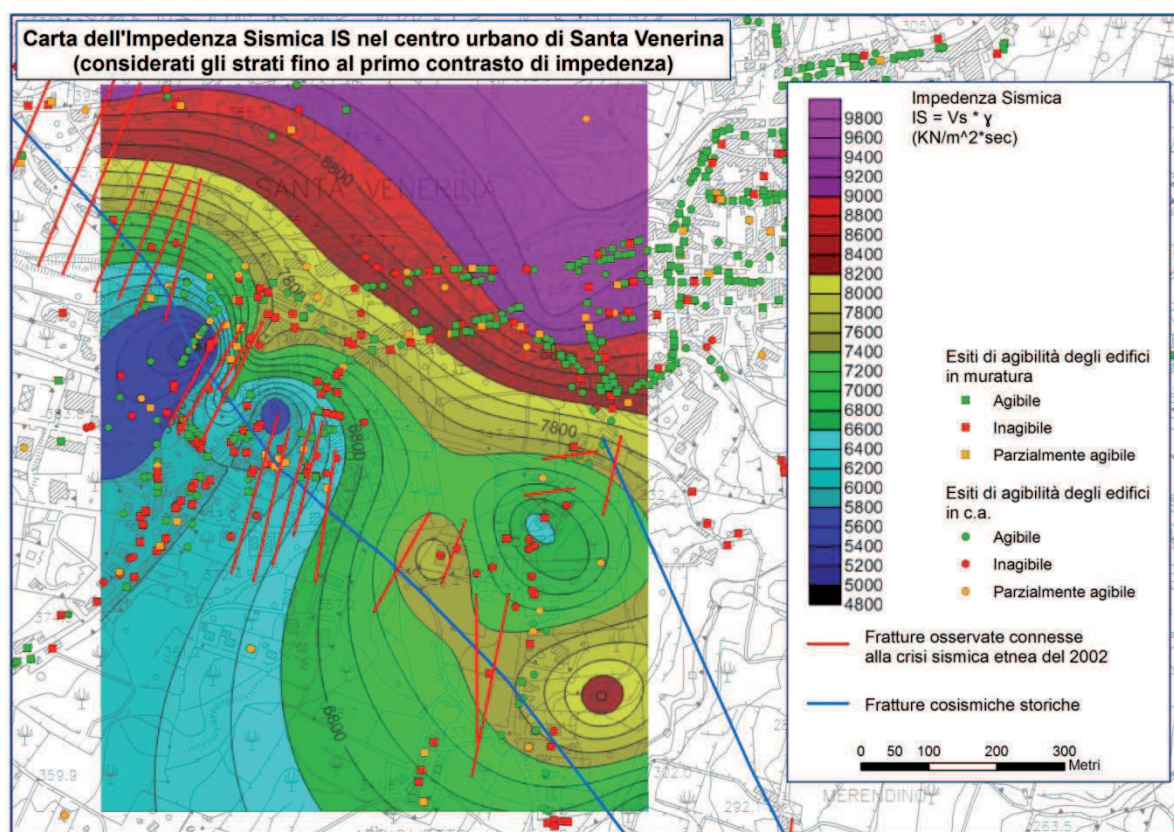


Figura 7.33 – Carta dell'impedenza sismica considerando i valori di V_s e γ degli strati al di sopra della prima discontinuità fisica.

7.7 Considerazioni conclusive

Gli studi condotti nell'ambito del progetto di ricerca discussi in questo Capitolo, hanno evidenziato una stretta correlazione tra la distribuzione del danno registrato a Santa Venerina a seguito del terremoto del 2002, e la presenza nel sottosuolo dell'abitato di una valle sepolta. Ad influenzare la concentrazione del danno in corrispondenza della paleovalle non sembrano essere stati effetti di amplificazione locale, ma piuttosto pare abbia concorso in maniera decisiva la repentina variazione laterale dell'impedenza sismica dei terreni, apprezzabile all'interno dei primi 10 metri di profondità e comunque interamente risolvibile nei primi 30 metri. In questo contesto, lo sviluppo stesso delle aree di fratturazione, escludendone la natura tettonica, può essere interpretato come effetto della risposta di sito in corrispondenza della valle sepolta.

Riguardo l'analisi numerica della risposta in superficie, le cui elaborazioni sono state implementate col codice di calcolo STRATA per ciascuno dei siti campione, si possono trarre le seguenti considerazioni:

- la funzione di amplificazione tra superficie e strato rigido, che definisce quantitativamente il modo in cui il moto di input viene trasferito ed amplificato dal bedrock alla superficie, varia in funzione dei seguenti parametri:
 - contrasto di impedenza tra bedrock e coltre;
 - contrasto o contrasti di impedenza tra gli strati di copertura;
 - spessore dei terreni di copertura;
 - curva di decadimento della rigidità o curva del rapporto di smorzamento;
 - ampiezza massima e frequenza dominante dell'input sismico al bedrock.
- nel caso in esame riguardo i Siti N. 1, 2, 3 e 4, è stato osservato che l'amplificazione sismica è principalmente governata dal contrasto d'impedenza dovuto agli strati di copertura più superficiali, con velocità delle onde di taglio V_s più basse. Ciò trova conferma anche nei risultati delle misure di noise. Infatti i valori della frequenza di picco ricadono all'interno di un range compreso tra 4 e 5 Hz (Siti 1, 2 e 3) e intorno agli 8 Hz nel Sito N. 4. Non si rilevano picchi di amplificazione a frequenza più bassa attribuibili a contrasti d'impedenza profondi.
- oltre ai risultati presentati nei paragrafi precedenti, utilizzando STRATA, sono state elaborate altre simulazioni facendo variare in via sperimentale taluni parametri di input. Al termine delle suddette simulazioni è stato accertato che:
 - maggiore è il contrasto d'impedenza tra coltre e bedrock, maggiore è l'amplificazione sismica registrata;
 - mantenendo costante il contrasto d'impedenza è stato simulato di variare lo spessore della coltre di copertura osservando che, mentre l'ampiezza della funzione di amplificazione varia di poco rispetto al valore iniziale, la frequenza di risonanza subisce importanti variazioni. I picchi di maggior frequenza, in particolare, si registrano con spessori minori della coltre;
 - al variare della PGA del moto di input al bedrock, è stato osservato un decremento in ampiezza della funzione di amplificazione e della frequenza di picco. L'aumento della PGA causa, infatti, un fenomeno di decadimento del modulo di taglio G che tende ad amplificare il segnale in superficie. Tuttavia tale effetto è compensato dall'effetto dell'aumento dello smorzamento con conseguente dissipazione dell'energia. Il risultato è una maggiore amplificazione sismica in presenza di terremoti di minore energia.

La risposta sismica del sottosuolo nel centro storico di Santa Venerina, per le ragioni finora esposte, appare decisamente più complessa di quanto deducibile dalla semplice classificazione in "*categorie di sottosuolo*" effettuata in base alla V_{s30} , così come definita dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008 – D.M. 14.01.2008).

Si ritiene indispensabile, quindi, che gli studi di pianificazione comunale prevedano preliminarmente una microzonazione sismica accurata che vada oltre la sola valutazione dell'accelerazione al suolo, al fine di meglio comprendere le problematiche geologiche - geotecniche che influiscono sulla risposta di sito.

I risultati ottenuti col presente studio, infine, ci permettono di poter affermare che un terremoto, seppur di modesta energia e poco profondo come quello avvenuto a Santa Venerina il 29 ottobre 2002, può provocare danni considerevoli in zone a ridotta rigidità, rispetto a zone limitrofe caratterizzate da terreni con impedenza sismica maggiore.

CONCLUSIONI

Nel corso del progetto di ricerca è stato affrontato il problema della risposta sismica locale in corrispondenza di terreni vulcanici, mediante metodologie numeriche e sperimentali. La motivazione dello studio è stata suggerita dalla mancanza di procedure standard per la valutazione dei fenomeni di amplificazione sismica locale che avvengono in corrispondenza delle aree vulcaniche. L'aver potuto disporre della banca dati dei sondaggi geologici pubblicati nella rete Internet dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile (DRPC), oltre ai dati geologici - tecnici raccolti dallo stesso Dipartimento a seguito della crisi sismica - vulcanica etnea dei mesi di ottobre, novembre e dicembre del 2002 (<http://sit.protezionecivilesicilia.it>), ha rappresentato un elemento di fondamentale supporto per l'esecuzione degli studi oggetto della ricerca, che costituiscono un primo tentativo di individuazione di un approccio metodologico da esportare anche in altri contesti vulcanici.

Nell'area etnea, ed in modo particolare nel versante orientale in cui si sono concentrati gli studi, la complessità delle successioni laviche presenti dà luogo ad un'articolata geometria del sottosuolo, dominata da una notevole variabilità laterale degli orizzonti lavici, anche a brevissima distanza. Per tale motivo è stato necessario definire preliminarmente dei vincoli geologici da adottare nella correlazione laterale tra i dati puntuali o bidimensionali forniti dai sondaggi geognostici e dalle analisi geofisiche, ai fini della ricostruzione dettagliata delle geometrie tridimensionali, utili alla zonazione sismica.

Il problema si presenta di notevole interesse per la definizione della risposta sismica di numerosi centri urbani ricadenti lungo il versante orientale del vulcano.

Nel seguito si sintetizzano alcune considerazioni conclusive a cui si è giunti per ciascuna fase del lavoro.

In particolare, seguendo la successione logica di illustrazione dei risultati, si può affermare che:

- La tecnologia dei Sistemi Informativi Territoriali (SIT) rappresenta uno strumento indispensabile per acquisire, archiviare, interrogare, analizzare e visualizzare informazioni di tipo geografico. L'aver implementato l'archiviazione informatica dei dati del presente studio su base cartografica territoriale georeferenziata con l'uso di software GIS, ha consentito di trattare diversi formati di informazioni contenute tradizionalmente in una carta tematica, integrandoli con molti altri tipi di dati.
- L'uso dei GIS così ideati in seno al progetto di ricerca, in particolare, ha offerto enormi vantaggi nella gestione dei dati territoriali, migliorando l'efficienza e la tempestività delle decisioni su come orientare la ricerca, consentendo anche di ottimizzare il cronoprogramma degli studi.
- I dati di base raccolti nell'ambito del progetto di ricerca hanno riguardato diversi ambiti disciplinari quali geologia, geomorfologia, geofisica, geotecnica, ingegneria strutturale e ingegneria sismica. Il loro contributo è stato prezioso per la costruzione di un modello del sottosuolo come prodotto sintetico di sintesi, propedeutico alle elaborazioni successive tra cui la redazione della *Carta geologica del versante orientale dell'Etna*.
- La raccolta dati con strumenti GIS, oltre a permettere la gestione informatizzata e l'analisi spaziale tipica dei GIS, ha consentito la realizzazione di un Geodatabase in grado di interfacciarsi con qualsiasi altra piattaforma cartografica, grazie all'interoperabilità assicurata dagli standard adottati.
- La *Carta geologica del versante orientale dell'Etna*, tra le attività di maggior rilievo svolte durante il progetto di ricerca, è uno strumento in grado di coniugare i risultati della ricerca scientifica di base con i fini dell'applicazione pratica dei documenti ufficiali di pianificazione del territorio, ed in particolar modo con quelli relativi alla microzonazione sismica.
- Gli studi condotti per la redazione della *Carta geologica* hanno fatto emergere come in tali zone il sottosuolo sia caratterizzato da una notevole variabilità verticale e laterale della velocità delle onde sismiche di taglio (V_s), con ripetuti passaggi repentini tra orizzonti ad alta e bassa velocità, fino agli ultimi metri in prossimità della superficie.
- La complessità geologico – geotecnica delle aree oggetto di studio rende difficili le successive analisi per la valutazione della risposta sismica locale; gli esempi di calcolo proposti hanno messo in evidenza come la MASW-attiva e le misure H/V rappresentino per le aree vulcaniche una buona metodologia per la valutazione della

RSL, senza ricorrere ai più complessi e costosi Down - Hole all'interno di perforazioni geognostiche.

- Gli studi geologici di dettaglio condotti nell'area in cui ricade il centro abitato di Santa Venerina, hanno evidenziato una stretta correlazione tra la distribuzione del danno registrato a seguito del terremoto del 2002, e la presenza nel sottosuolo dell'abitato di una valle sepolta.
- Ad influenzare la concentrazione del danno in corrispondenza della paleovalle non sembrano essere stati effetti di amplificazione locale, ma piuttosto pare abbia concorso in maniera decisiva la repentina variazione laterale dell'impedenza sismica dei terreni, apprezzabile all'interno dei primi 10 metri di profondità e comunque interamente risolvibile nei primi 30 metri. In questo contesto, lo sviluppo stesso delle aree di fratturazione, escludendone la natura tettonica, può essere interpretato come effetto della risposta di sito in corrispondenza della valle sepolta.
- Riguardo l'analisi numerica della risposta in superficie, le cui elaborazioni sono state implementate col codice di calcolo STRATA per ciascuno dei siti campione, si può affermare che, nel caso dei Siti N. 1, 2, 3 e 4, l'amplificazione sismica è principalmente governata dal contrasto d'impedenza dovuto agli strati di copertura più superficiali, con velocità delle onde di taglio V_s più basse. Ciò trova conferma anche nei risultati delle misure di noise. Infatti i valori della frequenza di picco ricadono all'interno di un range compreso tra 4 e 5 Hz (Siti 1, 2 e 3) e intorno agli 8 Hz (Sito N. 4). Non si rilevano picchi di amplificazione a frequenza più bassa attribuibili a contrasti d'impedenza profondi.
- Altre elaborazioni effettuate con STRATA facendo variare in via sperimentale taluni parametri di input, hanno permesso di accertare che:
 - maggiore è il contrasto d'impedenza tra coltre e bedrock, maggiore è l'amplificazione sismica registrata;
 - mantenendo costante il contrasto d'impedenza è stato simulato di variare lo spessore della coltre di copertura osservando che, mentre l'ampiezza della funzione di amplificazione varia di poco rispetto al valore iniziale, la frequenza di risonanza subisce importanti variazioni. I picchi di maggior frequenza, in particolare, si registrano con spessori minori della coltre;
 - al variare della PGA del moto di input al bedrock, è stato osservato un decremento in ampiezza della funzione di amplificazione e della frequenza di

picco. L'aumento della PGA causa, infatti, un fenomeno di decadimento del modulo di taglio G che tende ad amplificare il segnale in superficie. Tuttavia tale effetto è compensato dall'effetto dell'aumento dello smorzamento con conseguente dissipazione dell'energia. Il risultato è una maggiore amplificazione sismica in presenza di terremoti di minore energia.

- La risposta sismica del sottosuolo nel centro storico di Santa Venerina, per le ragioni finora esposte, appare decisamente più complessa di quanto deducibile dalla semplice classificazione in "*categorie di sottosuolo*" effettuata in base alla V_{s30} , così come definita dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008 – D.M. 14.01.2008). Si ritiene indispensabile, quindi, che gli studi di pianificazione comunale prevedano preliminarmente una microzonazione sismica accurata che vada oltre la sola valutazione dell'accelerazione al suolo, al fine di meglio comprendere le problematiche geologiche - geotecniche che influiscono sulla risposta di sito.
- I risultati ottenuti col presente studio consentono di poter affermare che un terremoto, seppur di modesta energia e poco profondo come quello avvenuto a Santa Venerina il 29 ottobre 2002, può provocare danni considerevoli in zone a ridotta rigidità, rispetto a zone limitrofe caratterizzate da terreni con impedenza sismica maggiore.

Concludendo si può affermare che i risultati conseguiti al termine del progetto di ricerca, anche se non pienamente esaustivi ai fini della comprensione dei meccanismi che concorrono alla valutazione della risposta sismica in superficie in area vulcanica, sicuramente evidenziano la inadeguatezza delle metodologie adottate in tali aree.

Gli studi condotti ed i risultati acquisiti costituiscono elementi di conoscenza preliminare utili ad orientare le ulteriori ed approfondite ricerche scientifiche nella definizione della risposta di sito, supportate da adeguate indagini, per una più completa ed efficace comprensione delle problematiche finora esposte.

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.
- AA.VV., 1979. Geological Map of Mt. Etna. 1:50.000 scale. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Ed. S.EL.CA, Firenze (IT).
- ACHENBACH J. D., 1999. Wave Propagation in Elastic Solids. North - Holland, Amsterdam, Netherlands.
- ACOCCELLA V., NERI M., 2003. What makes flank eruptions? The 2001 Etna eruption and its possible triggering mechanisms, Bull. Volcanol., 65, 517-529.
- ATHANASOPOULOS G. A., PELIKIS P. C., XENAKI V. C., 2001. Topography effects in the Athens 1999 earthquake: the case of Hotel Dekelia. Proc. of 4th Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, San Diego, California.
- AUTORI VARI, 2010. Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna: studi di primo livello. Le Nove Muse editore. A cura del DRPC.
- AUTORI VARI, 2014. Microzonazione sismica del centro abitato di Santa Venerina. Gangemi editore. A cura del DRPC.
- AZZARO R., BRANCA S., GIAMMANCO S., GUERRIERI S., RASÁ R., VALENZA M., 1998. New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 84, 143-152.
- AZZARO R., 1999. Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. Journal of Geodynamics, 28, 193-203.
- AZZARO R., BARBANO M. S., ANTICHI B., RIGANO R., 2000. Macroseismic catalogue of Mt. Etna earthquakes from 1832 to 1998. Acta Vulcanol., 12, 1-2, 3-36 + CD.
- AZZARO R., MOSTACCIO A., 2002. Primo rapporto preliminare sul terremoto etneo del 29/10/2002 ore 11:02. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Sezione di Catania. www.ct.ingv.it.

- AZZARO R., 2004. Seismicity and active tectonics in the Etna region: constraints for a seismotectonic model. In: Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. & Falsaperla S. (eds.), "Mt. Etna: volcano laboratory", American Geophysical Union, Geophysical monograph, 143, 205-220.
- AZZARO R., 2006. Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia orientale nel periodo Gennaio 2002 - Dicembre 2005. Quaderni di Geofisica, N.41.
- AZZARO R., D'AMICO S., MOSTACCIO A., SCARDI L., TUVÈ T., 2006. Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia Orientale nel periodo gennaio 2002 – dicembre 2005. INGV. Quaderni di geofisica, 41, 60 pp.
- 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.
- BAGGIO C., BERNARDINI A., COLOZZA R., CORAZZA L., DELLA BELLA M., DI PASQUALE G., DOLCE M., GORETTI A., MARTINELLI A., ORSINI G., PAPA F., ZUCCARO G., 2000. Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica (AeDES 05/2000). CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti - Roma, 2000, 175 pp. + CD-ROM allegato.
- BARD P. Y., BOUCHON M., 1985. The two - dimensional resonance of sediment - filled valleys. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 519-541.
- BARD P. Y., GARIEL J. C., 1986. The seismic response of two - dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. Bulletin of the Seismological Society of America, 76, 343-346.
- BARD P. Y., RIEPL-THOMAS J., 1999. Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion. In: Wave motion in Earthquake Engineering. Ed. Kausel and Manolis, WIT Press., cap. 2, 37-95.
- BARDET J. P., ICHII K., 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.
- BASSINOT F. C., LABEYRIE L. D., VINCENT E., QUIDELLEUR X, SHACKLETON N. J., LANCELOT Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Bhrunes - Matuyama magnetic reversal, Earth. Planet. Sci. Lett. 126, 91-108.

- BELLA D., CARVENI P., MUSUMECI C., GRESTA S., 1996. Aspetti geomorfologici conseguenti all'attività sismica locale sul basso versante orientale del vulcano Etna. *Il Quaternario*, 9, 365-368.
- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L., 1999. Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophysical Journal International*, 139, 370-394.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S., MOSTARDINI F., 1987. Sicilia Orientale: profilo geologico Nebrodi - Iblei, *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 429-458.
- BOCCALETTI M., CELLO G., TORTORICI L., 1990. Strike-slip deformation as a fundamental process during the Neogene-Quaternary evolution of the Tunisian-Pelagian area. *Ann. Tect.*, 4, 104-119.
- BOMMER J. J., DOUGLAS J., STRASSER F. O., 2003. Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. *Bulletin of Earthquake Engineering* 1, 171-203.
- BONFORTE A., BRANCA S., PALANO M., 2007. Geometric and kinematic variations along the active Pernicana fault: implication for the dynamics of Mount Etna NE flank (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 210-222.
- BORROUGH P. A., 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., 2001. Catania terremoti e lave dal mondo antico alla fine del novecento. INGV-SGA, Bologna, 414 pp.
- BOSI C., CAROBENE L., SPOSATO A., 1996. Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 363-382.
- BOUSQUET J. C., LANZAFAME G., PAQUIN G., 1988. Tectonic stresses and volcanism: in-situ stress measurements and neotectonic investigations in the Etna area (Italy). *Tectonophysics*, 149, 219-231.
- BRANCA S., CATALANO S., 2000. Stratigraphical and morphological criteria for the reconstruction of UBSU in the peripheral area of Mt. Etna (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 181-187.
- BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G., 2004. Geological Evolution of Etna Volcano. AGU (Geophysical Monograph Series), 143, 49-63.

- BRANCA S., DEL CARLO P., 2004. Eruptions of Mt. Etna during the past 3200 years: a revised compilation integrating the historical and stratigraphic records. AGU (Geophysical Monograph Series), 143, 1-27.
- BRANCA S., COLTELLI M., DE BENI E., WIJBRANS J., 2008. Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. Intern. J. Earth Sci., 97:135–152. doi: 10.1007/s00531-006-0152-0.
- BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G., LENTINI F., 2011. Geological map of Etna volcano, 1:50.000 scale. It. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 130 (3), 265-291.
- CALVARI S., GROPELLI G., 1996. Relevance of the Chiancone Volcanoclastic deposit in the recent history of Etna volcano (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 71, 239-258.
- CALVARI S., TANNER L. H., GROPELLI G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy), J. Volcanol. Geotherm. Res., 87, 193-209.
- CALVARI S., SPAMPINATO L., LODATO L., HARRIS A. J. L., PATRICK M. R., DEHN J., BURTON M. R., ANDRONICO D., 2005. Chronology and complex volcanic processes during the 2002–2003 flank eruption at Stromboli volcano (Italy) reconstructed from direct observations and surveys with a handheld thermal camera. Journal of Geophysical Research. Solid Earth.
- CAROCCI C. F., 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.
- CARVENI P., BELLA D., 1994. Aspetti geomorfologici legati all'attività sismica su vulcani attivi: il basso versante orientale dell'Etna come modello di studio. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 27, 346, 253-285.
- CASSINIS R., COSENTINO P., PONZINI G. S., RIUSCETTI M., 1970. Contributo all'esplorazione geofisica lungo la costa etnea. Atti del Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, Palermo 6-8 dicembre 1970, 144-154.
- CASTELLI F., LENTINI V., TERAMO C., PAVESE A., CASAROTTI C., PELOSO S., 2014. Valutazione della vulnerabilità sismica di edifici strategici: il caso del Palazzo della Prefettura di Enna. XXV Convegno Nazionale di Geotecnica, Baveno 4 - 6 giugno 2014.

- CATALANO S., DE GUIDI G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. *Journal of Geodynamic*, 36, 445-467.
- CATALANO S., TORRISI S., FERLITO C., 2004. The relationship between Late Quaternary deformation and volcanism of Mt. Etna (eastern Sicily): new evidence from the sedimentary substratum in the Catania region. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 132, 311-334.
- CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H., LOMBARDO G., MONACO C., RIGANO R., TORTORICI L., 2005. Geolithological features and site response in the town of Catania. In *Seismic Prevention of Damage: a case study in a Mediterranean City*. Athenaeum Press Ltd , Gateshead.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C., TORTORICI G., TORTORICI L., 2008. Active faulting and seismicity along the Siculo - Calabrian rift zone. *Tectonophysics* 453, 177–192.
- 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.
- CATALANO S., ROMAGNOLI G., TORTORICI G., 2010. Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). *Tectonophysics*, 486 (1-4), 1-14.
- CATALANO S., TORRISI S., TORTORICI G., ROMAGNOLI G., 2011. Active folding along a rift-flank: The Catania region case history (SE Sicily). *J. Geodyn.*, 51 53–63.
- CATALANO S., PAVANO F., ROMAGNOLI G., TORTORICI G., 2012. Studio geologico dell'abitato di Santa Venerina. Il livello di approfondimento. Da: *Microzonazione sismica dei comuni del versante orientale dell'Etna*, DRPC.
- CATALANO S., BONFORTE A., GUGLIELMINO F., ROMAGNOLI G., TARSIA C., TORTORICI G., 2013. The influence of erosional processes on the visibility of Permanent Scatterers Features from SAR remote sensing on Mount Etna (E Sicily). *Geomorphology*, 198, 128-137.
- CATALANO S., IMPOSA S., TORTORICI G., TORRISI A., ROMAGNOLI G., GRASSI S., 2013. Effetti di sito indotti da valli sepolte nelle aree periferiche del Monte Etna: il caso del terremoto di Santa Venerina. *Atti 32° Congresso GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013*.

- CATALANO S., ROMAGNOLI G., TORTORICI G., PAVANO F., STURIALE G., TORRISI A., BENNICI C., ROSA S., 2013. La microzonazione sismica di primo livello in aree vulcaniche: l'esperienza delle aree etnee. Atti 32° Congresso GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013.
- CATALANO S., TORTORICI G., TORRISI A., ROMAGNOLI G., PAVANO F., 2013. The significance of the "hidden" faults of the eastern flank of Mt. Etna and their seismogenic potential: new geological constraints. Atti 32° Congresso GNGTS, Trieste 19-21 novembre 2013.
- CATALANO S., 2013/2014. Microzonazione sismica – Relazione illustrativa MS Livello 1 (ex OPCM 3907/2010) dei Comuni di Aci Castello, Aci Sant'Antonio, Catania, San Gregorio di Catania, Trecastagni, Valverde e Viagrande. Studi condotti nell'ambito della convenzione tra l'Università degli Studi di Catania ed il Dipartimento Regionale della Protezione Civile ai sensi della Legge 77/2009 nell'anno 2011/2012.
- CATALANO S., PAVANO F., ROMAGNOLI G., STURIALE G., TORRISI A., TORTORICI G., 2014. Geological map of the eastern flank of Mount Etna (1:25.000 scale). Congresso SGI, Milano 11/09/2014.
- CATALANO S., PAVANO F., ROMAGNOLI G., TORRISI A., TORTORICI G., 2014. The first level of the seismic microzonation in volcanic areas: the case of Mount Etna. Congresso SGI, Milano 11/09/2014.
- CHAPPELL J., SHACKLETON N. J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324 (6093), 137-140.
- COMITATO TECNICO SCIENTIFICO (D.P.R.S. N. 1326 DEL 20/12/2006), 2007. 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. 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.
- CONDOMINES M., TANGUY J. C., KIEFFER G., ALLEGRE J. C., 1982. Magmatic evolution of a volcano studied by ²³⁰Th-²³⁸U disequilibrium and trace elements systematics: the Etna case. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1397-1416.
- CONFERENZA STATO REGIONI E PROVINCE AUTONOME, 1996. Intesa GIS per la realizzazione dei sistemi informativi geografici di interesse generale. www.centrointerregionale-gis.it.

- CORSARO A. R., NERI M., POMPILIO M., 2002. Paleo-environmental and volcano-tectonic evolution of the southeastern flank of Mt. Etna during the last 225 Ka inferred from the volcanic succession of the “Timpe”, Acireale, Sicily. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113, 289-306.
- CORSARO R. A., CRISTOFOLINI R., 2000. Subaqueous volcanism in the Etnean area: Evidence for hydromagmatic activity and regional uplift inferred from the Castle Rock of Acicastello. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95 (1-4), 209-225.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G., RASÁ R., 1978. Studio morfostrutturale del versante orientale etneo. *Mem Soc. Geol. It.*, 19, 613-620.
- DE BENI E., WIJBRANS J. R., BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G., 2005. New results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating constrain the timing of transition from fissure-type to central volcanism at Mount Etna (Italy). *Terra Nova*, 17 (3), 292-298.
- DE BENI E., BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G., WIJBRANS J. R., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic dating of Etna volcanic succession. *It. J. Geosci.*, 130 (3), 292-305.
- DI STEFANO A., BRANCA S., 2002. Long-term uplift rate of the volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments. *Terra Nova*, 14, 61–68.
- DIPARTIMENTO DELLA PROTEZIONE CIVILE E CONFERENZA DELLE REGIONI E DELLE PROVINCE AUTONOME, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Editore: Dipartimento della Protezione Civile, pp. 515.
- DIRETTIVA DEL PRESIDENTE DELLA REGIONE SICILIANA 11/06/2003. Direttiva per gli interventi di riparazione degli edifici gravemente danneggiati dagli eventi sismici del 27 - 29 ottobre 2002 e successivi nella Provincia di Catania. <http://sit.protezionecivilesicilia.it>.
- ELGAMAL A. W., ZEGHAL M., PARRA E., GUNTURI R., TANG H. T., STEPP J. C., 1996. Identification and modeling of earthquake ground motion – I. Site amplification. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15: 499-522.
- EVA C., 2011. Gli effetti di sito e la microzonazione sismica. Corso di aggiornamento per geologi (Aosta, 18 - 19 ottobre 2011).
- FACCIOLI E., 1986. Inquadramento e scopi degli studi di microzonazione sismica. In Quaderni de “ La ricerca scientifica” P.F.G. n. 114, vol. 7, a cura di E. Faccioli, Roma.

- FERRARO A., 2010. Analisi numerica della risposta sismica locale in situazioni geotecniche complesse. Dottorato di ricerca in Ingegneria Geotecnica – XXIII Ciclo – Università degli Studi di Catania.
- FRENNÀ S. M., MAUGERI M., 1995. Analisi della risposta del terreno nella Piana di Catania durante il terremoto del 13.12.1990. Atti VII Convegno Nazionale ANIDIS - L'Ingegneria Sismica in Italia, Siena, 25 - 28 Settembre 1995, pp.205-214.
- GASPERINI P., CAMASSI R., MIRTO C., STUCCHI M., 2004. Catalogo parametrico dei terremoti italiani. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04>.
- GEMMELLARO C., 1958. La vulcanologia dell'Etna. Tipografia dell'Accademia Gioenia, Catania, 266 pp.
- GILLOT P. Y., KIEFFER G., ROMANO R., 1994, The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating, *Acta Vulcanol.*, 5, 81–87.
- 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., BELLA D., MUSUMECI C., CARVENI P., 1997. Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna. *Acta Vulcanol.*, 9 (1), 1-8.
- 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.
- GRUNTHAL G., 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 99 pp.
- GRUPPO DI LAVORO MS, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma.
- GUEST J. E., CHESTER D. K., DUNCAN A. M., 1984, The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21, 1-23.

- IDRISS I. M., SEED H. B., 1967. Response of earth banks during earthquakes. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, 93 (SM 3), 61-82.
- 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.
- IMAZU M., FUKUTAKE K., 1986. Dynamic Shear Modulus and Damping of Gravel Materials. *Proc. of 21th Annual Meeting of The Japanese Geotechnical Society*, 609-511.
- IMPRESCIA P., COLTELLA M., NASO G., 2013. Il percorso metodologico per gli studi di microzonazione sismica. *Atti 32° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida – Trieste*, 19 – 21 novembre 2013.
- ISHIHARA K., YASUDA S., NAGASE H., 1996. Soil characteristics and ground damage. *Soils and foundations, special issue on geotechnical aspects of the January 17 1955 Hyogoken-Nambu earthquake*.
- KALLOU P. V., GAZETAS G., PSARROPOULOS P. N., 2001. A case history on soil and topographic effects in the 7th September 1999 Athens earthquake. *Proc. of 4th Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, San Diego, California.
- KIEFFER G., 1971. Depots et niveaux marins et fluviaux de la région de Catane (Sicile). *Mediterranée*, 5-6, 591-626.
- KIEFFER G., 1975. Sur l'existence d'une "rift-zone" à l'Etna. *C. R. Ac. Sci.*, D 280, 263-266.
- KLERKX J., 1970. La caldera de la Valle del Bove: sa signification dans l'évolution de l'Etna (Sicile). *Bull. Volcanol.*, 24, 726-737.
- KRAMER S. L., 1996. *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice - Hall, New Jersey.
- LA DELFA S., PATANÈ G., PRESTI F., TRINGALI G., 2007. Changing in crust mechanical behaviour due to raising magma: A fracturing model of SE flank of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 493-509.
- LANGSTON C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749-4762.

- LANZO G., SILVESTRI F., 1999. Risposta sismica locale: teoria ed esperienze. Hevelius Edizioni.
- LANZO G., 2005. Risposta sismica locale. In: Linee Guida AGI su Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica. Patron Editore, Bologna.
- LANZO G., 2010. Caratterizzazione geotecnica dei terreni in condizioni dinamiche. Corso di microzonazione sismica – Università degli Studi de L'Aquila, 1 marzo 2010.
- LANZO G., 2012. Risposta sismica locale: fondamenti teorici e modellazione numerica. Corso di microzonazione sismica e valutazione della RSL per la ricostruzione post – terremoto – Università degli Studi de L'Aquila, 21 - 22 febbraio 2012.
- LENTINI F., 1982. The geology of the Mt. Etna basement. Mem. Soc. Geol. It., 23, 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., 1994. Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 36 (141-144), pp. 103-125.
- LO GIUDICE E., RASÁ R., 1992. Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the etnean region as example. Tectonophysics, 202, 257-268.
- MADIAI C., 2012/2013. Analisi della risposta sismica locale. Università di Firenze. Corso di ingegneria geotecnica sismica.
- MARCELLINI A., 1986. Breve storia della microzonazione sismica in Italia. In Quaderni de "La ricerca scientifica" P.F.G. n. 114, vol. 7, a cura di E. Faccioli, Roma.
- MONACO C., VENTURA G., 1995. Magmatic and structural features of the "Valverde Center" (Mt. Etna, Sicily). Studi Geologici Camerti, 13, 89-101.
- MONACO C., 1997. Tettonica pleistocenica nell'area a sud dell'Etna (Sicilia orientale), Il Quaternario 10, 393–398.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L., GILLOT P. Y., 1997. Late Quaternary slip rates on the Acireale - Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). Earth and Planetary Science Letters, 147, 125-139.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H., TORTORICI L., 2000. The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implication. Mem. Soc. Geol. It., 55, 425-438.

- MONACO C., TORTORICI L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *J. Geodyn.* 29, 407–424.
- MONACO C., BIANCA M., CATALANO S., DE GUIDI G., TORTORICI L., 2002. Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features, *Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. Spec.* 1, 901–913.
- MONACO C., CATALANO S., COCINA O., DE GUIDI G., FERLITO C., GRESTA S., MUSUMECI C., TORTORICI L., 2005. Tectonic control on the eruptive dynamics at Mt. Etna Volcano (Sicily) during the 2001 and 2002-2003 eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 211-233.
- MONACO C., DE GUIDI G., CATALANO S., FERLITO C., TORTORICI G., TORTORICI L., 2008. Morphotectonic map of Mt. Etna. *Litografia Artistica Cartografica*, Firenze (IT).
- MONACO C., DE GUIDI G., FERLITO C., 2010. The Morphotectonic map of Mt. Etna. *Italian Journal of Geosciences*, 129 (3), 408-428.
- NAKAMURA Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Q.R. Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25-33.
- NORI L., DI MARCANTONIO P., 2014. *Manuale pratico di risposta sismica locale*. EPC Editore.
- NORME TECNICHE PER LE COSTRUZIONI, 2008. D.M. 14 gennaio 2008 pubblicato sulla GURI N. 29 del 04/02/2008 - Suppl. Ordinario N. 30.
- PAGLIAROLI A., 2006. Studio numerico e sperimentale dei fenomeni di amplificazione sismica locale di rilievi isolati. Dottorato di ricerca in Ingegneria Geotecnica - XVIII Ciclo - Università di Roma “La Sapienza”.
- PAGLIAROLI A., LANZO G., D'ELIA B., COSTANZO A., SILVESTRI F., 2007. Topographic amplification factors associated to cliff morphology: numerical results from two case studies in Southern Italy and comparison with EC8 recommendations. ISSMGEERTC12, Workshop at XIV ECSMGE on ‘Geotechnical Aspects of EC8’, Chapter 8. Patron (Bologna).
- PALANO M., ALOISI M., AMORE M., BONFORTE A., CALVAGNA F., CANTARERO M., CONSOLI O., GUGLIELMINO F., MATTIA M., PUGLISI B., PUGLISI G., 2006. Kinematics and strain analyses of the eastern segment of the Pernicana Fault

- (Mt. Etna, Italy) derived from geodetic techniques (1997-2005). *Annals of Geophysics*, vol. 49, n. 4/5, August/October 2006.
- PALANO M., PUGLISI G., GRESTA S., 2008. Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 169, 99-120.
- PATANÈ D., 2002. Aggiornamento delle attività di monitoraggio sismico all'Etna. 30 ottobre 2002. www.ct.ingv.it.
- PHILLIPS S. W., KINOSHITA S., FUJIWARA H., 1996. Basin - induced Love waves using the strong motion array at Fuchu, Japan. *Bulletin of Seismical Society of America*, 83, 64-84.
- PITARKA A., IRIKURA K., IWATA T., 1996. Was the basin edge geometry responsible for the ground motion amplification in the disaster belt - like zone during January 17, 1995, Kobe (Hyogo-ken Nambu), Japan earthquake? *Proceedings of the International Workshop on Site Response subjected to Strong Earthquake Motions*, January 16 - 17, Yokosuka, Japan.
- PITILAKIS K., 2004. Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation. Volume 1 of the series Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering, pp 139-197.
- PUGLIA R., 2007. Analisi della Risposta Sismica Locale di San Giuliano di Puglia. Dottorato di ricerca in Ingegneria Geotecnica – XX Ciclo – Università degli Studi Mediterranea di Reggio Calabria.
- RAPTAKIS D., CHÁVEZ-GARCÍA F. J., MAKRA K., PITILAKIS K., 2000. Site effects at Euroseistest - I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 1-22.
- RASÁ R., AZZARO R., LEONARDI O., 1996. Aseismic creep on faults and flank instability at Mount Etna volcano, Sicily. In: *Volcano instability on the Earth and other planets*, W. C. McGuire, A. P. Jones e J. Neuberg (Ed.). Geological Society, Spec. Publ., 110, 179-192.
- RAYLEIGH L., 1885. On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proc. Lond. Math. Soc.* 17, 4–11.
- RICHART F. E., HALL J. R., WOODS R. D., 1970. *Vibrations of soils and Foundations*. Prentice Hall, Englewood Cliffs.

- RIGA G., 2008. Microzonazione sismica. Procedure per elaborare una carta di pericolosità sismica. Flaccovio Dario Editore.
- ROMANO R., STURIALE C., LENTINI F. ET AL. 1979. Carta geologica del Monte Etna, scala 1:50.000. Progetto Finalizzato Geodinamica, Istituto Internazionale di Vulcanologia - C.N.R. (Catania). In: Mem. Soc. Geol. It., 23 (1982).
- ROMANO R., 1982. Succession of the volcanic activity in the Etnean area. Mem. Soc. Geol. It., 23: 27-48.
- ROMANO R., STURIALE C., 1981. Geologia del versante sud- orientale etneo, Fo.270 IV (NO, NE, SO, SE). Boll. Soc. Geol. It., 100, 1: 15-40.
- ROVELLI A., BOSCHI E., COCCO M., DI BONA M., BERARDI R., LONGHI G., 1991. Il terremoto del 13 dicembre 1990 della Sicilia Orientale: analisi dei dati accelerometrici. Contributi allo studio del terremoto della Sicilia Orientale del 13 Dicembre 1990. Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P., STUCCHI M., 2011. CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.
- 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.
- SCHNABEL P. B., LYSMER J., SEED H. B., 1972. A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, User's Manual, EERC, Berkley, California.
- SILVA W., 1991. Site geometry and global characteristics. Proc. NSF/EPRI Workshop on dynamic soil properties and site characterization, EPRI NP-7337, 1: 6.1-6.80.
- SIRO L., 1982. Emergency microzonations by Italian Geodynamics Project after November 23, 1980 earthquake. Proc. Int. Conf. Microzonation, Seattle, USA, vol. 3.
- STEWART J. P., CHIOU S. J., BRAY J. D., GRAVES R. W., SOMERVILLE P. G., ABRAHAMSON N. A., 2001. Ground motion evaluation procedures for performance-based design. Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER), Report 2001/9.

- TANGUY J.C., CONDOMINES M., KIEFFER G., 1997. Evolution of Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, 221-250.
- 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.
- TORRISI A., TORRISI S., PAVANO F., ROMAGNOLI G., TORTORICI G., 2015. Esempi di studio di risposta sismica locale in area vulcanica. *Atti 34° Congresso GNGTS*, Trieste 17 - 19 novembre 2015.
- TORTORICI G., PAVANO F., ROMAGNOLI G., STURIALE G., TORRISI A., CATALANO S., 2015. The significance of the large scale geological mapping in the seismic microzonation studies: the example of the geological map of the stratigraphic units in the eastern flank of Mount Etna (1:25.000). *Atti 34° Congresso GNGTS*, Trieste 17 - 19 novembre 2015.
- TUCKER B. E., KING J. L., HATZFELD D., NERSESOV I. L., 1984. Observations of hard-rock site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 121-136.
- VUCETIC M., DOBRY R., 1991. Effects of the soil plasticity on cyclic response. *Journal of Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol. 117, No. 1.
- WEZEL F. C., 1967. I terreni quaternari del substrato dell'Etna. *Atti Accad. Gioienna Sci. Nat. Catania*, VI, 18, 271-282.
- YOSHIDA N., IAI S., 1998. Nonlinear site response and its evaluation and prediction. In: Irikura et al. (eds): *The effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Balkema, Rotterdam, pp. 71-90. (1998).

RINGRAZIAMENTI

Sembra ieri, invece sono trascorsi ben tre anni dall'esame di ammissione al Dottorato di Ricerca. Sono stati tre anni molto intensi che, per vari motivi, hanno fortemente caratterizzato la mia crescita umana e professionale.

Giunto ormai alla conclusione di questo cammino, desidero innanzitutto rivolgere il mio sincero grazie, con stima e amicizia, al Prof. Stefano Catalano, mio tutor, il quale è stato prodigo di preziosi insegnamenti in campo tecnico - scientifico, professionale e morale, e che, durante questi anni, oltre a manifestare nei miei confronti fiducia e riconoscimento per il lavoro svolto, pazientemente ha sopportato la mia talvolta eccessiva cura dei dettagli per il raggiungimento degli obiettivi.

La mia sincera gratitudine va ai colleghi geologi ed amici PhD Gino Romagnoli, PhD Giuseppe Tortorici e PhD Francesco Pavano, ricercatori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università di Catania, i quali hanno condiviso con me l'avventura del dottorato offrendomi idee, aiuto e supporto nella fase di stesura della tesi. Ringrazio pure il collega PhD Salvatore Torrisi per aver svolto con professionalità la campagna delle indagini geofisiche nel centro abitato di Santa Venerina.

Grazie al Prof. Stefano Gresta e al Prof. Michele Maugeri che, con stima, fiducia e apprezzamento, mi hanno presentato consentendomi di partecipare al dottorato.

Il mio pensiero in modo particolare è per il Prof. Michele Maugeri, recentemente scomparso: sono certo che oggi, con l'entusiasmo e la grinta che lo hanno sempre contraddistinto, gioisce insieme a me per i risultati raggiunti.

Un ringraziamento va anche al Prof. Francesco Castelli per la collaborazione prestata.

Grazie a mia madre e mio padre per la costante fiducia e il grande affetto senza cui non sarei mai potuto arrivare sin qui.

Un immenso grazie, infine, alle meravigliose e fantastiche "tre donne" della mia vita: mia moglie Grazia e le mie figlie Maria Noemi e Gloria.

A loro ho sottratto tanto tempo per dedicarlo allo studio ma mi hanno sempre ricambiato sostenendomi, anche a costo di sacrifici, restandomi vicino e volendomi sempre più bene.