

Attuazione dell'Articolo 11 della Legge 24 giugno 2009, n.77

# MICROZONAZIONE SISMICA

## Relazione Illustrativa

### MS Livello 1

#### Regione Sicilia

#### Comune di MONTAGNAREALE (ME)



Convenzione in data 20/12/2011 tra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e l'Università degli Studi di Palermo: *Indagini di Microzonazione sismica di Livello I in diversi Comuni della Regione Sicilia ai sensi dell'OPCM 3907/2010*

<p>Contraente: Regione Siciliana – Presidenza Dipartimento della Protezione Civile</p> 	<p>Soggetto realizzatore: Università degli Studi di Palermo</p> 	<p>Data: Novembre 2012</p>
--	---	--------------------------------

## INDICE

	<b>Premessa</b>	<b>Pag. 4</b>
<b>1.</b>	<b>Introduzione</b>	<b>5</b>
1.1	<i>Finalità degli studi</i>	5
1.2	<i>Descrizione generale dell'area</i>	6
1.3	<i>Definizione della cartografia di base</i>	7
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	7
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	7
<b>2.</b>	<b>Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento</b>	<b>9</b>
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale</i>	9
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica nel comune</i>	13
2.3	<i>Faglie attive</i>	20
2.4	<i>Pericolosità geo-idrologica</i>	21
<b>3.</b>	<b>Assetto geologico e geomorfologico</b>	<b>22</b>
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	22
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	23
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	25
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Montagnareale</i>	28
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	28
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	32
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Montagnareale</i>	36
<b>4.</b>	<b>Dati geotecnici e geofisici</b>	<b>37</b>
4.1	<i>Il database</i>	37
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	38
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	39
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	39
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	42
<b>5.</b>	<b>Modello del sottosuolo</b>	<b>46</b>
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	46
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	48
<b>6.</b>	<b>Interpretazioni e incertezze</b>	<b>50</b>
6.1	<i>Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	50
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	50
6.3	<i>Incertezze sulla stima della profondità del bedrock sismico</i>	51
<b>7.</b>	<b>Metodologie di elaborazione e risultati</b>	<b>52</b>
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	52
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	53
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	54
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	59

<b>8.</b>	<b>Elaborati cartografici</b>	<b>60</b>
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	60
8.2	<i>Carta geologico–tecnica</i>	60
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	63
8.3.1	<i>Analisi topografica</i>	65
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	75
<b>9.</b>	<b>Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati</b>	<b>76</b>
<b>10.</b>	<b>Bibliografia</b>	<b>77</b>
<b>11.</b>	<b>Allegati</b>	<b>82</b>

## PREMESSA

La presente relazione sintetizza le attività di campo, di laboratorio, di acquisizione ed elaborazione di dati ed illustra i risultati relativi allo studio preliminare (livello 1) per la redazione di un'apposita cartografia rivolta alla ricostruzione ed alla elaborazione della *Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica* del comune di Montagnareale (Provincia Regionale di Messina). Tale documento è stato redatto sulla base di carte tematiche, indagini esistenti (carte geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, indagini geognostiche e geofisiche etc.) e sulla base di studi geologici ed indagini geofisiche realizzati appositamente.

Lo studio, ai sensi dell'OPCM 3907/2010, è stato condotto nell'ambito della convenzione del 20/12/2011, stipulata tra le Università di Catania, Messina, Palermo e il Dipartimento Regionale della Protezione Civile (Servizio Regionale di Protezione Civile per la Provincia di Catania).

Lo studio è stato realizzato da ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DiSTeM) dell'Università di Palermo che si sono avvalsi della collaborazione di personale a contratto:

Personale strutturato: P. Di Stefano, D. Luzio, R. Martorana, P. Renda, E. Rotigliano.

Personale a contratto: M. Alessandro, P. Capizzi, D. Costanzo, N. Messina, A. D'Alessandro, G. Napoli, L. Perricone, S. Todaro, G. Zarcone.

## 1. INTRODUZIONE

### 1.1. Finalità degli studi

La microzonazione sismica (MS), è una tecnica di analisi di un territorio che ha lo scopo di riconoscere, a una scala sufficientemente piccola (generalmente sub comunale), le condizioni geologiche e geomorfologiche locali che possono alterare sensibilmente le caratteristiche dello scuotimento sismico, generando sulle strutture presenti, sollecitazioni tali da produrre effetti permanenti e critici. In altri termini tale analisi ha l'obiettivo di prevedere e valutare eventuali effetti di sito a seguito di un sisma. La prima fase della MS consiste nella suddivisione dettagliata del territorio in aree omogenee rispetto al comportamento atteso dei terreni durante un evento sismico. La MS costituisce uno strumento di prevenzione e riduzione del rischio sismico particolarmente efficace se utilizzato già in fase di pianificazione urbanistica. Risulta essere, quindi, un supporto fondamentale per indirizzare le scelte urbanistiche comunali verso le aree a minore pericolosità sismica.

Per minimizzare costi e tempi la MS deve essere prioritariamente realizzata nelle aree urbanizzate, in quelle suscettibili di trasformazioni urbanistiche e lungo le fasce a cavallo delle reti infrastrutturali. Le aree in cui realizzare la MS dovrebbero essere indicate dalle Amministrazioni Comunali prima della selezione dei soggetti realizzatori degli studi.

Il riferimento tecnico per la realizzazione di questi studi e per l'elaborazione e la redazione degli elaborati richiesti è costituito dal testo *"Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica"* approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome il 13/11/2008. Nel citato *"Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica"* sono definite le procedure e le metodologie di analisi finalizzate a individuare e caratterizzare: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e zone suscettibili di instabilità.

Gli studi di MS possono essere condotti secondo tre livelli di approfondimento.

Il **Livello 1**, che costituisce uno studio propedeutico ed obbligatorio per poter affrontare i successivi livelli, ha per obiettivo la precisazione del quadro conoscitivo di un territorio, derivante, prevalentemente, dalla raccolta ed analisi dei dati preesistenti, integrata se necessario 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;

Le finalità dello studio sono:

- Individuare le aree, suscettibili di effetti locali, in cui effettuare le successive indagini di MS;
- Definire il tipo di effetti attesi;
- Indicare, per ogni area, il livello di approfondimento necessario;
- Definire il modello geologico che costituisce la base per la MS, in termini di caratteristiche litologiche e geometriche delle unità geologiche del sottosuolo.

L'analisi di **Livello 2** è richiesta nelle aree nelle quali sono attesi effetti di amplificazione dei parametri di scuotimento ed è ritenuta sufficiente se queste sono prive di particolari complicazioni geologiche e morfologiche. Per uno studio di secondo livello sono richieste indagini geotecniche e geofisiche di tipo standard e la stima dei fattori di amplificazione può essere effettuata tramite tabelle e formule. È importante sottolineare che la scelta e l'utilizzo delle tabelle richiedono un'attenta valutazione dei risultati delle indagini stratigrafiche e geofisiche.

Un'analisi più approfondita, di **Livello 3**, è invece richiesta nelle aree in cui sono presenti particolari condizioni di pericolosità locale (valli strette e zone pedemontane con spessori delle coperture rapidamente variabili, terreni potenzialmente liquefacibili ad elevata compressibilità, pendii instabili o potenzialmente instabili) o laddove sono previsti opere ed edifici di rilevante interesse pubblico.

Per le specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici della MS di **Livello 1** e per l'allestimento della banca dati, si è tenuto conto anche degli aggiornamenti forniti dalla Commissione Tecnica per il monitoraggio degli studi di microzonazione sismica (articolo 5, comma 7 dell'OPCM 13 novembre 2010, n. 3907) e, nello specifico, della versione 2.0 (giugno, 2012) degli Standard di rappresentazione ed archiviazione informatica.

## 1.2. Descrizione generale dell'area

Il territorio comunale di Montagnareale ricade nel bacino del Torrente Timeto per circa il 29,01% della sua superficie totale, con un'estensione di circa 4,73 km<sup>2</sup>. Il contesto morfologico è di tipo collinare nelle porzioni orientali e montuoso nelle porzioni occidentali. Il Comune conta 1709 abitanti.

Il centro abitato principale è localizzato in prossimità della base del versante sud-orientale del Monte di Gioiosa (810 m) e si sviluppa in sinistra idrografica del Torrente Montagnareale a circa 300 m di quota (Fig. 1.1).

Altri centri abitati nel territorio comunale sono Santa Nicoletta, Chianitto, San Giuseppe, Fiumara Serro, Laurello, Bonavita, Caristia, Morera, Zappuneri.

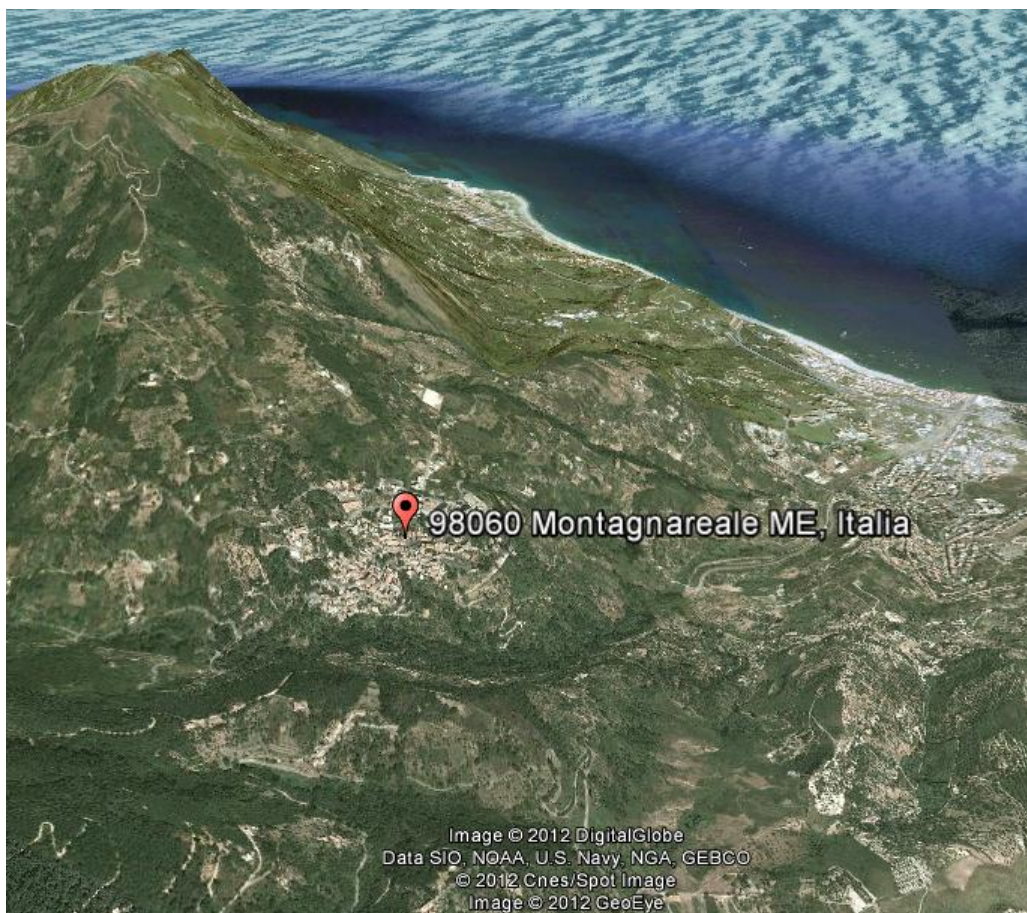


Fig. 1.1 – Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Montagnareale (vista da sud, esagerazione verticale x2).

### 1.3 Definizione della cartografia di base

La tabella di seguito riportata riassume il materiale cartografico utilizzato come base per lo studio.

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 - ediz. 2008 – sezione n. 599080
	Foglio IGMI 1:50.000 n. 599 “Patti”
Cartografia geologica	Carta Geologica Provincia di Messina scala 1:50.000 – Lentini F., Catalano S., Carbone S.- SELCA Firenze 2000. CARG-ISPRA Foglio geologico n. 599 “Patti” scala 1:50.000 Modello Strutturale d'Italia scala 1:500.000 AA.VV. 1990
Ortofoto	Ortofoto Regione Siciliana anno 2007-2008. Realizzazione ripresa aerea digitale pixel 0.25 m.
DEM	Modello digitale del terreno passo 2 m derivato da dati LIDAR volo ATA 2007-2008

### 1.4 Elenco archivi consultati

ISPRA	Progetto CARG - Catalogo delle formazioni italiane
ISPRA	<u>ITHACA (ITaly HAzards from CApable faults) - Catalogo delle faglie attive e capaci</u>
ISPRA	Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984)
ARTA SICILIA	Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamenti
ARTA SICILIA	Siti di importanza comunitaria (SIC) presenti sul territorio della Regione Sicilia, aggiornati al 2011; zone di protezione speciale (ZPS)
INGV	Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11)

### 1.5 Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione

Per quanto riguarda la perimetrazione dell'area del Comune di Montagnareale da sottoporre agli studi di MS di primo livello, in assenza di indicazioni da parte del Comune, è stato stabilito nella riunione tecnica del 24/04/2012 fra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e Università degli Studi di Palermo di procedere alla MS del centro urbano principale (Fig. 1.2).

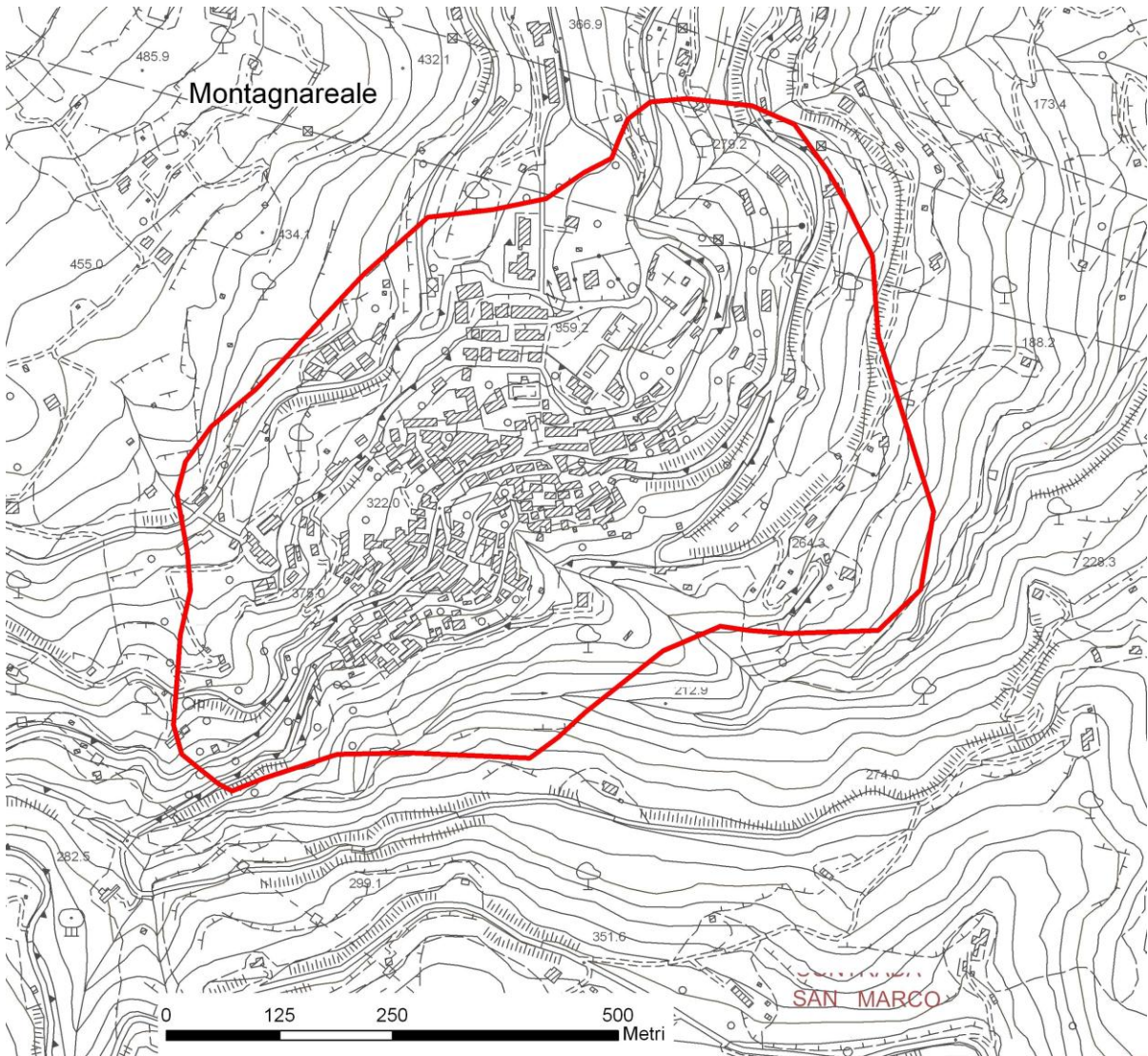


Fig. 1.2 – Comune di Montagnareale: perimetrazione dell'area da sottoporre allo studio di MS.



## 2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO

### 2.1. Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale

Numerosi sono i grandi terremoti che hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale in epoca storica. La mappa di sinistra di Fig. 2.1 (Guidoboni *et al.*, 2007) riporta le intensità epicentrali dei maggiori terremoti avvenuti in Sicilia Nord – Orientale dopo il 461 a.C., mentre quella di destra è estratta dal catalogo DBMI11 che contiene 86071 MDP (Macroseismic Data Points) relativi a 1684 terremoti avvenuti dopo il 1000. I dati sono riferiti a 15416 località (Locati *et al.*, 2011) e ad ogni punto riportato in figura è associata la massima intensità ivi risentita.

Di numerosi terremoti che hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale prima del 1600, non si hanno informazioni sufficienti per ricostruire in maniera accurata gli effetti macrosismici e ciò è causa di imprecisione della mappa delle massime intensità. Tra questi terremoti sono comunque degni di nota il terremoto del 361 (lat=38.15°, lon=15.6°,  $I_{max}=10$ ,  $M_e=6.4$ ), il terremoto del 31.08.853 (lat=38.183°, lon=15.55°,  $I_{max}=9.5$ ,  $M_e=6.2$ ), il terremoto del 26.09.1172 (ore 13:40 lat=38.183°, lon=15.55°,  $I_{max}=8$ ,  $M_e=5.6$ ) e il terremoto del 29.05.1494 (ore 02:15, lat=38.183°, lon=15.55°,  $I_{max}=8$ ,  $M_e=5.6$ ).

La magnitudo macrosismica equivalente  $M_e$  (Gasperini e Ferrari, 1995, 1997) è stata calcolata attraverso il metodo delle aree di risentimento che si basa su un adeguato campionamento del campo macrosismico.

Vengono di seguito descritti i principali terremoti storici che a partire dal 1600 hanno avuto effetti macrosismici significativi nella Sicilia Nord – Orientale. Le informazioni di seguito riportate sono state estratte dal catalogo dei forti terremoti CFTI (Guidoboni *et al.*, 2007) al quale si rimanda per maggiori dettagli.

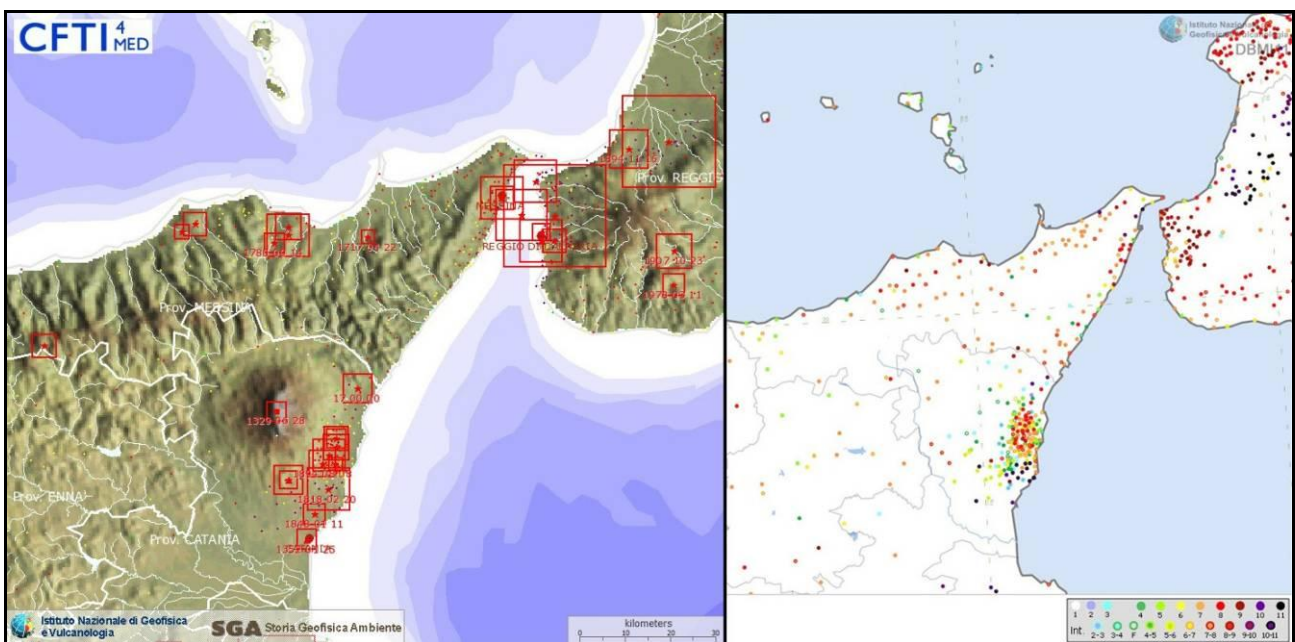


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

**Terremoto del 25.08.1613, ore 05:00, lat=38.117°, lon=14.783°,  $I_{max}=9$ ,  $M_e=5.6$ :** il terremoto avvenne all'alba del 25 agosto (alla latitudine della Sicilia settentrionale, all'incirca le ore 5:00 GMT). Gli effetti più gravi risultarono concentrati nella città di Naso, dove crollarono oltre 200

abitazioni e tutte le altre furono gravemente danneggiate. I morti furono 103 (53 persone morirono nel crollo della chiesa di S.Pietro dei Latini); numerosi i feriti. A Messina la scossa fu sentita violentemente e con grande panico, e causò qualche leggero danno.

**Terremoto del 22.04.1717, ore 05:20, lat=38.1°, lon=15.217°,  $I_{max}=8.5$ ,  $M_e=5$ :** il terremoto avvenne all'alba del 22 aprile (ore 5:20 GMT ca.) e colpì gravemente Castoreale, che all'epoca era un centro di media grandezza con 8.400 abitanti e probabilmente non più di 1.500 case. Alcuni edifici furono distrutti completamente e molti altri gravemente danneggiati; complessivamente 632 case furono dichiarate da ricostruire, perché crollate o demolite, o da restaurare. Furono completamente distrutti gli acquedotti che garantivano il rifornimento idrico della città. La scossa fu sentita fortemente, ma senza danni, a Messina e in alcuni altri centri della Sicilia nord – orientale.

**Terremoto del 10.05.1739, ore 15:25, lat=38.1°, lon=14.75°,  $I_{max}=8.5$ ,  $M_e=5.1$ :** le scosse iniziarono il 9 maggio e fino al 19 dello stesso mese furono avvertite oltre 100 repliche. La scossa principale avvenne il 10 maggio alle ore 21 italiane (15:25 GMT ca.); causò danni gravi e diffusi a Naso, dove varie case crollarono e la maggior parte delle altre rimasero cadenti e inabitabili; 2 monasteri e 6 chiese subirono gravi lesioni e crolli parziali. A San Marco d'Alunzio alcune abitazioni crollarono e altre furono gravemente lesionate. La scossa fu avvertita in alcune località della Sicilia nord – orientale, per le quali non furono segnalati danni.

**Terremoto del 14.09.1780, ore 17:20, lat=38.083°, lon=14.983°,  $I_{max}=8$ ,  $M_e=5.4$ :** il terremoto avvenne il 14 settembre 1780 e colpì le località della Sicilia nord – orientale situate nell'entroterra del golfo di Patti. La prima scossa fu sentita alle ore 15:05 GMT circa (ore 21 e mezza in uso orario "all'italiana"): a Patti la popolazione spaventata abbandonò le abitazioni rifugiandosi all'aperto. Poco più di due ore dopo, alle 17:20 GMT circa (ore 23 e tre quarti "all'italiana"), avvenne la scossa più forte. La località più colpita fu Raccuja dove il terremoto danneggiò gravemente le abitazioni e gran parte degli edifici pubblici, civili ed ecclesiastici, causando la morte di due persone. La chiesa madre, le altre chiese parrocchiali e filiali, un monastero e il convento dei padri Basiliani subirono crolli e risultarono in gran parte rovinati; danni molto gravi subirono anche il palazzo baronale e il castello. A Patti due case crollarono quasi totalmente e molte altre subirono crolli parziali. Danni notevoli furono riscontrati nella cattedrale e nel palazzo vescovile; gravi lesioni alle murature e alle volte si aprirono nei conventi dei Riformati, Osservanti, Cappuccini e Francescani Conventuali. Danni rilevanti avvennero anche a Milazzo Montalbano Elicona, San Piero Patti e in altri paesi della zona non menzionati. Nei giorni seguenti furono sentite repliche leggere.

**Terremoto del 06.02.1783, ore 00:20, lat=38.217°, lon=15.633°,  $I_{max}=9.5$ ,  $M_e=6.2$ :** il 5 febbraio 1783 iniziò un periodo sismico, protrattosi per più di tre anni, che presentò 5 massimi di attività: 5 febbraio, 6 febbraio, 7 febbraio, 1 marzo e 28 marzo 1783, e varie centinaia di scosse minori, che ebbero effetti cumulativi devastanti su un territorio di varie migliaia di km<sup>2</sup>. In meno di due mesi, a partire dal 5 febbraio fino al 28 marzo, gli epicentri delle scosse principali si spostarono dalla regione dell'Aspromonte all'istmo tra il golfo di Sant'Eufemia e il golfo di Squillace. La scossa del 5 febbraio 1783 ebbe un'area di risentimento estesa a tutta la Sicilia e a gran parte dell'Italia meridionale, dalla costa amalfitana al Salento. L'area dei maggiori effetti si situa nel versante tirrenico dell'Appennino calabrese, in una regione corrispondente ai Piani d'Aspromonte e alla Piana di Gioia Tauro, delimitata a sud dal massiccio aspromontano e a nord dalla catena delle Serre. Il terremoto ebbe effetti devastanti in 25 paesi; in altri 23 ci furono crolli estesissimi; in 49 località vi furono crolli gravi diffusi; altre 117 località subirono effetti distruttivi. La scossa del 6

febbraio 1783 causò danni gravissimi a Scilla e a Messina; la scossa del giorno successivo, 7 febbraio, fu avvertita in una vasta area compresa tra Messina e Matera e causò nuove distruzioni nei centri dei Piani d'Aspromonte e della Piana di Gioia Tauro, già gravemente danneggiati dalla scossa del 5 febbraio. L'area epicentrale di questa scossa si spostò in direzione nord – est rispetto a quelle dei terremoti precedenti, verso le valli del Mesima e del Marepotamo, sul versante tirrenico della catena delle Serre. Il terremoto fu completamente distruttivo in 20 località; altre 28 subirono crolli gravi diffusi; in 47 località causò effetti distruttivi diffusi. La scossa dell'1 marzo 1783 fu avvertita in un'ampia regione compresa tra Messina e Scalea e, rispetto ai precedenti eventi sismici, ebbe l'area dei massimi effetti spostata ancora più a nord, lungo la dorsale appenninica. A causa di questa scossa si ebbero effetti distruttivi a Polia e a Poliolo e danni molto gravi a Castelmonardo e Francavilla Angitola, centri del bacino dell'Angitola. La scossa del 28 marzo fu sentita in tutta l'Italia meridionale, dalla Sicilia a Napoli, alla Puglia meridionale. L'area dei massimi effetti è collocata nella regione istmica a sud di Catanzaro, sia sul versante ionico che su quello tirrenico: rappresenta la localizzazione più settentrionale tra le aree di maggiore danneggiamento dell'intero periodo sismico. La scossa ebbe effetti catastrofici in 12 località; altre 25 subirono effetti distruttivi; gravi danni si registrarono in 71 paesi. La scossa del 26 aprile 1783, in precedenza classificata di VIII – IX grado MCS, causò danni soltanto a Milazzo e fu sentita fortemente a Messina; si tratta perciò di un evento piuttosto marginale e notevolmente sovrastimato. La successione delle violentissime scosse avvenute tra il 5 febbraio e il 28 marzo 1783, caratterizzata da una migrazione degli epicentri lungo la catena appenninica in direzione nord – est, diede luogo ad ampie aree di sovrapposizione degli effetti distruttivi. Il quadro degli effetti che si è delineato è quindi, per alcune località, il risultato dell'azione cumulativa di più scosse. Quando la documentazione lo ha consentito, sono stati distinti gli effetti di danno relativi ai singoli eventi sismici. Rimane tuttavia aperta la questione relativa alla eventuale sovrastima dei danni non quantificabile indotta dalla vulnerabilità di un patrimonio edilizio fortemente indebolito da numerosissime e ravvicinate scosse e già di per sé di cattiva qualità.

**Terremoto del 10.03.1786, ore 14:10, lat=38.1°, lon=15.017°,  $I_{max}=9$ ,  $M_e=6.2$ :** la scossa avvenne alle ore 20:45 italiane (14:10 GMT ca.) del 10 marzo e colpì soprattutto le località della Sicilia settentrionale affacciate sul golfo di Patti. Gravi distruzioni si ebbero, in particolare, a Oliveri, San Piero Patti e Scala; crolli e gravi dissesti a Milazzo e a Patti. A Naso furono notevolmente danneggiate 72 case e vari edifici religiosi; a Messina caddero alcuni muri degli edifici in ricostruzione dopo i terremoti del 1783.

**Terremoto del 28.12.1908, ore 04:20:27, lat=38.15°, lon=15.683°,  $I_{max}=11$ ,  $M_e=7.1$ :** il terremoto del 28 dicembre 1908 è considerato uno degli eventi di più elevata magnitudo della storia sismica italiana e, dal punto di vista degli effetti, rappresentò una autentica catastrofe, sia per l'altissimo numero di morti, sia perché distrusse due città importanti come Messina e Reggio Calabria. La ricostruzione del quadro complessivo di un disastro di tale portata è influenzata da alcuni fattori preesistenti. Per comprendere adeguatamente l'impatto di questo evento sismico è infatti necessario ricordare che, se si escludono le due città dello Stretto e poche altre zone più sviluppate, la regione su cui si abbatté il terremoto era un'area caratterizzata da un'economia molto povera. Questo inevitabilmente si ripercuoteva sulla qualità dell'edilizia: i materiali impiegati erano scadenti e le tecniche costruttive molto vulnerabili dal punto di vista sismico; l'età e il degrado dei manufatti erano elevati; la manutenzione scarsa o inesistente. Inoltre, in molte località calabresi, gli effetti di questo terremoto si sovrapposero ai danni, non adeguatamente riparati, dei terremoti degli anni precedenti (1894, 1905 e 1907) aumentando l'entità delle distruzioni. La scossa avvenne alle ore 4:20 GMT e, per quanto riguarda i danni più gravi, colpì

un'area di circa 6000 km<sup>2</sup>. In circa 80 località delle province di Messina e Reggio Calabria gli effetti furono devastanti, con distruzioni estese dal 70 al 100% delle costruzioni. Nel Messinese l'area delle distruzioni pressoché totali fu ristretta e comprese, oltre a Messina, 13 località dell'immediato entroterra della città e delle estreme propaggini settentrionali dei monti Peloritani, fino alla costa tirrenica. Per quanto riguarda la città di Messina, il terremoto, con il maremoto e gli incendi che lo seguirono, distrusse completamente il tessuto urbano (abitazioni, edifici pubblici civili ed ecclesiastici, infrastrutture). Le costruzioni che resistettero furono incredibilmente poche: secondo le statistiche ufficiali del Ministero dei Lavori pubblici, soltanto due case risultarono illese. Tutti gli altri fabbricati furono o distrutti totalmente o completamente sventrati: ne rimasero in piedi solo le pareti esterne, mentre collassarono tetti, solai, muri divisorii, scale. In Calabria il terremoto ebbe effetti distruttivi in una regione molto più estesa, comprendente tutto il versante occidentale del massiccio dell'Aspromonte. A Reggio le distruzioni furono di entità leggermente inferiore rispetto a Messina; tuttavia nei rioni più popolari della città i crolli totali furono estesissimi e in molti edifici sprofondarono tutte le strutture interne. Il terremoto fu quasi totalmente distruttivo in diversi centri abitati importanti come Calanna, Sant'Alessio e Sant'Eufemia in Aspromonte, Villa San Giovanni, e in tutte le località della riviera sia a nord che a sud di Reggio, che furono devastate anche dal grande tsunami che seguì la scossa. Distruzioni estese fino a circa il 50% degli edifici furono riscontrate in 35 località, fra cui, in Calabria, alcuni paesi posti sul versante ionico dell'Aspromonte. L'area all'interno della quale gli effetti del terremoto furono gravi, con crolli totali limitati, ma molti edifici gravemente lesionati e resi inagibili, fu molto vasta e comprese oltre 170 località. Tale area include, in Calabria, la piana di Gioia Tauro, la Grecanica, la Locride e arriva fino alla penisola di capo Vaticano e alle località dell'istmo di Marcellinara, in provincia di Catanzaro; in Sicilia, comprende tutto il versante ionico dei Peloritani fino alle pendici nordorientali dell'Etna. Secondo i dati statistici rilevati dal Ministero dei Lavori pubblici, approssimati per difetto, nelle tre province di Messina, Reggio Calabria e Catanzaro (che all'epoca comprendeva anche l'attuale provincia di Vibo Valentia), le case distrutte o demolite furono oltre 40.000; quelle gravemente danneggiate e rese totalmente o parzialmente inabitabili circa 33.000; quelle lesionate circa 68.000. La popolazione rimasta senza tetto fu certamente superiore a 120.000 persone. Danni più leggeri, con lesioni in genere non gravi e in un numero complessivamente limitato di case o edifici pubblici, furono rilevati in oltre 350 centri abitati sparsi su un'area estesa a nord fino alle province di Crotone e Cosenza; in Sicilia fino ad alcune località delle province di Enna, Caltanissetta, Agrigento e Ragusa. La scossa fu sentita dalle persone in un'area vastissima: in direzione nord fino all'isola d'Ischia e alla provincia di Campobasso; verso est fino al Montenegro, all'Albania e alle isole Ionie della Grecia; verso sud fu sensibile fino all'arcipelago maltese; a ovest fino a Ustica.

**Terremoto del 31.10.1967, ore 21:08:07, lat=37.867°, lon=14.417°, I<sub>max</sub>=8, M<sub>e</sub>=5.6:** la scossa principale avvenne il 31 ottobre alle ore 21:08 GMT e fu avvertita in due fasi della durata complessiva di 15 secondi. Fu seguita da numerose repliche che durarono fino oltre la metà di dicembre.

Il terremoto colpì la regione occidentale dei Monti Nebrodi, al confine tra le province di Messina e di Enna, causando gravi danni nei centri abitati del versante settentrionale e del versante meridionale. Nei giorni seguenti, e fino oltre la metà di dicembre, furono avvertite numerose repliche che, seppure più leggere, aggravarono progressivamente le condizioni statiche degli edifici, causando nelle località più colpite un diffuso stato di inagibilità. A Mistretta, su 2.700 abitazioni, 2.286 (85%) furono danneggiate più o meno gravemente e circa 300 (11%) furono dichiarate inabitabili e fatte sgomberare. A Capizzi, su 1.100 abitazioni, 907 (82%) risultarono danneggiate e più di 100 (9%) furono dichiarate inabitabili. A Santo Stefano di Camastra il 70%

delle abitazioni fu lesionato e oltre il 10% divenne inabitabile; a Nicosia quasi tutte le abitazioni furono lesionate e alcune dovettero essere demolite; a Cerami le abitazioni crollate o pericolanti furono 40 e quelle gravemente danneggiate più di 400; a Castel di Lucio 2 case crollarono e 225 furono danneggiate, di queste 22 furono fatte sgomberare e 17 furono dichiarate solo parzialmente abitabili. In una quindicina di altri comuni gli edifici subirono lesioni rilevanti, e in altrettanti si ebbero danni più leggeri. Complessivamente, secondo le stime governative, più di 6.000 abitazioni urbane e rurali e numerose chiese, scuole, ospedali, sedi di enti pubblici e strade subirono danni di varia entità. La scossa fu avvertita in tutta la Sicilia: a Palermo, Trapani e Agrigento causò notevole panico nella popolazione; a Messina, Catania, Siracusa e Ragusa fu sentita più leggermente. A Nicosia, tra il 31 ottobre e il 9 novembre, furono avvertite 27 scosse.

**Terremoto del 15.04.1978, ore 23:33:47, lat=38.117°, lon=15.017°,  $I_{max}=8$ ,  $M_e=5.7$ :** la scossa avvenne il 15 aprile 1978 alle ore 23:34 GMT ca.; colpi, l'area tirrenica della Sicilia nord – orientale e fu risentita in quasi tutta la Sicilia, esclusa la provincia di Trapani, e nella Calabria centro – meridionale. Furono riscontrati danni apprezzabili in circa 100 località. Gli effetti più gravi riguardarono una ventina di centri situati lungo la costa e nell'immediato entroterra del golfo di Patti e sul versante nord – orientale dei Monti Nebrodi (Barcellona Pozzo di Gotto, Castoreale, Falcone, Oliveri, Patti, Brolo, Gioiosa Marea, Naso, San Piero Patti, Sant'Agata di Militello, Sant'Angelo di Brolo, etc.). Danni notevoli furono riscontrati anche in alcuni paesi delle isole Eolie, in particolare sulle isole di Vulcano e di Lipari. Complessivamente, oltre 70 edifici crollarono totalmente, 650 furono giudicati da demolire totalmente o parzialmente e altri 2.000 circa furono gravemente danneggiati. Le distruzioni più rilevanti riguardarono i centri storici, dove le caratteristiche costruttive e urbanistiche produssero un'amplificazione degli effetti sismici. Nelle località principali dell'area colpita (Patti, Barcellona Pozzo di Gotto, Castoreale, Milazzo), la parte antica degli abitati era costituita da edifici costruiti in muratura di pietre legate da malta comune; soffitti alti generalmente più di 4 metri, spesso con volte d'incannucciato; sezioni portanti costituite da archi in mattoni e tetti esercitanti una notevole spinta laterale. La rete stradale era principalmente costituita da vie strette e vicoli; gli edifici, spesso uniti tra loro da strutture murarie in comune, erano staticamente e dinamicamente interdipendenti. Negli edifici più recenti e in quelli costruiti secondo norme antisismiche i danni furono minori e riguardarono soprattutto tramezzature e pareti divisorie.

## 2.2. Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Montagnareale

Il comune di Montagnareale è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti avvenuti nell'area tra il 1981 e il 2011 con una indicazione della classe di magnitudo. Quest'attività è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia e da alcuni eventi di moderata magnitudo (ben 6 eventi con epicentro distante da Montagnareale meno di 20 km negli ultimi 30 anni hanno avuto una magnitudo locale maggiore di 4) e da profondità ipocentrale variabile da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri.

Il "*Catalogo dei forti terremoti dal 461 a.C. al 1997*" dell'INGV permette di individuare più di venti forti terremoti con epicentro in Sicilia che, ipotizzando normali leggi di attenuazione dell'Intensità macrosismica, dovrebbero avere avuto a Montagnareale effetti macrosismici di notevole intensità ( $I > 6$  MCS) ma, mancando documentazioni storiche che consentano di determinare attendibili stime di intensità macrosismica, essi sono trascurati nella descrizione seguente.

La Fig. 2.3, estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011) mostra la distribuzione di eventi sismici storici, con epicentro distante meno di 100 km da Montagnareale e magnitudo momento  $M_w > 5.5$ .

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Montagnareale estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Non si hanno informazioni sufficienti a ricostruire la sismicità storica del suddetto comune prima del XVI secolo. Tuttavia dalla Fig. 2.4 si evince come dalla fine del 1700, 5 eventi sismici abbiano prodotto a Montagnareale effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica.

Il primo terremoto storico di cui si conosca il risentimento a Montagnareale è quello dell'11 gennaio 1693 ( $M_w = 7.41$ ) che ha avuto massima intensità macrosismica risentita nel comune pari a VII grado MCS.

L'evento tuttavia che avuto massimo risentimento sismico a Montagnareale sembra essere quello del 15 aprile del 1978 di  $M_w = 6.06$ . Tal evento è stato localizzato nel Golfo di Patti e la stima della sua intensità macrosismica media nel comune di Montagnareale è pari al VII-VIII grado MCS.

La Fig. 2.5 mostra la distribuzione delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978. La scossa danneggiò lievemente diversi edifici e causò numerosi piccoli smottamenti e crolli. Questo terremoto è stato attribuito alla struttura sismogenetica "Patti Eolie" che si estende dai Monti Peloritani sino alle Isole Eolie (DISS, Database of Individual Seismogenic Sources, Basili *et al.*, 2008).

Il comune di Montagnareale sorge a ridosso della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogenetiche, quella Sud Tirrenica e quella Calabria (Fig. 2.6, DISS, Basili *et al.*, 2008), che hanno in passato generato forti terremoti (Guidoboni *et al.*, 2007; Rovida *et al.*, 2011).

In Tab. 2.1 sono riportati i valori della pericolosità sismica relativi al comune di Montagnareale; questa è espressa in termini di accelerazione orizzontale massima al suolo (PGA) con probabilità di eccedenza del 2, 5, 10, 22, 30% in 50 anni, su suoli rigidi ( $V_s > 800$  m/s), come previsto dall'Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All. 1b, estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>. Le stime di PGA sono state determinate con la tecnica di analisi statistica degli effetti stimati sulla base dei dati contenuti nei cataloghi sismici, proposta da Cornell (Cornell, 1968; Bender & Perkins, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004) e la loro incertezza è espressa mediante percentili, considerando il catalogo un campione rappresentativo dell'intera popolazione di eventi possibili con effetti significativi nel luogo.

La mappa riportata in Fig. 2.7 mostra come il comune di Montagnareale ricada in un'area con PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, cioè periodo di ritorno 475 a, compresa fra 0.175 g e 0.200 g. Questa è una scelta convenzionale di parametri e in particolare è il valore di riferimento per l'Eurocodice8 (EC8), nel quale vengono stabilite le norme per il progetto e la costruzione di strutture.

Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Montagnareale è stato inserito in Zona Sismica 2.

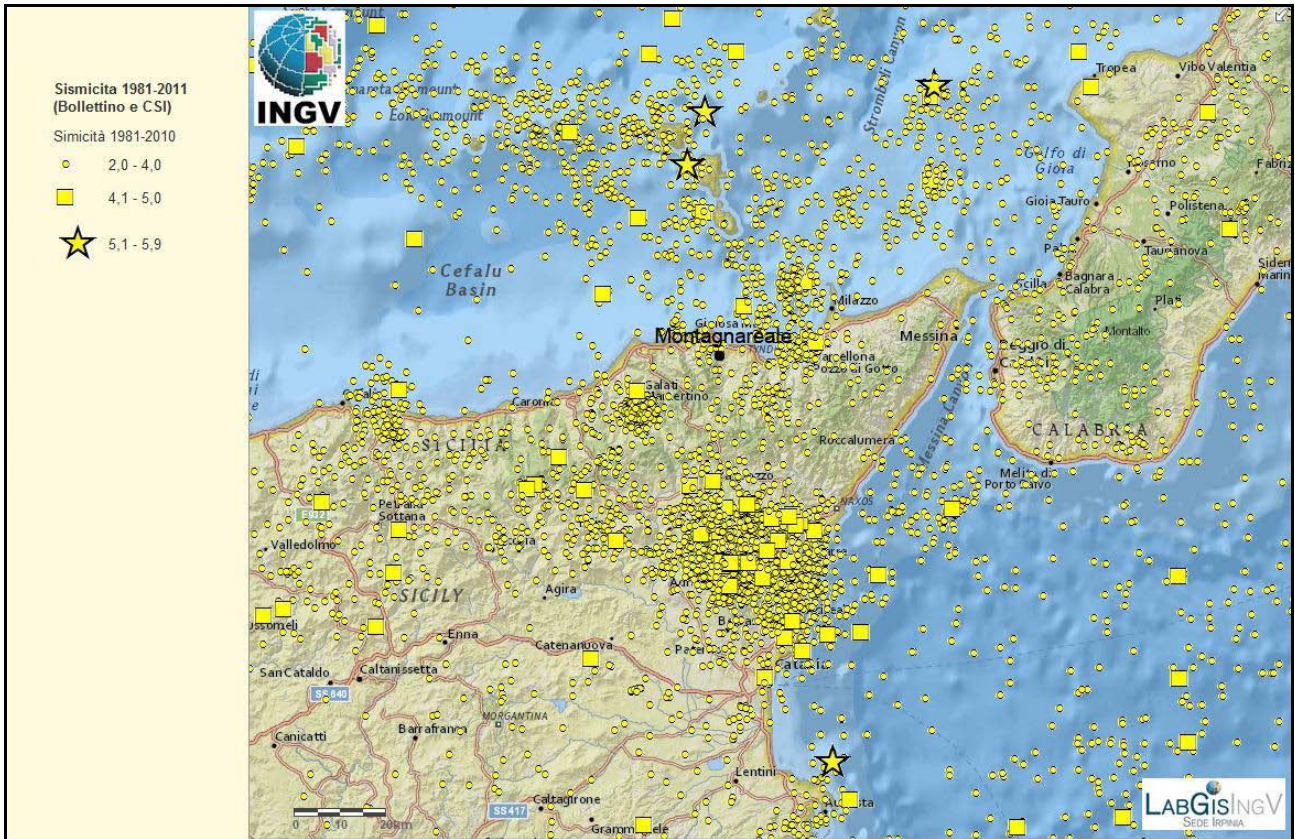


Fig. 2.2 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall'INGV tra il 1981 e il 2011.

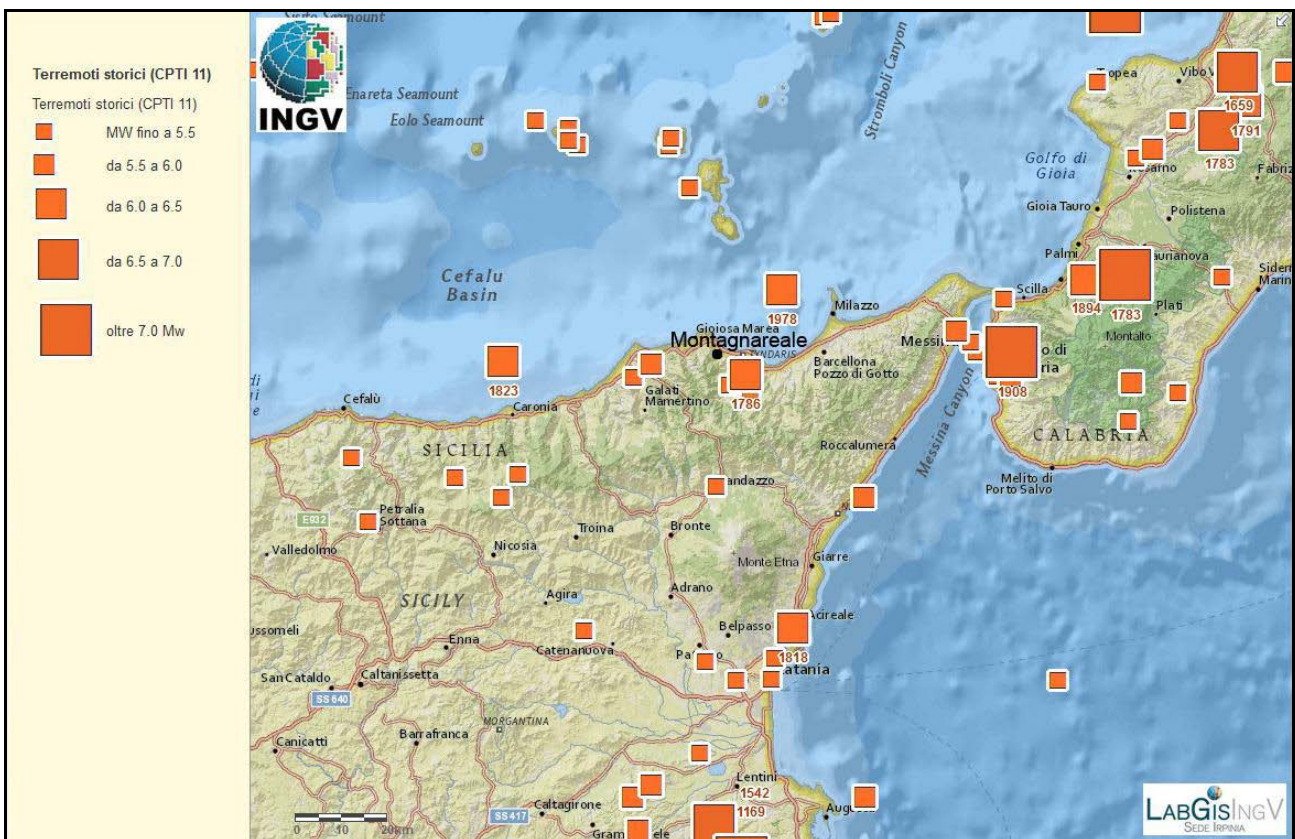


Fig. 2.3 - Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

## Storia sismica di Montagnareale [38.131, 14.946]

Numero di eventi: 5

Effetti

In occasione del terremoto del:

I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
7	1693 01 11 13:30	Sicilia orientale	185	11 7.41 ±0.15
NF	1947 05 11 06:3	Calabria centrale	254	8 5.70 ±0.13
7-8	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06 ±0.09
4-5	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7 5.64 ±0.09
5	1999 02 14 11:4	Patti	101	4.69 ±0.09

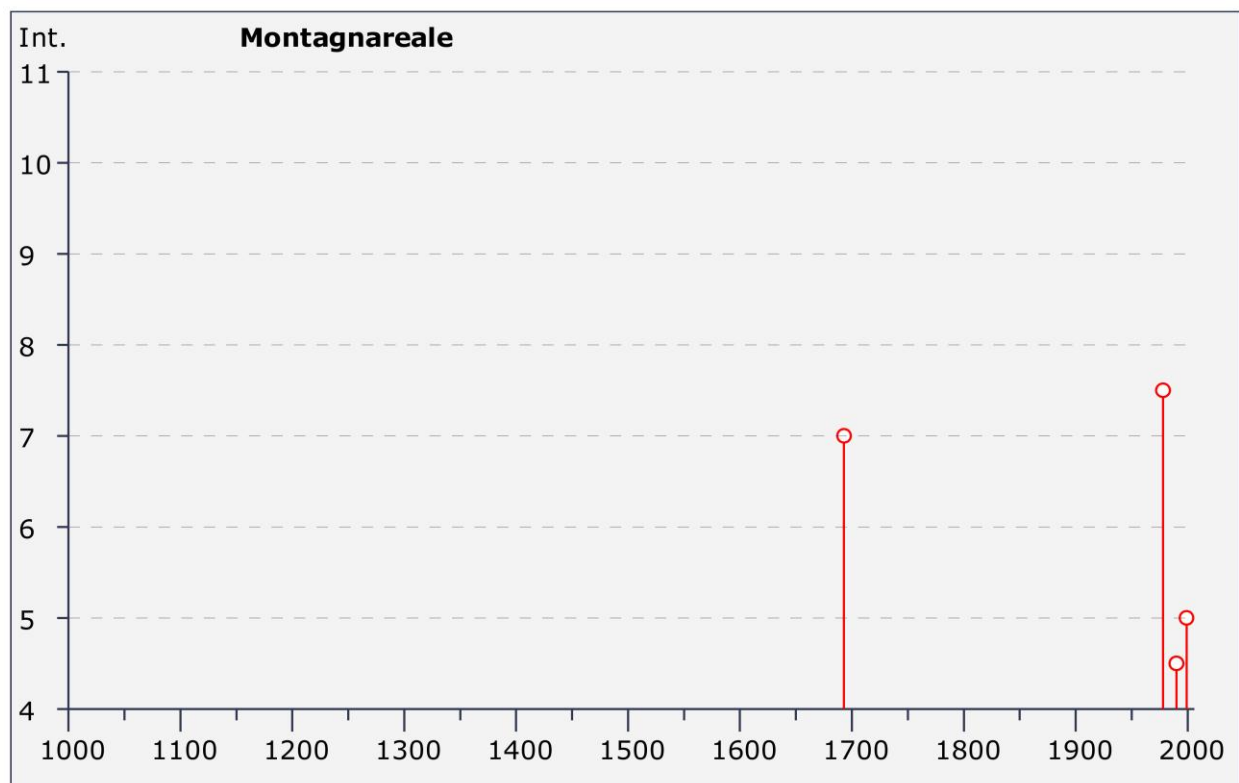


Fig. 2.4 - Storia sismica del comune di Montagnareale estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011);  $I_s$  è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica;  $I_0$  è l'intensità macrosismica epicentrale (MCS);  $M_w$  è la magnitudo momento dell'evento; L'ultima colonna indica il valore di incertezza della stima di  $M_w$ .



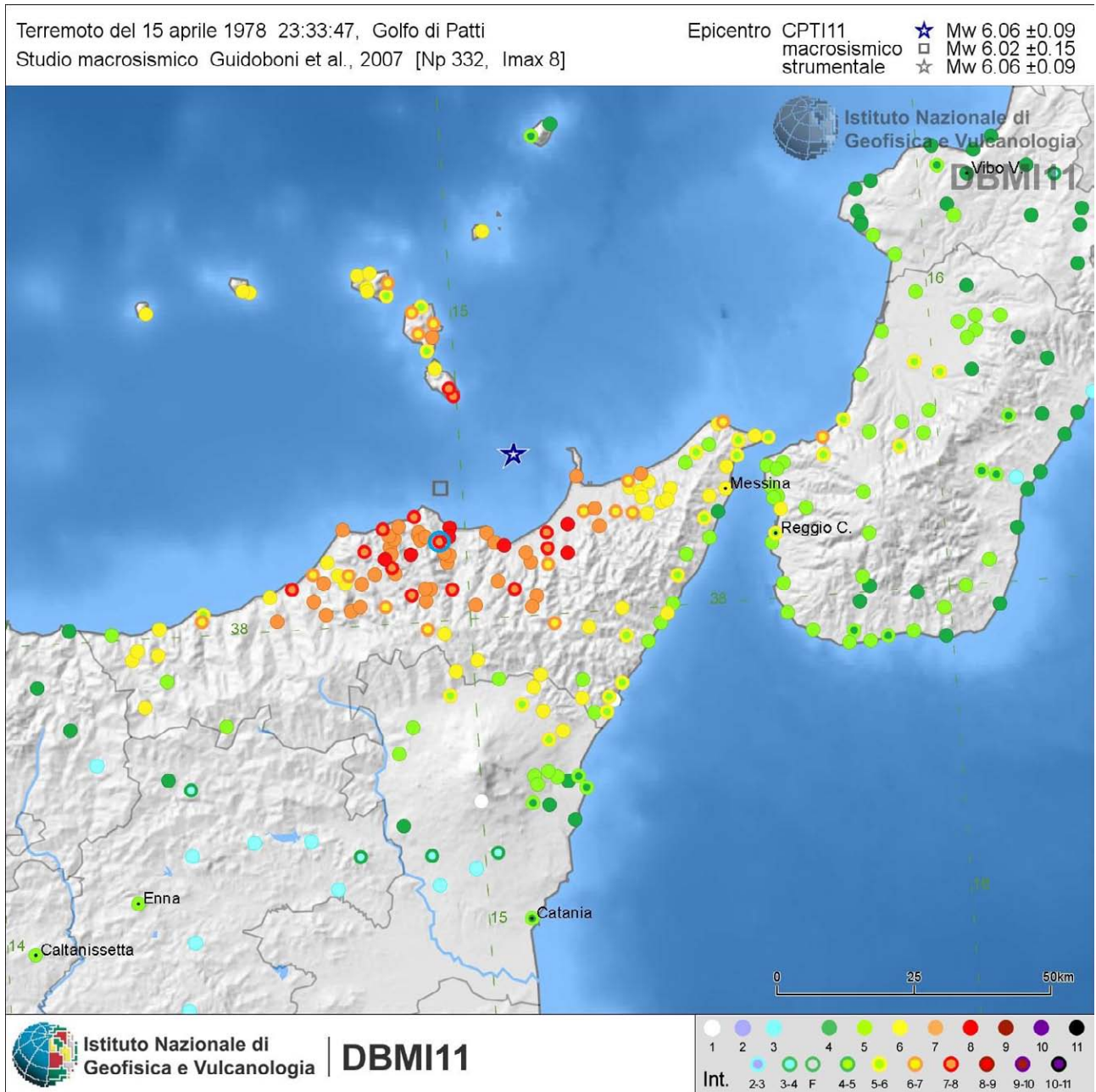


Fig. 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Montagnareale.

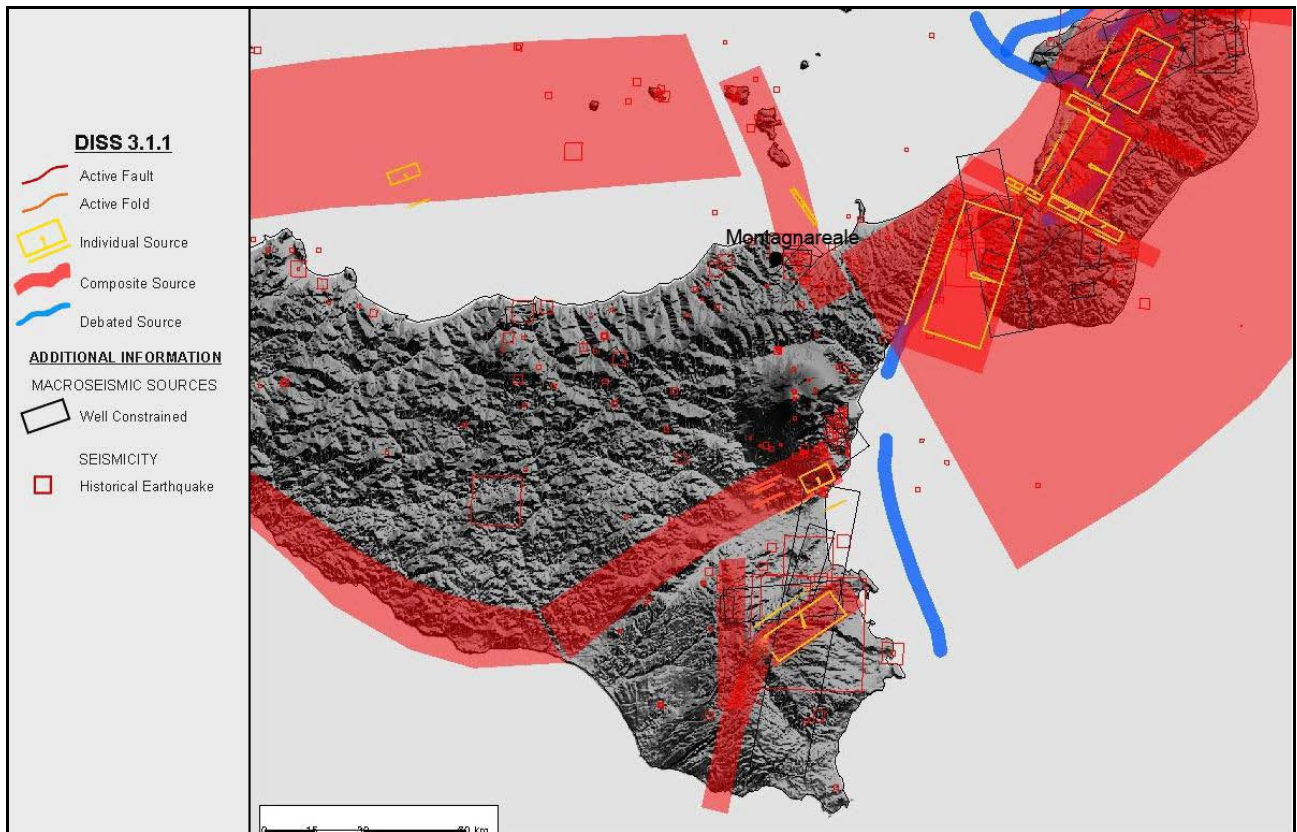


Fig. 2.6 - Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

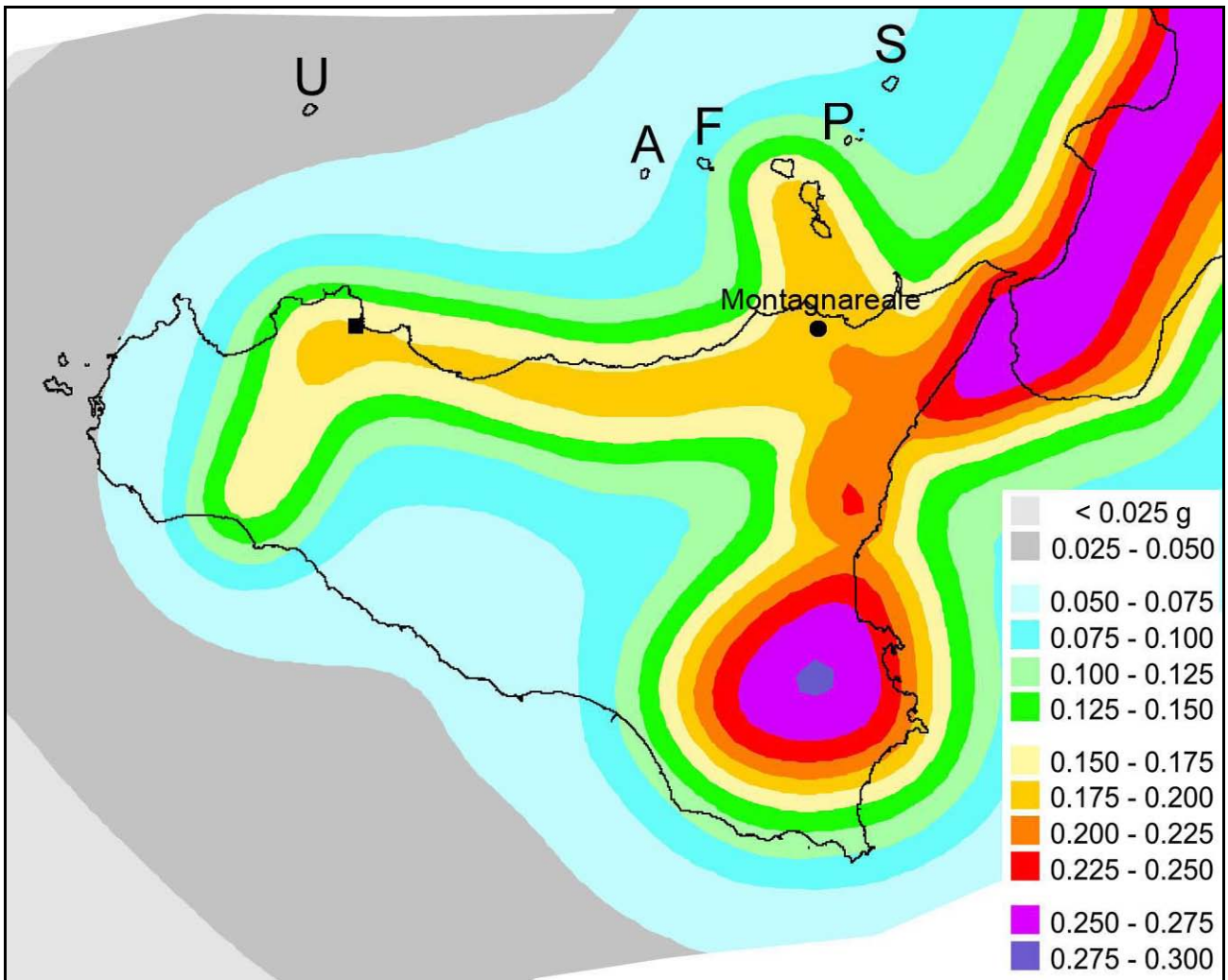


Fig. 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ( $V_s > 800$  m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

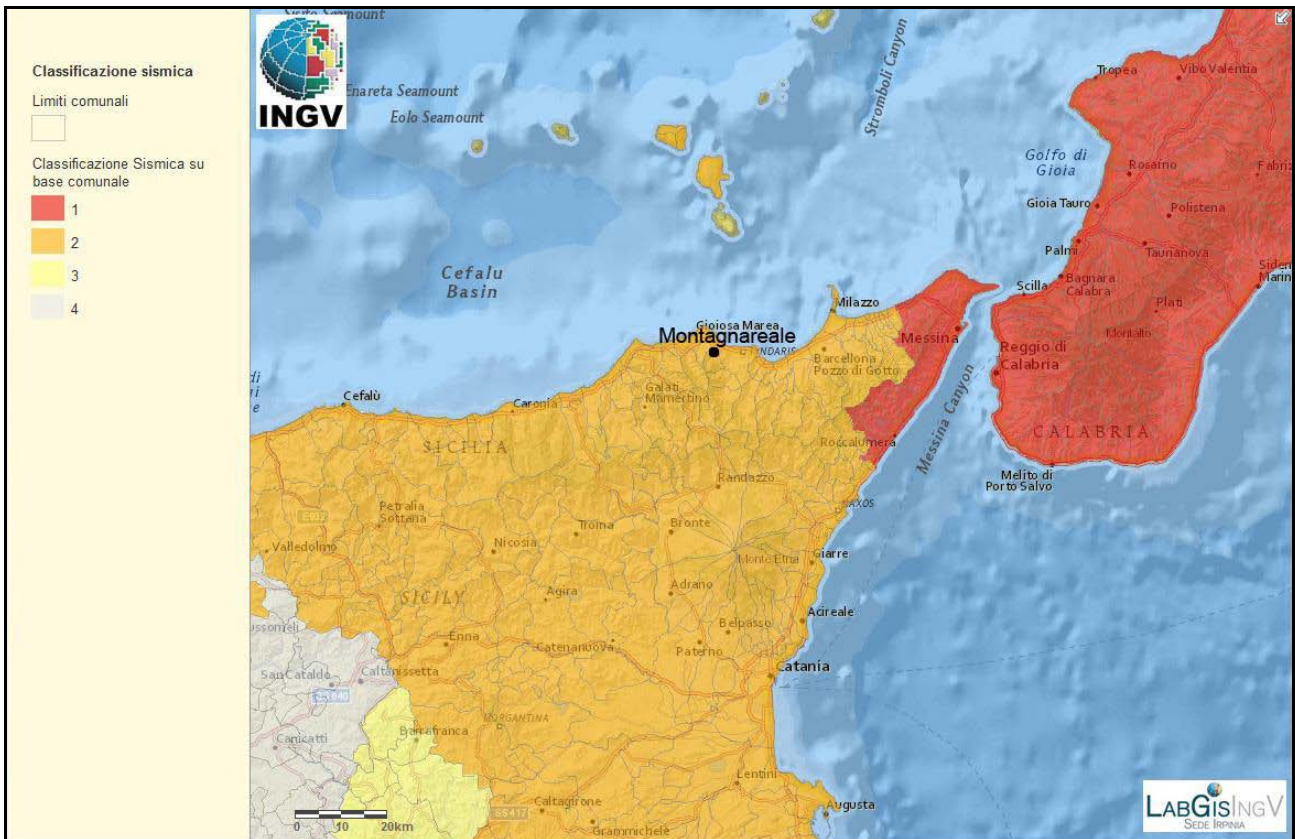


Fig. 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Parametro di scuotimento <b>PGA (g)</b>		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2486	0.1895	0.1478	0.1088	0.0937
	50	0.3232	0.2475	0.1966	0.1449	0.1259
	84	0.3889	0.2841	0.2188	0.1557	0.1338

Tab. 2.1 - Valori di PGA stimati per il comune di Montagnareale per differenti livelli di probabilità in 50 anni, o equivalentemente differenti periodi di ritorno, e per diverso percentile. I dati sono stati estratti dalla mappa digitale della pericolosità sismica presente al sito <http://esse1.mi.ingv.it/> e sono riferiti a suoli rigidi ( $V_s > 800$  m/s).

### 2.3 Faglie attive

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci nel territorio di Montagnareale' si è fatto riferimento al database on-line predisposto dall'ISPRA. Il progetto **ITHACA** (ITaly **H**Azard from **C**Apable faults), prevede un database per la raccolta e la facile consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono

creare deformazione cosismica permanente in superficie. Molte faglie sono state nuovamente analizzate e, rispetto alla versione precedente del database, alcune strutture sono state eliminate ed altre aggiunte. Un miglioramento significativo al database si è avuto per le regioni Calabria e Sicilia, per le quali sono state aggiunte alcune strutture a mare (Mar Ionio e Canale di Sicilia) che, nonostante le modeste conoscenze, sono certamente attive e capaci di produrre significativi effetti sulle aree costiere circostanti, compresi gli tsunami.

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci, non risultano nei cataloghi consultati (ITHACA-ISPRA, INGV etc...) strutture di tale tipo. Tuttavia la prossimità a zone di deformazione attiva, in alcuni casi definite ancora sommariamente, non esclude la presenza di possibili strutture tali da interessare l'area in oggetto.

## **2.4 Pericolosità geo-idrologica**

Per quanto riguarda la pericolosità derivante da fattori geo-idrologici si è tenuto conto del Piano per l'Assetto Idrogeologico (PAI) elaborato ed aggiornato nel corso di questi anni dalla Regione Sicilia. Come previsto dall'OPCM 3907/2010 art. 5 comma 4, sono da escludere dalla MS le aree classificate come soggette a rischio idrogeologico molto elevato (R4), qualora non ricadano all'interno di centri urbani. Al fine di ricostruire in modo completo il quadro dei dissesti eventualmente presenti nelle aree studiate, sono state inoltre acquisite tutte le ulteriori informazioni aggiuntive eventualmente disponibili all'interno di altri elaborati tecnici quali ad esempio le relazioni geologiche allegate ai piani regolatori dei Comuni.

Il territorio di Montagnareale è interessato dalla presenza in affioramento di terreni metamorfici alterati, le cui coperture possono facilmente essere mobilizzate lungo i versanti che, a monte e a valle, bordano l'area del centro abitato. In particolare, si riconoscono fenomeni di scorrimento e complessi (scorrimento-colamento) sul versante a valle del centro abitato, le cui testate si impostano sulla rottura di pendenza corrispondente con la sede stradale della strada provinciale. Sono inoltre presenti fenomeni più superficiali lenti in due aree all'interno del centro abitato. Le condizioni di rischio rilevate all'interno del centro abitato sono comunque modeste, in ragione dello stato d'inattività attribuito ai fenomeni censiti o, nel caso di fenomeni attivi, della modesta estensione o velocità attribuita agli stessi.

### 3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

#### 3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Montagnareale ricade nel comparto geologico dei Monti Peloritani. L'edificio tettonico del settore peloritano è costituito da un set di corpi tettonici formati in prevalenza da rocce metamorfiche di basso ed alto grado, a luoghi con resti di coperture sedimentarie meso – cenozoiche.

Secondo le ricostruzioni più recenti (Giunta *et al.*, 1998) questo settore corrisponde nel suo insieme ad una zona della catena appenninico – maghrebide, nella quale sono rappresentate le unità tettono – stratigrafiche di primo ordine più elevate che dal basso verso l'alto sono (Fig. 3.1): Unità Longi-Taormina: affiora nei settori frontali dell'elemento peloritano secondo un andamento NW-SE da S. Agata di Militello fino a Taormina; è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da una successione sedimentaria meso – cenozoica, che mostra marcate differenze di facies correlabili con differenti storie tettono – sedimentarie;

Unità Fondachelli: costituita da un basamento epimetamorfico pre-alpino dato da filladi, metareniti e rare metabasiti e metacalcari;

Unità Mandanici: costituita da un basamento pre-alpino composto da filladi, quarziti, metabasiti, marmi e porfiroidi;

Unità Mela: costituita da un basamento pre-alpino polimetamorfico, rappresentato da paragneiss passanti a micascisti, con intercalazioni di metabasiti e marmi (unità di recente istituzione);

Unità Aspromonte: formata da un basamento varisico metamorfico di medio-alto grado, costituito da paragneiss e micascisti, gneiss occhiadini e metagraniti, anfiboliti, ultramafiti e marmi, intrusi da plutonici tardo – varisiche, e riequilibrato in età alpina.

In discordanza su queste unità tettoniche poggia estesamente la Formazione Stilo – Capo d'Orlando, di età Oligocene sup. (?) – Miocene inf., costituita essenzialmente da torbiditi silico-clastiche, il cui significato paleo-tettonico è di controversa interpretazione. La sedimentazione di questa formazione si interrompe durante il Langhiano, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegata (Unità Antisicilidi), di dubbia provenienza. In discordanza sulle Unità Antisicilidi e sui terreni sottostanti, giace la formazione miocenica delle Calcareniti di Floresta, costituita da arkose a cemento carbonatico, ricche di briozoi.

I depositi tortoniano-messiniani affiorano prevalentemente nella parte settentrionale dei Monti Peloritani e poggiano in discordanza su tutti i terreni più antichi. Le successioni plioceniche affiorano in modo discontinuo ed arealmente molto limitato nei settori settentrionali dei Monti Peloritani, mentre le successioni plio–pleistoceniche occupano le depressioni costiere a pronunciato controllo neotettonico.

### SCHEMA STRATIGRAFICO DEI CORPI ROCCIOSI COMPONENTI L'EDIFICIO TETTONICO DEI MONTI PELORITANI

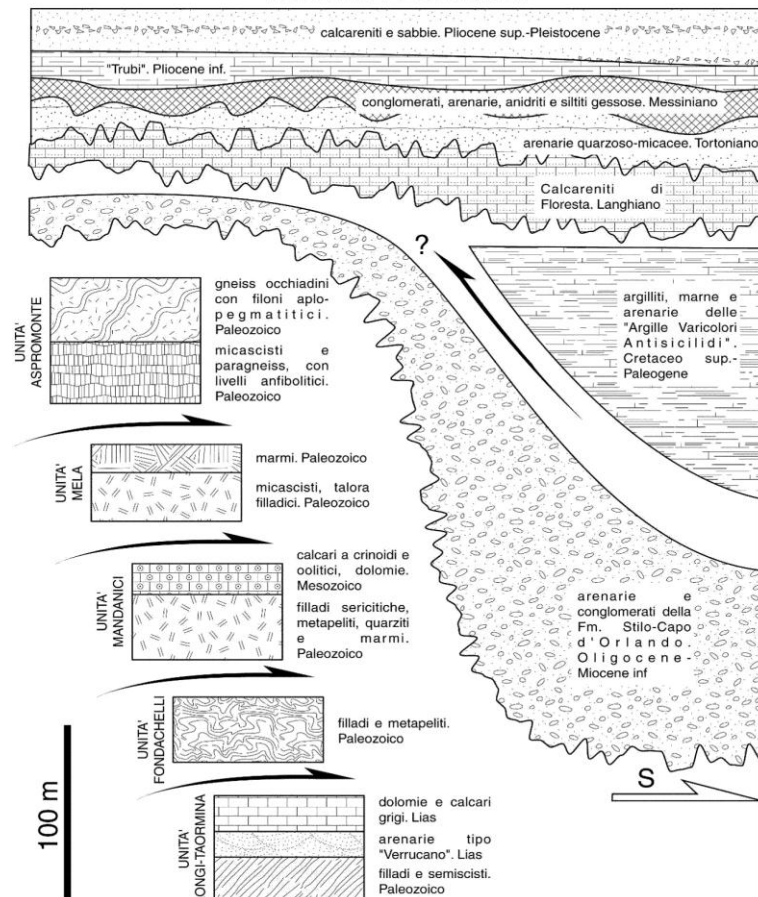


Fig. 3.1 – Schema tettono–stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

### 3.2 Assetto Tettonico

I Monti peloritani costituiscono l'elemento tettonico geometricamente più elevato dell'edificio strutturale siciliano. Le unità tettoniche rappresentano il settore meridionale dell'arco calabro compreso tra il Bacino Tirrenico caratterizzato da processi di assottigliamento crostale a partire dal Miocene superiore ed il Bacino Ionico in subduzione al di sotto dell'arco calabro (Scandone et al, 1979).

Nei Monti peloritani oltre alle deformazioni duttili varisiche sono presenti strutture ascrivibili alle diverse fasi deformative alpine che si sono succedute durante la costruzione dell'edificio tettonico dall'Oligocene fino all'attuale. (Fig. 3.2)

Il sovrascorrimento delle unità peloritane inizia nell'Oligocene superiore (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1976) e si protrae nel Miocene attraverso diverse fasi deformative (Giunta e Nigro, 1998).

La deformazione oligo–miocenica dell'area peloritana è stata contraddistinta da diversi momenti nei quali si è avuta la formazione di pieghe associate a sistemi di sovrascorrimenti che hanno frammentato e impilato con polarità meridionale le diverse unità tettoniche.

Il fronte esterno dell'Arco Calabro, nei settori ionici sommersi antistanti la Calabria è attualmente soggetto a processi di sovrascorrimento (Finetti, 1982; Finetti *et al.*, 1996), mentre nei settori tirrenici sono in atto processi di assottigliamento crostale iniziati a partire dal Miocene superiore

probabilmente conseguenti a fenomeni di collasso della catena legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico (Giunta *et al.*, 2000a, Pepe *et al.*, 2000). Le unità tettoniche di primo ordine sono limitate da estese superfici di *thrust* a basso angolo, e spesso mostrano piegamenti alla meso- e macroscale e delle dislocazioni fragili successive. Le superfici di sovrascorrimento principali esprimono l'effetto della fase deformativa alpina oligo-miocenica, attraverso la quale si è determinata la sovrapposizione tettonica delle unità di primo ordine, mentre le dislocazioni successive (mediamente ad angolo più elevato) ed i piegamenti delle superfici di sovrascorrimento appaiono riferibili alle fasi tettoniche del Miocene sup. e del Plio-Pleistocene. Lungo i contatti tettonici di primo ordine, specie tra le unità Fondachelli e Mandanici, e tra queste e l'Unità Aspromonte, sono presenti lembi di successioni sedimentarie meso-cenozoiche ("trucioli tettonici" degli Autori), interessati a luoghi da metamorfismo alpino di basso grado.

Nei Monti Peloritani le geometrie dei sovrascorrimenti sono spesso di tipo *ramp – flat – ramp* (Nigro, 1994; Giunta & Nigro, 1998) o date da strutture di tipo duplex di vario ordine (Nigro, 1994; Giunta & Somma, 1997). Tali geometrie, e la presenza di una pronunciata disarmonia nel piegamento, sono determinate dalla presenza di una serie di superfici di scollamento ad andamento regionale che si impostano sia all'interno dei basamenti prealpini sia all'interno delle loro coperture sedimentarie mesozoico-terziarie.

Nell'intervallo Burdigaliano superiore – Langhiano, unità costituite da Argille varicolori ("Antisicilidi") sovrascorrono su tutto il settore peloritano.

Nell'intervallo Langhiano – Serravalliano ulteriori strutture fuori sequenza coinvolgono anche le coltri "antisicilidi". Durante questo periodo si realizza la progressiva sovrapposizione tra le due

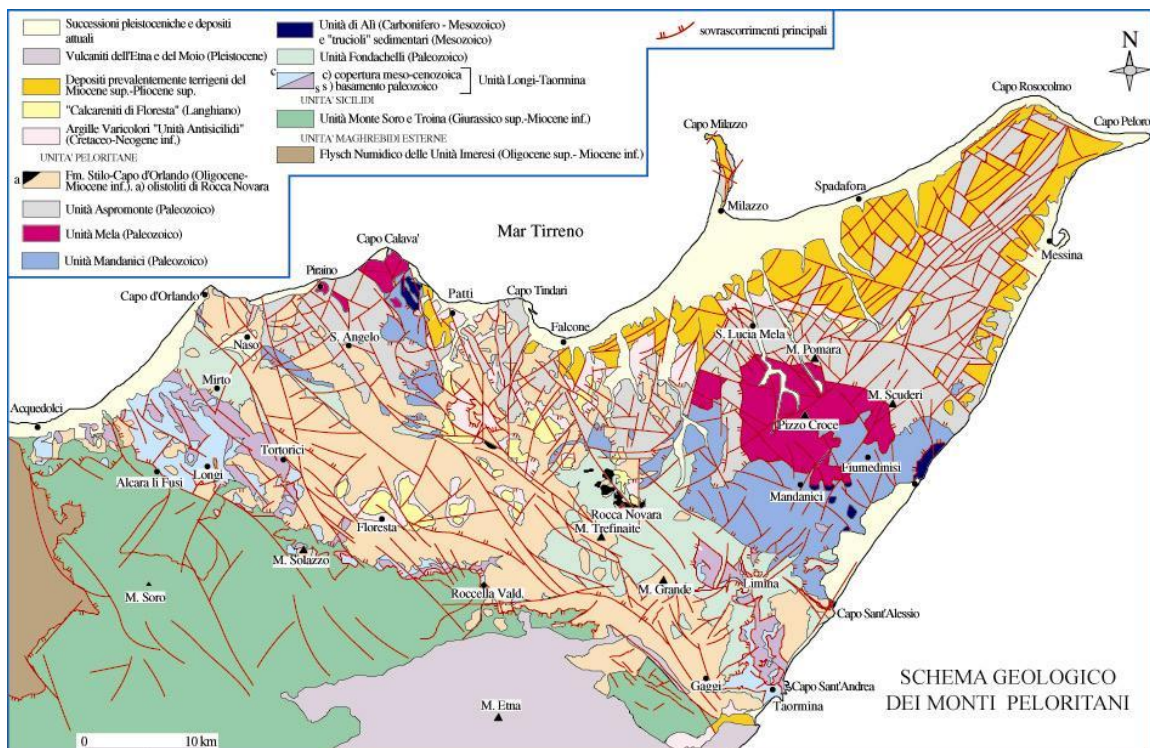


Fig 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).



porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la linea di Taormina che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

A partire dal Miocene superiore l'edificio tettonico così costruito viene interessato da sistemi di faglie inverse ad alto angolo (*breaching*) che determinano modesti raccorciamenti (Giunta & Nigro, 1998).

Questo tipo di raccorciamenti si sarebbe protratto fino alla fine del Miocene quando i primi effetti connessi con l'evoluzione del bacino Tirrenico meridionale hanno determinato l'attivazione di fasce di faglie estensionali a basso angolo, che invertendo il movimento di alcune superfici di *thrust* avrebbero determinato un generale assottigliamento della catena, stirando l'edificio tettonico con una generale vergenza settentrionale.

Questa fase tettonica estensionale sarebbe responsabile dell'enucleazione di strutture quali *ramp décollement*, *roll – over anticline* e sovrapposizioni di tipo *younger on older*: osservabili sia nei Monti Peloritani che in buona parte delle Maghrebidi Siciliane.

Nell'intervallo Pliocene – Pleistocene una fase tettonica a marcato carattere trascorrente ha generato una complicata griglia di faglie *strike – slip* ad alto angolo rappresentata da due distinti sistemi: uno sintetico a cinematica destrale orientato da NO – SE a E – O e uno antitetico, prevalentemente sinistro prevalentemente orientato da N – S e NE – SO Tali strutture osservabili dalla scala chilometrica a quella metrica, hanno controllato la genesi e l'evoluzione di depressioni tettoniche sedi di sedimentazione clastica, presenti sia lungo le aree costiere della Sicilia settentrionale che negli antistanti settori sommersi tirrenici.

### 3.2.1 Neotettonica

Le deformazioni legate agli eventi neotettonici sono in parte ancora attive e alle zone di taglio ad essa collegate sono da imputarsi gli eventi sismici dell'area (Fig. 3.3).

Dal Pliocene Superiore al Pleistocene la tetto-genesi coinvolge le aree più meridionali e il fronte della catena si sposta nelle aree marine del canale di Sicilia (Nigro & Renda, 1999).

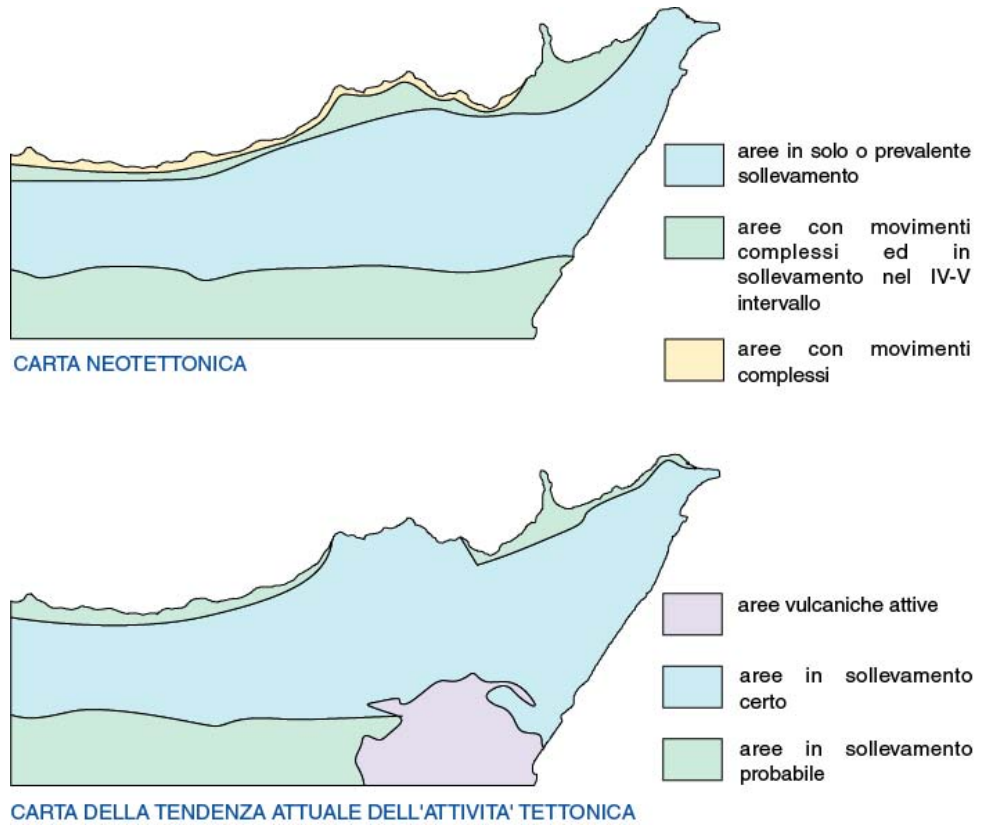


Fig. 3.3– Carta dei sollevamenti neotettonici.

Nel settore sud-tirrenico prospiciente la costa settentrionale della Sicilia i processi di assottigliamento crostale, che a partire dal Miocene superiore hanno condotto alla formazione del Bacino Tirrenico, sarebbero stati accoppiati, nel corso del Pliocene, ad un regime tettonico trascorrente che ha causato l'attivazione di un'ampia fascia di taglio trascorrente destro orientata circa E – O (Selli, 1974; Ghisetti & Vezzani, 1977, 1984; Ghisetti, 1979; Boccaletti *et al.*, 1986; Finetti & Del Ben, 1986; Malinverno & Ryan, 1986; Giunta, 1991; Mauz & Renda, 1995; Nigro & Sulli, 1995; Abate *et al.*, 1998; Nigro, 1998; Nigro & Renda, 1999, 2000, 2001b, 2005)

Il limite settentrionale di questa zona di taglio si estende, da Ustica alle Eolie (Boccaletti & Dainelli, 1982; Boccaletti *et al.*, 1984, 1990; Renda *et al.*, 2000), mentre il più meridionale si estende lungo il Canale di Sicilia e comprende alcune strutture di primo ordine tra cui la Linea Kumeta – Alcantara (Ghisetti & Vezzani, 1984; Renda *et al.*, 2000), che si estende per oltre 300 km dai Monti di Trapani fino al Monte Etna.

Le superfici di taglio, che hanno attivato le zone di trasferimento della deformazione, (Nigro & Renda, 2001a), durante il Plio – Pleistocene distribuiscono la deformazione attraverso l'attivazione di strutture transtensive nei settori costieri tirrenici e in quelli sommersi ed attivano strutture compressive, a luoghi con componente obliqua del rigetto, nei settori del fronte di sovrascorrimento e lungo la zona assiale della catena (Fig. 3.4).

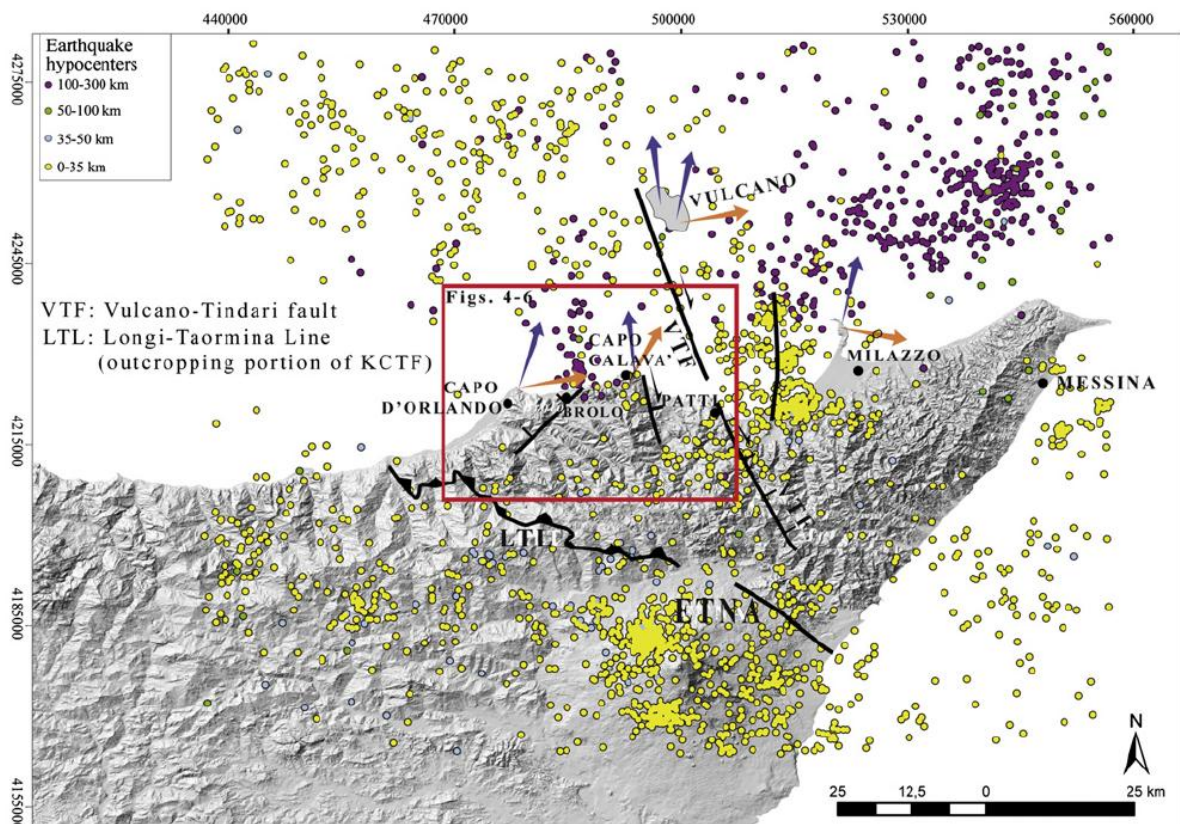


Fig 3.4– Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

Le zone di taglio (laddove a volte sono concentrate le deformazioni sismiche) sono orientate NO-SE e, morfologicamente, danno luogo a dorsali a controllo strutturale (Dorsale di Capo Calavà, Dorsale di Tindari e Dorsale di Messina) e a bacini sedimentari dove sono preservati lembi di

successioni pleistoceniche, le cui geometrie stratali indicano un carattere sin tettonico della deposizione (Ghisetti, 1979; Monaco *et al.*, 1996a; Catalano & Di Stefano, 1997; Lentini *et al.*, 2004; Nigro & Renda, 2005).

Lungo il versante orientale delle dorsali di Capo Calavà e di Tindari prevalgono faglie trascorrenti destre e faglie dirette a componente obliqua del rigetto orientate NO – SE, mentre lungo i loro versanti occidentali prevalgono faglie inverse e subordinatamente faglie trascorrenti sinistre orientate N – S, NNE – SSO.

Nelle depressioni tettoniche le faglie estensionali a luoghi mostrano geometrie listriche, con i tratti a basso angolo che spesso si raccordano a preesistenti superfici di sovrascorrimento. Le strutture neotettoniche corrispondono per lo più a sistemi net-slip e strike-slip che nel complesso sembrerebbero potersi riferire al meccanismo di taglio semplice destrale di primo ordine ad andamento circa O – E, che controlla lo sviluppo recente del margine meridionale del bacino tirrenico, e contribuisce all'"apertura" del Bacino Tirrenico, e alla rotazione antioraria dell'Africa stabile (Giunta *et al.*, 1998; Renda *et al.*, 2000).

### **3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Montagnareale**

#### **3.3.1. Caratteri morfologici**

Il territorio comunale di Montagnareale (ME), ricade tra i bacini idrografici compresi tra il Torrente Timeto e la Fiumara di Naso ed è contenuto completamente dentro il Foglio I.G.M.I n. 599 (Fig. 3.5). Il contesto morfologico prevalente è di tipo collinare in tutto il settore a Nord-Est del territorio comunale, mentre assume un assetto maggiormente montuoso in quei settori che bordano a Sud e a Nord il centro abitato principale. La morfologia del territorio è fortemente controllata natura metamorfica dalle litologie affioranti, che danno luogo a versanti altamente pendenti nei due lati dell'ampia valle costituita dal Torrente di Montagnareale. Nella zona meridionale del territorio comunale, in adiacenza alle fasce alluvionali sono presenti depositi terrazzati sabbioso-limosi o ghiaiosi che determinano superfici sub-pianeggianti o a debole declivio verso l'alveo e limitati a valle da scarpate di erosione verticali. Il disfacimento dei terreni di alto e medio grado metamorfico appartenenti alla sequenza arenitico-argillosa del Flysch di Capo D'Orlando, e la presenza delle Argille Scagliose, danno luogo a importanti coltri detritiche che possono essere assoggettate coinvolte in deformazioni e fenomeni franosi di vario tipo. Il centro abitato principale del Comune di Montagnareale, è interamente compreso nel bacino idrografico della Fiumara di Naso e ne ricopre la porzione mediana della valle, che prende il nome appunto di "Fiumara di Montagnareale" (Fig. 3.6). I terreni metamorfici, sono stati interessati da eventi tettonici che hanno reso complessa l'assetto del territorio, a giustificare le variazioni di pendenza dei versanti e la presenza di corpi detritici di notevole spessore, derivanti dalla disgregazione dei substrati fratturati e alterati. Il substrato litologico principale è costituito da metamorfiti di vario grado, appartenenti alle unità tettoniche peloritane dell'Unità dell'Aspromonte e dell'Unità Mandanici sulle quali sovrascorrono le sequenze torbiditiche del Flysch di Capo d'Orlando.

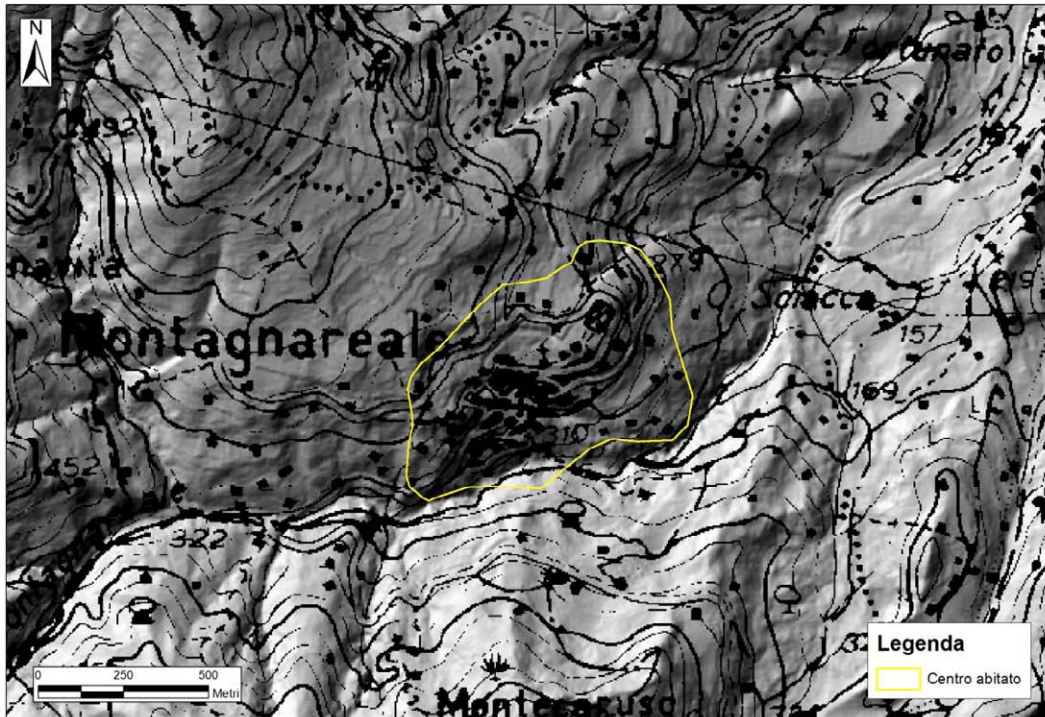


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 599: assetto morfologico del territorio di Montagnareale (Me) e identificazione del centro abitato principale

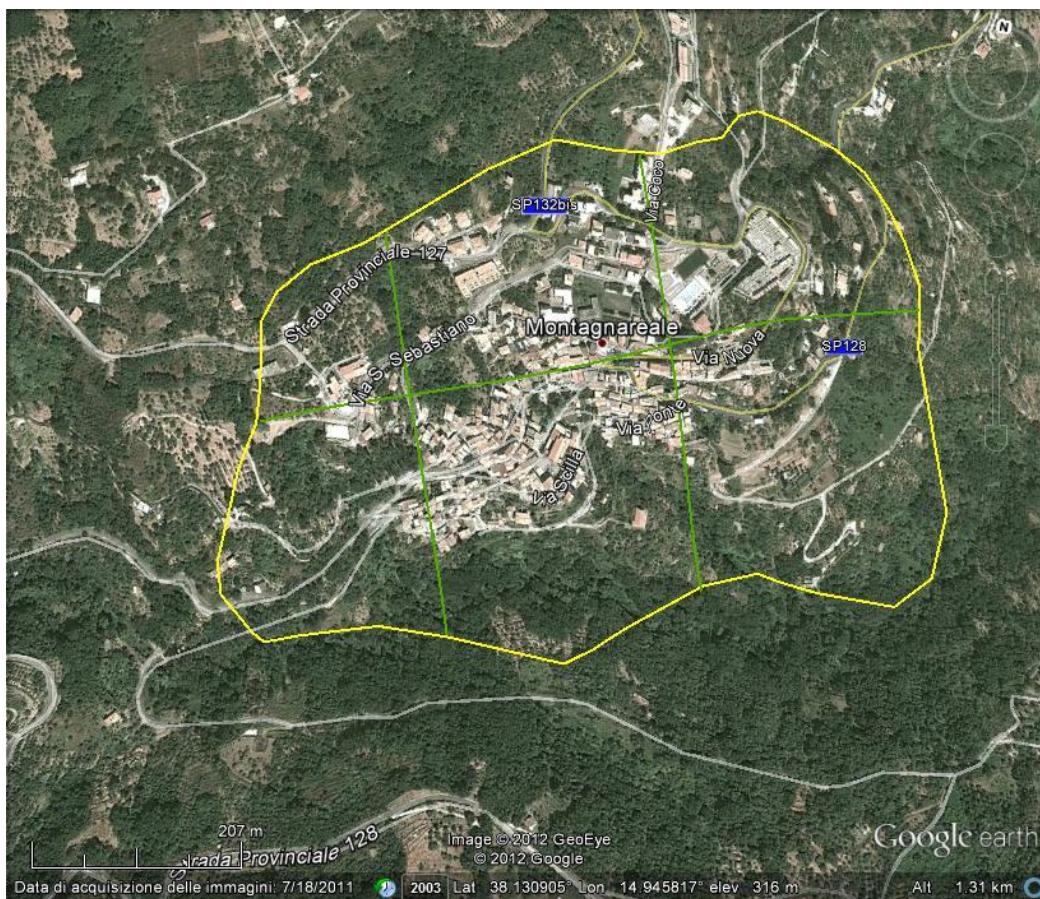


Fig. 3.6 – Immagine Google Earth<sup>TM</sup> di Montagnareale con i profili topografici realizzati per il centro abitato.

### Profili topografici d'inquadramento

Allo scopo di rilevare le caratteristiche morfologiche e topografiche dell'area oggetto dello studio, sono stati ricostruiti tre profili topografici d'inquadramento in corrispondenza del centro abitato principale del Comune di Montagnareale (Fig. 3.7). Il primo di questi profili, contrassegnato con il codice "Montagnareale 1" si sviluppa in direzione OSO-ENE. Quest'ultimo taglia ortogonalmente gli altri due profili (Montagnareale 2 e 3). Questi ultimi hanno sviluppo in direzione NNO-SSE, e ci consentono di ricostruire la morfo-topografia del centro abitato del comune oggetto di studio.

L'esame dei profili d'inquadramento (Figg. 3.8 – 3.9 – 3.10) evidenzia la morfologia della Fiumara di Montagnareale, all'interno della quale insiste l'edificato principale del Comune di Montagnareale, lungo il fianco in sinistra idrografica. Il centro abitato di Montagnareale si estende per circa 1000 m di lunghezza in direzione OSO-ENE (profilo 1, Fig. 3.8) e per poco più di 500 m in direzione NNO-SSE (Figg. 3.9 – 3.10).

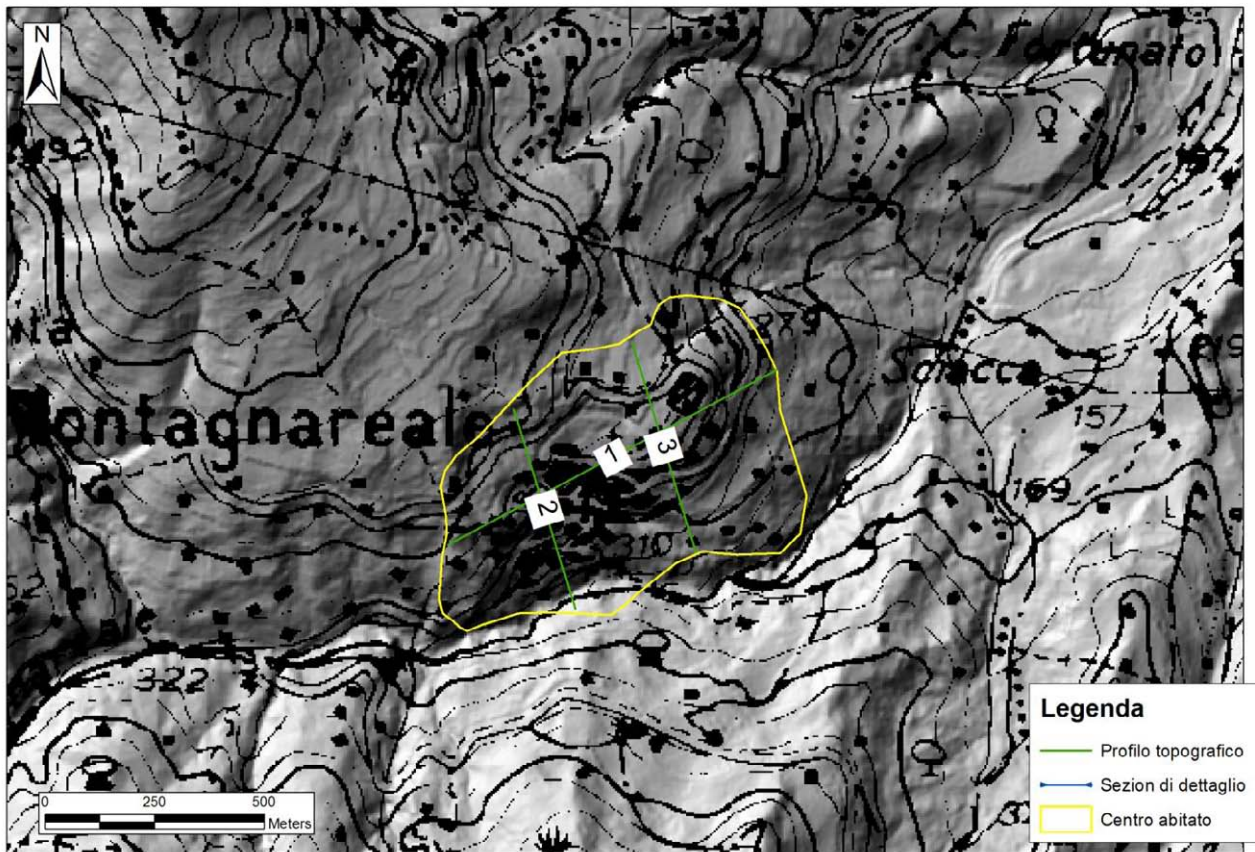


Fig. 3.7 – Centro abitato di Montagnareale: profili topografici di inquadramento.

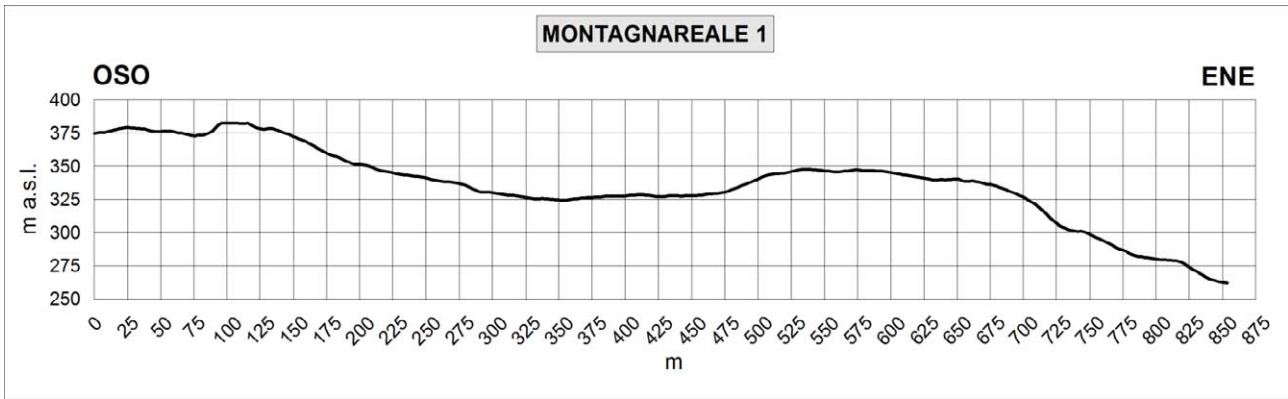


Fig. 3.8 – Profilo topografico d'inquadramento Montagnareale 1.

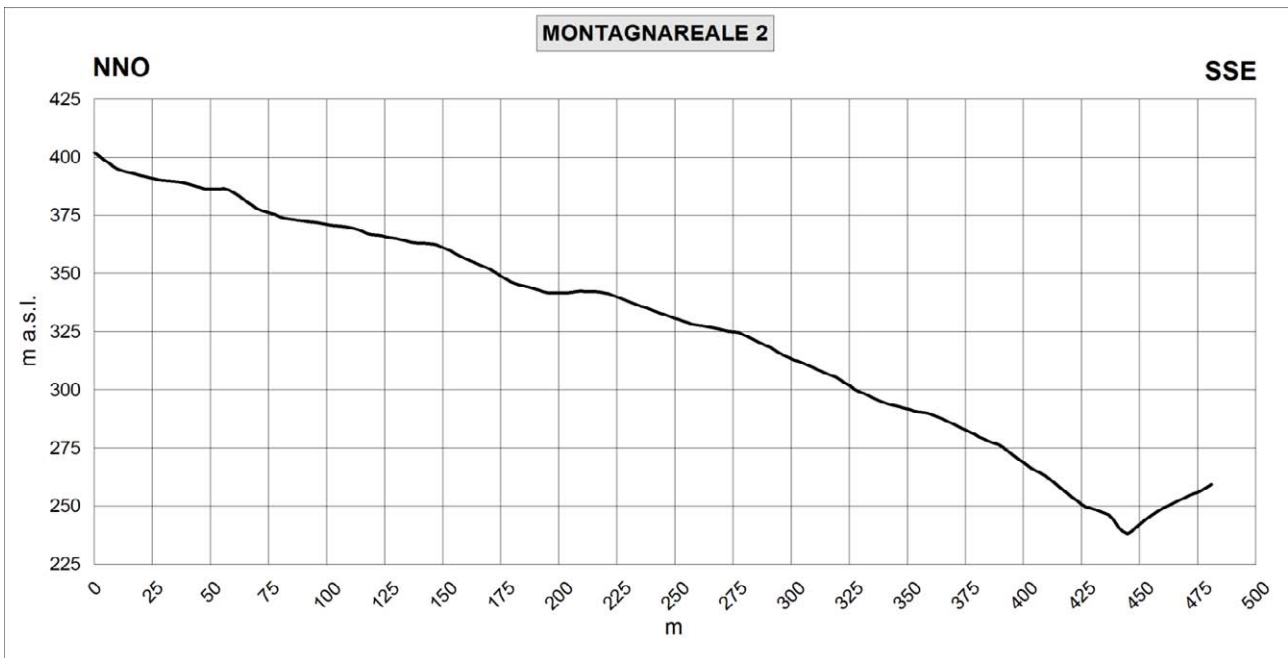


Fig. 3.9 – Profilo topografico d'inquadramento Montagnareale 2.

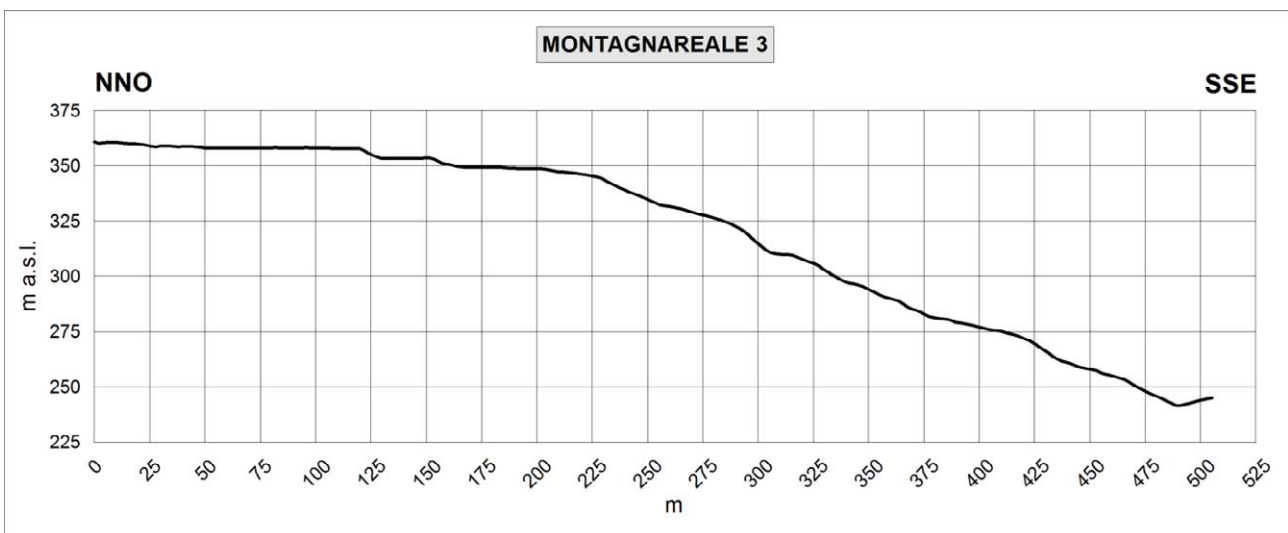


Fig. 3.10 – Profilo topografico d'inquadramento Montagnareale 3.

### 3.3.2 Litostratigrafia

L'assetto geologico del territorio su cui gravita il centro urbano di Montagnareale è costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili alle unità tettoniche peloritane di Aspromonte, Mandanici e Fondachelli. Su questi terreni si ritrovano estese coperture detritiche e alluvionali oltre a depositi di frana. A circa 1 km ad est del centro abitato, al di fuori dell'area perimetrata, affiorano i terreni neogenici di copertura, rappresentati da marne e depositi evaporitici del Messiniano, dai Trubi del Pliocene inferiore e dalle calcareniti della Formazione di Rometta del Pleistocene inferiore. In Fig. 3.11 è riportato uno stralcio del Foglio Geologico CARG 599 "PATTI" riguardante l'assetto geologico dell'area di Montagnareale.

La successione che interessa l'area sulla quale si sviluppa il centro urbano è caratterizzata da:

#### 3.3.2.1 - Filladi di Mandanici

Quest'unità è costituita prevalentemente da filladi grafitose, sericitiche, cloritiche o biotitiche. Queste rocce hanno grana finissima, tessitura scistosa con cristallinità bassa e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche, che ha subito stiramenti, crenulazioni e zone di taglio, legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente mostrano struttura porfirica con porfiroblasti di clorite e/o biotite e/o granati e/o cloritoide o rara staurolite, inoltre, sono ricche in lenti e noduli di quarzo e attraversate da fratture tardive rinsaldate da quarzo e/o calcite. Lateralmente, le filladi passano a metareniti massive a grana fine. Intercalate ai litotipi precedenti sono presenti, in corpi talora di notevole estensione, quarziti, lenti di metabasiti (scisti verdi), porfiroidi e marmi.

Corpi litodemici riconducibili alle Filladi di Mandanici si estendono sia al di sotto del centro storico che nelle zone più meridionali adiacenti al Torrente di Montagnareale. Nel dettaglio si tratta di metapeliti, quarziti, filladi sericitiche grigio-argentee e filladi grafitose, con noduli di quarzo bianco. Questo substrato lapideo si presenta fessurato, possiede nell'area uno spessore di diverse decine di metri ed è ricoperto da coltri di alterazione di spessore assai variabile.

Nell'area non affiorano le coperture sedimentarie dell'unità, costituite da calcari massivi e calcilutiti mesozoico-eoceniche.

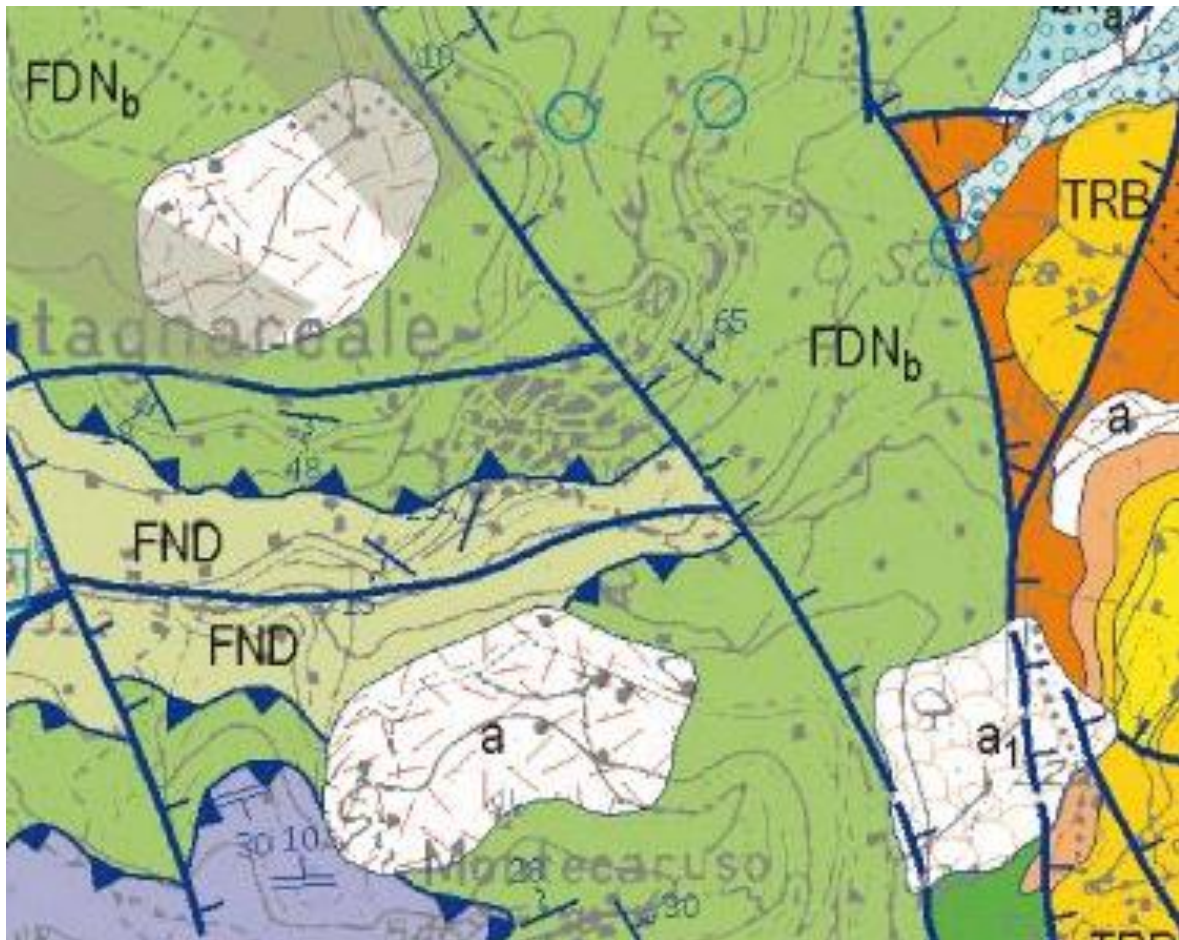
#### 3.3.2.2 Unità di Fondachelli

Di quest'unità affiorano, nel settore meridionale dell'area perimetrata, prevalenti filladi e metareniti grigio scure, grafitose. Queste rocce hanno grana da fine a finissima, con cristallinità bassa, e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche e zone di taglio legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente il reticolo di fratturazione è occluso da quarzo e/o calcite. Quest'unità è stata precedentemente attribuita alle metamorfiti m3 dell'Unità di San Marco D'Alunzio (Lentini et al., 2000).

#### 3.3.2.3 Depositi alluvionali recenti

Questi depositi si estendono lungo l'alveo del Torrente di Montagnareale. Sono costituiti da depositi clastici per lo più incoerenti o pseudocoerenti, in parte in rielaborazione, costituiti da ghiaie poligeniche associate a tenori variabili di sabbie e limi.





### LEGENDA

a - depositi di versante

a1 - depositi di frana

ROE - Calcareniti giallo ocre - Formazione di Rometta - Pleistocene inferiore

TRB – Trubi - Pliocene inferiore

GSa - Calcarea evaporitico - Messiniano superiore

PCTa - alternanze di sabbie e arenarie con sottili livelli marnosi- PCTb - Conglomerati poligenici con matrice sabbioso-siltosa - Formazione di San Pier Niceto Langhiano superiore - Messiniano inferiore

PMAb - Gneiss occhiadini, localmente co metagranitoidi - Metamorfiti dell'Aspromonte - Paleozoico

FDNb - Filladi e metareniti - Filladi di Mandanici - Paleozoico

FND - Filladi e metareniti Metamorfiti di Fondachelli - Paleozoico



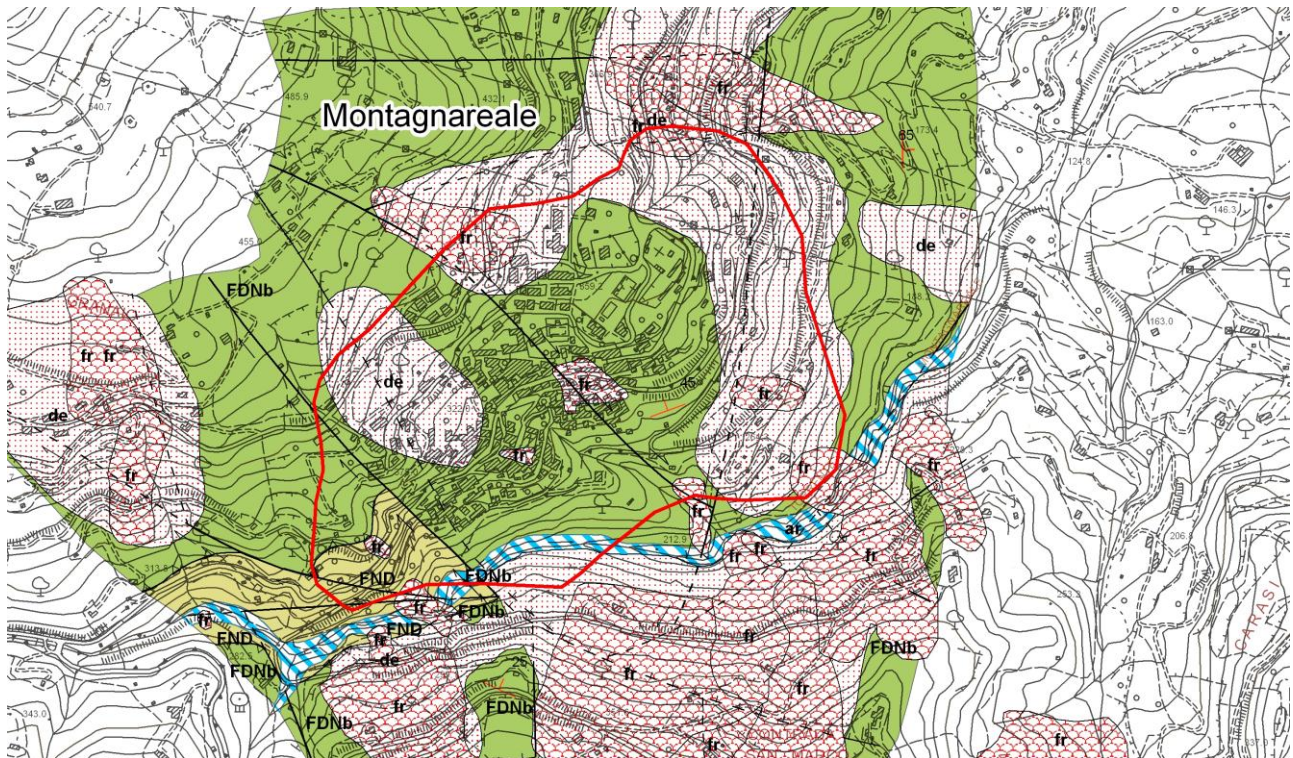
Fig. 3.11 –Stralcio del Foglio Geologico 599 “PATTI” in scala 1:50.000 disponibile sul sito CARG-ISPRA che riguarda l’area di Montagnareale.

#### **3.3.2.4 Coperture detritiche e frane.**

I terreni precedentemente descritti sono in genere ricoperti da coltri superficiali di alterazione, coltri detritiche di versante e frane di spessore assai variabile. La relazione geologica allegata al PRG indica che gli accumuli detritici sono costituiti da uno scheletro sabbioso-ruditico immerso in una matrice limoso-siltosa, con presenza di sparsi clasti eterometrici, e possiedono uno spessore variabile. Gli accumuli più potenti affiorano lungo il versante destro del Torrente di Montagnareale dove, secondo lo studio geologico allegato al PRG si raggiungono valori superiori alla decina di metri (fino a 20 m), e nell'area di C.da Zampellica (dove lo spessore si aggira intorno ai 5-7 m). Accumuli detritici di un certo rilievo affiorano anche nei pressi di Casa Coco (sia a sud che ad est). A C.da Granaio, a valle della strada per Bonavita, lo spessore degli accumuli detritici raggiunge i 4 m. Nei restanti settori del centro urbano e circostanti lo spessore della coltre detritica si aggira in media intorno ad 1-1.5 m.

Il confronto fra le diverse cartografie geologiche disponibili per l'area e, in particolare, fra il Foglio n. 599 CARG, la Carta geologica della Provincia di Messina e la carta geologica allegata al PRG di Montagnareale, evidenzia significative differenze nella perimetrazione e caratterizzazione di tali coperture. A tal fine è stata realizzata una cartografia geologica di sintesi (Fig. 3.12). La successione dei terreni all'interno dell'area perimetrata è inoltre rappresentata schematicamente in Tab. 1. E' tuttavia da evidenziare la difficoltà della valutazione dell'estensione laterale e verticale di tali coperture in assenza di dati diretti di sottosuolo (cfr. cap. 5).

Per la descrizione delle caratteristiche e della distribuzione di questi terreni nell'area individuata per lo studio di microzonazione, si rimanda alla carta geologico-tecnica (Par. 8.2).



### Legenda


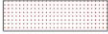













	fr	Frana
	de	Detrito
	ar	Depositi alluvionali
	FDNb	Filladi grigio scure grafitose a tessitura scistosa passanti a metareniti (Unità di Mandanici)
	FND	Filladi e metareniti grigio scure grafitose a basso grado di cristallinità (Metamorfiti di Fondachelli)
		Faglia generica tratto certo
		Faglia generica tratto inferito
		Faglia diretta inattiva, tratto certo
		Faglia diretta inattiva, tratto inferito
		Faglia inversa inattiva, tratto certo
		Faglia inversa inattiva, tratto inferito
		Faglia trascorrente destra inattiva, tratto certo
		Faglia trascorrente destra inattiva, tratto inferito
		Faglia trascorrente sinistra inattiva, tratto certo
		Faglia trascorrente sinistra inattiva, tratto inferito

Fig. 3.12– Carta geologica de comprensorio di Montagnareale realizzata nell'ambito del presente studio. La linea rossa rappresenta la perimetrazione dell'area interessata dallo studio.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	Coperture detritiche, frane	Recente	Ghiaie e Sabbie con matrice limoso-siltosa, e sparsi clasti eterometrici	Fino a 20 m
	Depositi alluvionali	Recente	depositi clastici per lo più incoerenti o pseudocoerenti, in parte in rielaborazione, costituiti da ghiaie poligeniche associate a tenori variabili di sabbie e limi	Circa 3-20 m
	<b>contatto stratigrafico discordante</b>			
	Unità di Mandanici	Paleozoico	Filladi e metareniti Filladi di Mandanici	Fino a 200 m
	<b>contatto tettonico</b>			
	Unità di Fondachelli	Paleozoico	Metapeliti e metareniti grigio scure, scistose, Filladi grafitose.	> 30 m

Tab. 3.1 – Rappresentazione schematica della successione litostratigrafica dell'area perimetrata di Montagnareale

### 3.3.3. Lineamenti tettonici di Montagnareale

Nel territorio di Montagnareale sono riconoscibili strutture duttili e fragili riferibili alla deformazione Alpina, espressa dalla sovrapposizione di unità tettoniche a prevalente vergenza meridionale e costituite da un basamento cristallino ercinico e delle relative coperture sedimentarie meso-cenozoiche.

Questi corpi tettonici hanno subito ulteriori deformazioni a partire dal Miocene superiore, fino a tempi recenti; la presenza di ulteriori momenti deformativi viene espressa dalla riorientazione, verticalizzazione e frammentazione delle originarie unità tettoniche oligo-mioceniche.

La cronologia degli eventi deformativi può essere così ricostruita:

- **sovrascorrimenti** legati alla prima fase di deformazione dell'orogenesi Alpina, espressi da estesi *flat*. I fronti principali che interessano l'area di studio affiorano nel settore meridionale del centro urbano di Montagnareale mettendo a contatto le Filladi di Fondachelli con le soprastanti filladi di Mandanici.

- **faglie ad alto angolo con componene trascorrente**, cui sono associate faglie trascorrenti secondarie (cunei di *Riedel*), sia sintetiche sia antitetiche. Queste faglie dislocano le unità metamorfiche sovrascorse. Sono per lo più orientate secondo direttrici NW-SE.

Non si hanno evidenze che possano far considerare queste faglie come attive. Tuttavia è da segnalare, al di fuori dell'area perimetrata ai fini dello studio di microzonazione, la presenza di una faglia con andamento NNW-SSE che decorre a circa 1 Km ad est del centro abitato e mette a contatto le unità metamorfiche, affioranti nel settore di Montagnareale, con i depositi Neogenici che si estendono, ad est, nel territorio di Patti. Tale faglia, riportata nello stralcio del Foglio Geologico n. 599 "Patti" di Fig. 3.11 viene ritenuta da recenti lavori (Sulli et al. 2012, cum bibl.) come una faglia attiva (Fig. 3.3).

## 4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

### 4.1 Il database

I dati geotecnici e geofisici di base utilizzati per lo studio consistono di (Tabb. 4.1 e 4.2):

- 1) Dati pregressi ritenuti utili ai fini degli studi tra quelli resi disponibili da Amministrazioni pubbliche e/o private;
- 2) Rilevamenti geologici di controllo sul terreno;
- 3) Misure passive del rumore ambientale, mediante tecnica a stazione singola.

I dati pregressi raccolti derivano dallo studio geologico allegato al PRG (risalente all'aprile 2003) elaborato dal Dr. Geol. Domenico Pontillo, da un rapporto fornito dal Sindaco del Comune che riporta valori di Vs30 e dal catalogo ISPRA relativo alle indagini del sottosuolo.

Qui di seguito vengono elencate le indagini disponibili:

INDAGINI PRG	QUANTITA'
Prove penetrometriche	30
Stazioni mesostrutturali	30
Traverse sismiche a rifrazione	20

Per quanto riguarda le stazioni mesostrutturali, esse ricadono per la quasi totalità al di fuori dell'area perimetrata, pertanto nel database è presente soltanto una stazione che riguarda l'area di studio.

Dei 20 profili sismici a rifrazione 15 riguardano l'area di Montagnareale, mentre 5 si riferiscono alla frazione Santa Nicolella.

Delle prove penetrometriche 10 riguardano l'area di Montagnareale e 20 la frazione di Santa Nicolella.

Le indagini che riguardano Santa Nicolella, pur se riportate nel database, non sono rappresentate nella carta delle indagini.

ALTRE INDAGINI FORNITE DAL COMUNE	QUANTITA'
Valori di Vs30	13

Questi dati sono stati forniti direttamente dal Sindaco del Comune e riguardano valori di Vs30 dei quali tuttavia non è noto il metodo di rilevazione. In banca dati tali indagini sono state inserite come MASV. I dati riguardano n. 6 punti di Montagnareale di cui 4 ricadono all'interno dell'area perimetrata. Gli altri 7 valori si riferiscono alla frazione di Santa Nicolella.

SONDAGGI ISPRA (archivio Nazionale della indagini del sottosuolo)	QUANTITA'
Sondaggio 173389	1

La tabella di seguito riportata riassume le indagini pregresse disponibili relativamente all'area del centro urbano di Montagnareale, riportate nella carta delle indagini (v. Fig. 8.1).

INDAGINI PREGRESSE TOTALI MONTAGNAREALE	QUANTITA'
Prove penetrometriche	10
Stazioni mesostrutturali	1
Traverse sismiche a rifrazione	15
Valori di Vs30	4
Sondaggio 173389	1

Tab. 4.1 – Sintesi delle prove geognostiche e geofisiche pregresse che riguardano il centro urbano di Montagnareale.

Nell'ambito del presente studio sono state realizzate nuove indagini geofisiche basate su misure passive del rumore ambientale, mediante tecnica a stazione singola. Sono state realizzate n. 12 stazione di misura HVSR nell'area del centro urbano.

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE: MONTAGNAREALE	QUANTITA'
Misure passive del rumore ambientale (HVSR), mediante tecnica a stazione singola.	12

Tab. 4.2 – Sintesi delle prove geofisiche di nuova acquisizione che riguardano il centro urbano di Montagnareale.

#### 4.2. Unità geologico - litotecniche

In base all'esame dei terreni affioranti e dei dati di sottosuolo sono state distinte le unità geologico-litotecniche presenti nell'area da sottoporre a studi di microzonazione, differenziate tra terreni di copertura e substrato geologico non rigido e rigido. Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m. Per descrivere la litologia dei terreni è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (leggermente modificato, ASTM, 1985), un sistema di classificazione dei suoli, utilizzato sia in ingegneria sia in geologia, che può essere applicato alla maggioranza dei materiali non consolidati ed è composto da una sigla formata da 2 lettere (Tabb. 4.3 e 4.4).

##### Terreni di substrato

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Filladi di Mandanici	geologico non rigido	NR	NO
Filladi di Mandanici	lapideo	LP	NO
Filladi di Fondachelli	geologico non rigido	NR	NO
Filladi di Fondachelli	lapideo	LP	NO

Tab 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato del centro urbano di Montagnareale.

##### Terreni di copertura

tipo	sigla	ambiente	descrizione
Coperture detritiche	SM	fd	Sabbie limose, miscela di sabbie e limo, con tenori variabili di ghiaie e clasti rudistici eterometrici

Tab 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura del centro urbano di Montagnareale.

### 4.3. Indagini geofisiche precedenti

Nella relazione per lo Studio geologico per la revisione del piano regolatore generale del comune di Montagnareale sono riportati i risultati di n. 20 sondaggi sismici a rifrazione, eseguito con sismografo a 12 canali e con 12 geofoni da 14 Hz posti ad una interdistanza di 2 metri. I dati sono stati interpretati con il software WinSism (ver. 8.6) che utilizza il metodo reciproco generalizzato per l'inversione dei dati. Tutti i sondaggi sono stati interpretati con una modellistica a due strati di cui sono riportati i valori di velocità e lo spessore del primo strato per ogni sondaggio e per le tre energizzazioni eseguite (una al centro dello stendimento e due agli estremi). La velocità del primo sismostrato è indicata mediamente tra 290 e 300 m/s con uno spessore variabile fino a circa 3.5 m, corrispondente alla coltre detritica, alle argille varicolori e alle metamorfici alterate. Sebbene anche il secondo sismostrato sia attribuito alla presenza di corpi detritici, argille varicolori e metamorfici alterate, la sua velocità media riportata è molto maggiore (circa 1300 m/s).

L'attendibilità del modello interpretativo riportato è tuttavia limitata dalla scarsa qualità della rappresentazione grafica dei dati sperimentali, che sembrano incongruenti con le modalità di acquisizione descritte nella relazione. Manca inoltre un'indicazione dell'attendibilità del *picking* eseguito e delle incertezze dei modelli interpretativi.

Il comune di Montagnareale ha inoltre fornito un'immagine su base topografica dove sono riportati alcuni valori del parametro Vs30 (NTC2008), senza tuttavia indicare il metodo utilizzato per la stima del valore, dati, modelli e incertezze.

### 4.4. Il metodo HVSr

Il rumore sismico naturale è presente in qualsiasi punto della superficie terrestre e consiste per lo più di vibrazioni del suolo prodotte dall'interferenza di onde di volume e di superficie, prodotte da sorgenti che si ipotizza siano distribuite con caratteristiche di relativa omogeneità e isotropia sulla superficie del suolo e nel sottosuolo. Le sorgenti principali del rumore sismico consistono in fenomeni atmosferici, idrodinamici e processi di circolazione di fluidi e micro-fratturazione nel sottosuolo. Esistono anche sorgenti di natura antropica che producono localmente rumore sismico generalmente a frequenze relativamente alte rispetto a quelle del rumore di origine naturale (superiori in genere a 10 Hz).

Nelle zone in cui non è presente alcuna sorgente di rumore locale e nel caso in cui il basamento roccioso sia affiorante o superficiale, un'analisi statistica degli spettri di potenza dei segnali accelerometrici osservati per tempi di registrazione molto lunghi, ha permesso di definire le curve limite (Peterson, 1993) mostrate in Fig. 4.1. La curva blu rappresenta il rumore di fondo "minimo" di riferimento secondo il Servizio Geologico Statunitense (USGS) mentre la curva verde rappresenta il "massimo" di tale rumore.

L'andamento dello spettro del rumore di fondo è certamente influenzato dalle caratteristiche delle sorgenti e dal loro peso relativo, ma è anche influenzato da effetti di amplificazione che in certi intervalli di frequenze possono essere prodotti da eterogeneità della distribuzione dei parametri meccanici nel sottosuolo e da complessità della morfologia della superficie del suolo.

Si può dimostrare che in corrispondenza alle frequenze di risonanza di una sequenza di strati, il rapporto tra gli spettri delle componenti orizzontale e verticale delle vibrazioni del suolo prodotte da sorgenti naturali, che viene indagato nel metodo HVSr (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) presenta dei picchi generalmente indicativi delle frequenze di risonanza (Fig. 4.2). Ma è ovvio che non necessariamente un picco del segnale HVSr debba essere attribuito ad una frequenza di risonanza di strutture sepolte. Esso potrebbe dipendere da caratteristiche delle sorgenti del

rumore o da complessi fenomeni interferenza e focalizzazione di onde P ed S. Opportune tecniche di analisi dei dati permettono, comunque, di discriminare con buona frequenza di successo i picchi spettrali da attribuire alla propagazione ondosa dagli effetti di sorgente.

È comunemente accettato che le caratteristiche dello scuotimento prodotto dalle onde generate da un terremoto sono quasi uniformi al tetto del basamento sismico (*bedrock*) in un'area con dimensioni lineari molto minori della distanza epicentrale. Queste caratteristiche possono essere notevolmente alterate dallo strato di sedimenti che ricopre il *bedrock*, con possibili effetti di amplificazione delle vibrazioni, che assumono valori particolarmente grandi a frequenze prossime alle principali frequenze proprie degli strati di copertura, detti effetti di sito (Ben-Menahem e Singh, 1981; Yuncha e Luzon, 2000). Il metodo dei rapporti spettrali si basa sull'idea che se si individuasse un sito di riferimento, presumibilmente privo di effetti di sito rilevanti, si potrebbero stimare le amplificazioni prodotte da differenti coperture sedimentarie confrontando, per ogni componente del moto, gli spettri del rumore sismico misurato nel sito indagato e in quello di riferimento. Nakamura (1989) propose una tecnica per l'analisi dei microtremori che permette stime attendibili di effetti di amplificazione di sito o almeno delle loro frequenze principali senza l'utilizzo di una stazione di riferimento, permettendo così di operare in campagna con una sola stazione sismica. Nakamura (1989) interpreta i microtremori come il risultato dalla sovrapposizione di onde sismiche superficiali e di volume, considerando che l'effetto di sito sia causato dalla presenza di uno strato sedimentario giacente su di un semispazio rigido (Fig. 4.3).

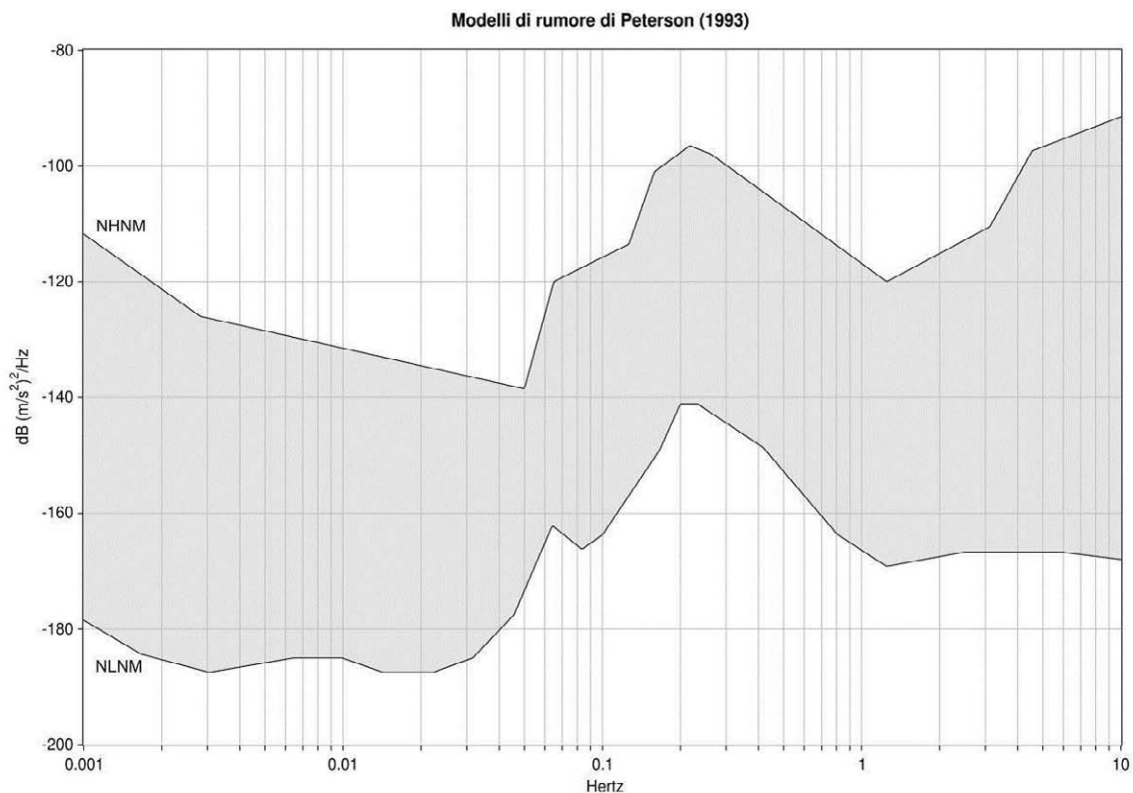


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)



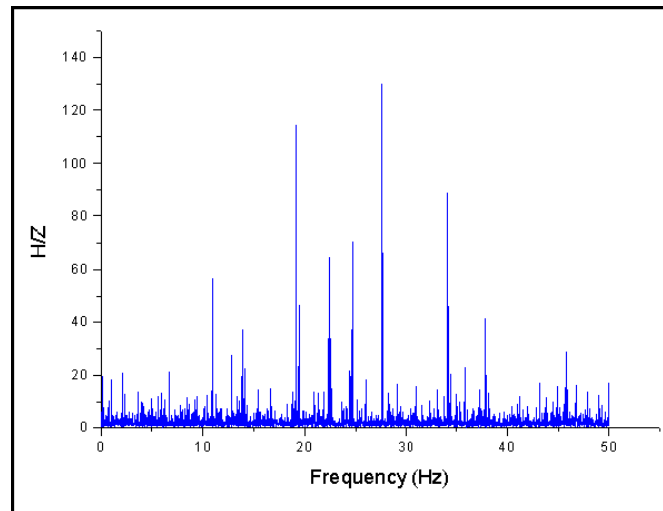


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

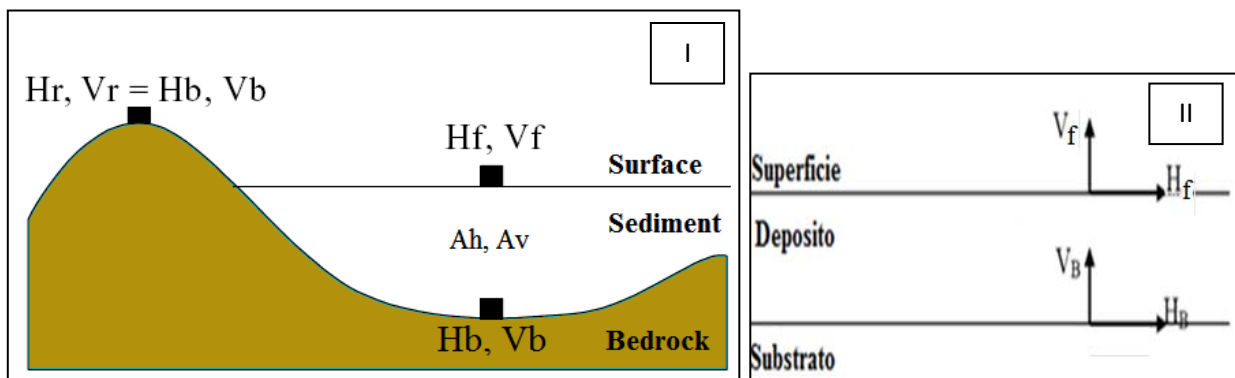


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

In queste condizioni si possono definire due spettri relativi alle misure delle vibrazioni superficiali orizzontale ( $H_f$ ) e verticale ( $V_f$ ) (Fig. 4.3); tali spettri sono legati agli spettri delle onde di volume e di quelle di superficie dalle seguenti formule:

$$\begin{cases} H_f = A_h * H_b + H_s \\ V_f = A_v * V_b + V_s \end{cases}$$

dove  $A_h$  ed  $A_v$  sono i fattori di amplificazione del moto orizzontale e verticale delle onde di volume;  $H_b$  e  $V_b$  sono gli spettri orizzontale e verticale del moto nel *bedrock* e  $H_s$  e  $V_s$  sono gli spettri del moto orizzontale e verticale delle onde di superficie.

Nakamura al fine di rimuovere l'effetto della sorgente nella stima della funzione di amplificazione propose la stima di un *QTS* (Quasi Transfer Spectrum) dall'analisi del rapporto spettrale.

Nel caso in cui il contributo delle onde di Rayleigh sia preponderante, si ha apparentemente:  $QTS \approx H_s / V_s$ .

Nel caso in cui il contributo delle onde di volume sia pari a quello delle onde superficiali si ha:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[ \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \right]}$$

Tenendo conto del fatto che l'ampiezza della componente verticale delle onde di volume non risente di effetti di amplificazione locale, che il rapporto  $H/V$  al tetto del basamento è  $\approx 1$  e che le ampiezze delle componenti orizzontali e verticali delle onde di Rayleigh diminuiscono bruscamente in corrispondenza alla frequenza fondamentale di risonanza delle onde SH nello strato superficiale, si ottiene:  $QTS \approx A_h$ .

La tecnica sismica HVSR è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali di risonanza del sottosuolo. Se è nota la velocità delle onde elastiche nei diversi strati di copertura, le frequenze di risonanza possono essere convertite nello spessore degli strati e quindi in un modello stratigrafico.

#### 4.5. Indagini HVSR

La scelta dell'ubicazione dei punti di misura HVSR è stata eseguita secondo quanto specificato nel "Documento Tecnico per l'elaborazione delle indagini e degli studi di microzonazione sismica" secondo le specifiche e le condizioni stabilite dall'OPCM 3907/2010. Considerando l'estensione e la topografia dell'area soggetta alle indagini, sono stati ubicati 12 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini. Tutte le misure sono state eseguite utilizzando il rilevatore sismico digitale TROMINO® della Micromed s.p.a., che utilizza una terna di sensori velocimetrici, smorzati criticamente, la cui funzione di trasferimento è dichiarata costante dal costruttore nell'intervallo di frequenze (0.1 ÷ 200) Hz. Il sistema di acquisizione digitale è a basso rumore con dinamica non inferiore a 23 bit. L'accuratezza relativa alle componenti spettrali, dichiarata dalla casa costruttrice, è maggiore di  $10^{-4}$  al di sopra di 0.1 Hz.

Per ogni punto di misura sono state eseguite registrazioni di noise della durata complessiva di 46 minuti, con una frequenza di campionamento pari a 256 Hz. I dati di rumore sismico sono stati elaborati con il software GRILLA della Micromed s.p.a., che consente di eseguire l'analisi HVSR delle tracce acquisite. La trasformata di Fourier viene calcolata per ogni singola traccia suddivisa in finestre temporali non sovrapponibili. Per ogni segnale registrato la scelta delle finestre temporali da analizzare, di durata di 50 s ciascuna, è stata effettuata manualmente, analizzando i grafici della variazione temporale e di quella azimutale dello spettro  $H/V$  e scegliendo soltanto le finestre temporali di noise caratterizzate da stime spettrali stazionarie temporalmente e non caratterizzate da chiara dipendenza direzionale, situazioni nelle quali è ipotizzabile una forte dipendenza degli spettri dal fenomeno che genera il noise. Gli effetti di direzionalità spettrale sono stati attribuiti alle caratteristiche del sottosuolo solo se stabilmente osservate nell'arco dei 46 minuti di registrazione. La scelta di estendere la durata della registrazione a 46 minuti, è stata fatta in modo da ottenere un segnale utile, generalmente non inferiore a 30 minuti, (Sesame, 2004). I dati nel dominio della frequenza sono stati filtrati con finestra triangolare per ottenere uno smussamento del 10%. Un esempio di elaborazione di dati è riportato nella Fig. 4.4

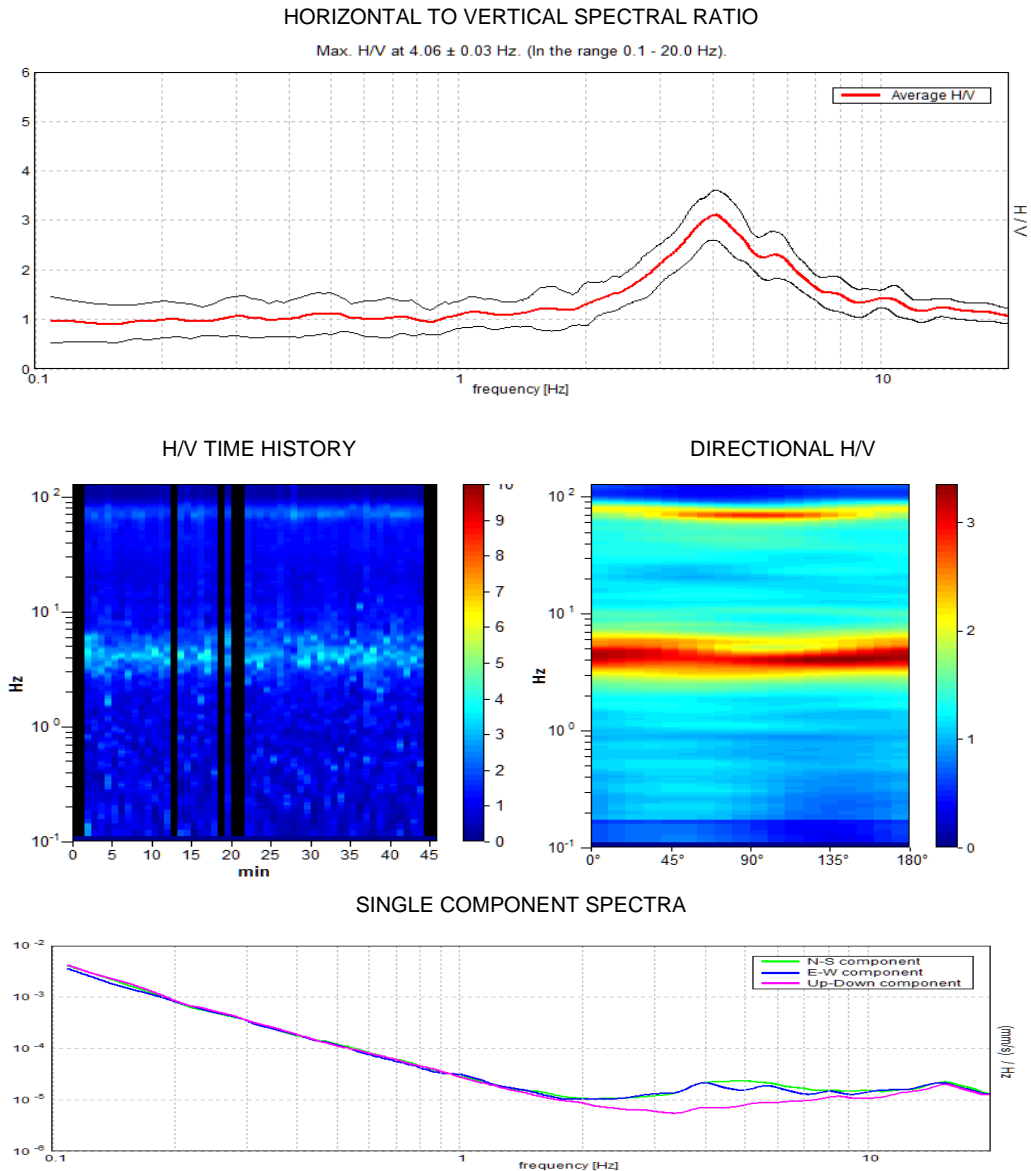


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083056P48-HVSR42.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Montagnareale hanno messo in evidenza la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovuti a fenomeni di risonanza su gran parte del territorio (Fig. 4.5). Tutti i picchi significativi relativi alle curve HVSR sono stati inseriti nella Tab. 4.5. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.5. Per le inversioni dei dati sono stati considerati, se presenti, anche i picchi ad alta frequenza (maggiore di 20 Hz) non riportati in Tab. 4.5. Dopo avere attribuito ad ogni punto di misura uno o più vettori a 4 componenti contenenti: frequenza del picco, ampiezza dello stesso e coordinate del punto di misura, si è proceduto ad individuare nell'insieme totale di vettori eventuali cluster relativi a insiemi di punti che ricoprivano porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.6). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare un solo cluster.

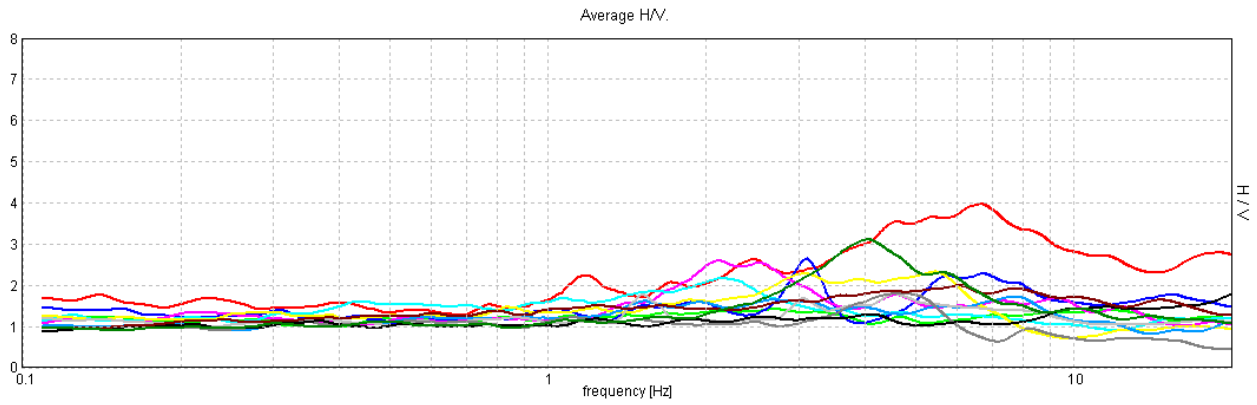


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 12 stazioni singole

Misure HVSR	$F_0$	H/V di $F_0$	$F_1$	H/V di $F_1$	$F_2$	H/V di $F_2$	Profondità bedrock sismico
083056P45-HVSR39	1.2	2.2	2.5	2.7	6.7	3.97	15.6
083056P46-HVSR40	3.11	2.64	6.8	2.2			12.4
083056P49-HVSR43	4.66	1.8					16.9
083056P53-HVSR47	2.11	2.6	8.9	1.7			28
083056P55-HVSR49	-	-					
083056P56-HVSR50	2.11	2.16					
083056P51-HVSR45	3	2.3	5.41	2.32			18.5
083056P50-HVSR44	6.05	1.99					
083056P48-HVSR42	4.06	3.11					21.6
083056P54-HVSR48	-	-					
083056P52-HVSR46	7.8	1.5					10.6
083056P47-HVSR41	3	1.75	4.53	1.8			

Tab. 4.5 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati.

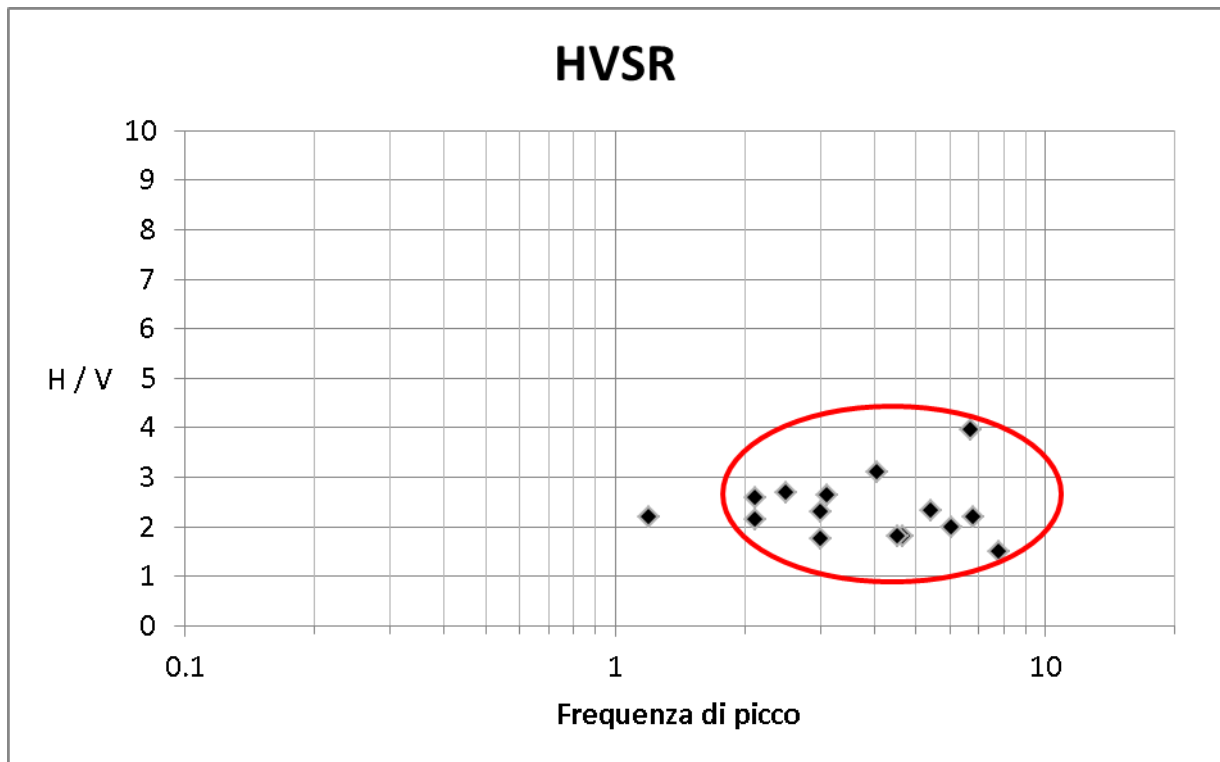


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione del cluster individuato.

## 5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

### 5.1 Il Modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo

L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie, dagli scarsi dati di sottosuolo e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio, hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico–tecnico del sottosuolo del centro urbano di Montagnareale. Il modello è da ritenersi preliminare e la distribuzione dei corpi rocciosi, le loro caratteristiche geotecniche e l'accertamento di eventuali discontinuità sono da approfondire mediante indagini indirette e dirette nei livelli di studio di microzonazione successivi.

Tale modello è rappresentato nelle 2 sezioni di Fig. 5.1. e 5.2. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta geologico–tecnica.

Le sezioni evidenziano in gran parte dell'area la presenza di un substrato lapideo costituito da terreni metamorfici di basso grado (LP), ricoperto da spessori variabili di terreni dello stesso substrato ma alterati (NR), oltre che da coperture detritiche e frane.

In particolare la sezione 1-1' decorre in direzione NW-SE nel settore settentrionale del centro urbano. Nella porzione mediana di questo settore affiora il substrato geologico non rigido (NR) rappresentato dalle Filladi di Mandanici. Le stazioni HVSR effettuate lungo questa sezione lasciano presumere una profondità del substrato rigido (LP) delle stesse filladi a profondità variabili fra 10, 6 m (HVSR P52) e 28 m (HVSR P53). Inoltre la sezione evidenzia sia a NW che a SE la presenza di frane e coperture detritiche al di sopra del NR. Nella porzione a SE della sezione è inferita, al di sotto dei depositi di frana e del substrato alterato, una faglia trascorrente ad alto angolo, con andamento N-S, che disloca le metamorfiti. Viene pertanto ipotizzata, al di sotto del substrato non rigido, la presenza di una fascia cataclastica associata a tale faglia.

La sezione 2-2' attraversa in senso WNW-ESE la porzione mediana del centro urbano ed evidenzia, a NW del centro urbano, la presenza di una vasta copertura detritica al di sopra del substrato NR rappresentato dalle Filladi di Mandanici. In questo settore l'indagine HVSR (P50) non consente di valutare la profondità del bedrock sismico, rappresentato dallo stesso substrato filladico non alterato (LP) che viene quindi ipotizzato a circa 20 metri dal p.c. Nel substrato di questo settore è inferita una faglia diretta che disloca il substrato filladico cui è associata una zona cataclastica.

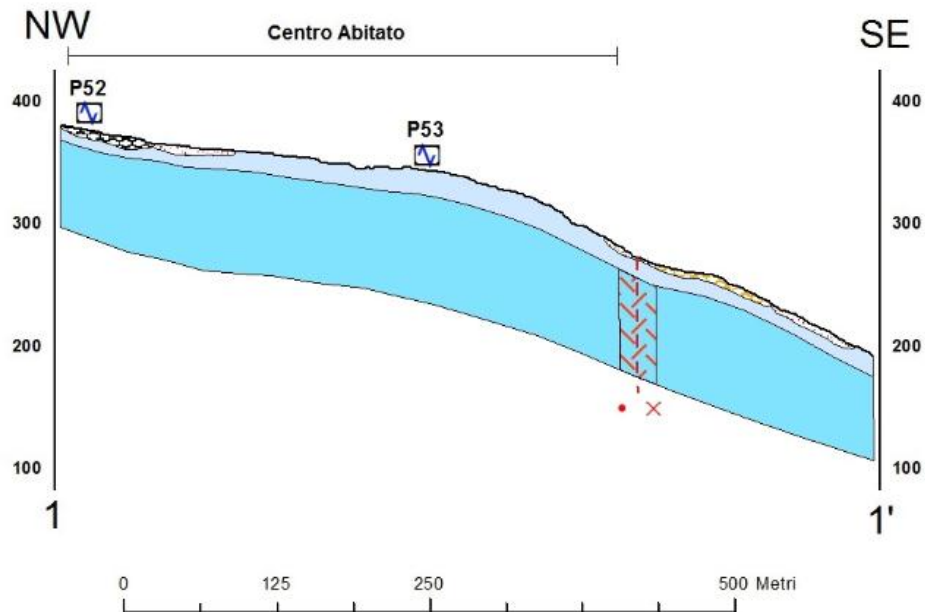
Nella porzione mediana la sezione evidenzia l'affioramento del substrato NR. L'indagine HVSR P49 fornisce indicazioni sulla profondità del bedrock sismico valutabile intorno ai 17 m.

Procedendo verso ESE la sezione intercetta le coperture detritiche lungo il versante ad est del centro urbano. In quest'area la profondità del bedrock sismico è valutata intorno ai 22 m.

La porzione orientale della sezione intercetta due faglie trascorrenti. La prima decorre, in senso NW-SE, nel settore settentrionale del centro urbano, mentre la seconda, orientata N-S interessa il versante, ad est, al di fuori del centro urbano.

## COMUNE DI MONTAGNAREALE

### SEZIONE GEOLOGICA 1-1'



Legenda		
<b>Litologie</b>		<b>Faglie</b>
Frana non definita	Fascia Cataclastica	Faglia Trascorrente (Tratto Inferito)
Frana inattiva	Substrato geologico non rigido (NR)	<b>Sondaggi</b>
Detrito	Lapideo (LP)	Indagini HVSR

Fig. 5.1 – Sezione geologica NW – SE attraverso l'abitato di Montagnareale (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

**COMUNE DI MONTAGNAREALE**  
**SEZIONE GEOLOGICA 2-2'**

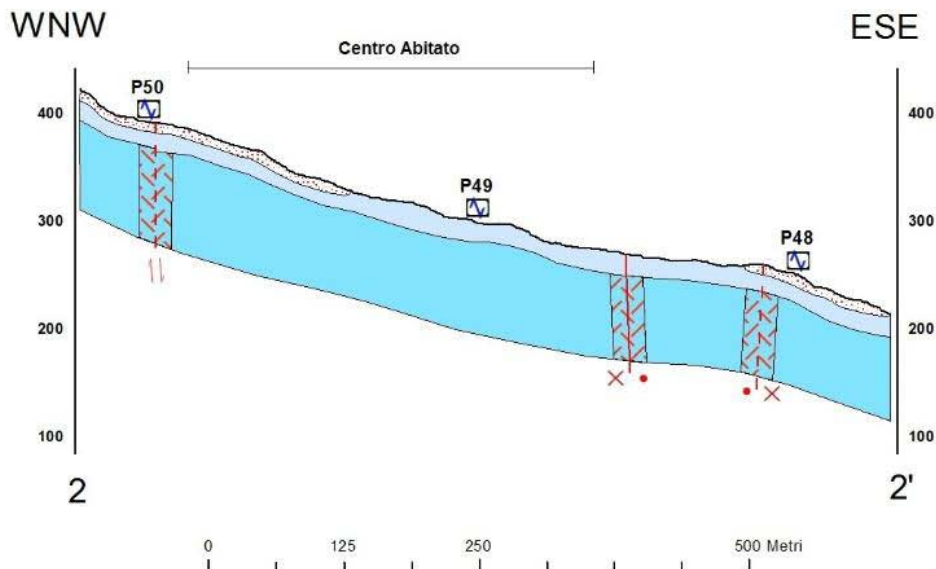


Fig. 5.2 – Sezione geologica SW – NE attraverso l’abitato di Montagnareale (per l’ubicazione si veda la Carta Geologico – tecnica).

### 5.2. Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR

Sulla base di dati pregressi relativi alla configurazione geologica del sottosuolo è stato possibile tentare una prima identificazione e modellazione dell’interfaccia geologica responsabile dei fenomeni di risonanza che hanno generato i picchi osservati nel segnale HVSR.

Il problema inverso per stimare i parametri geometrici delle strutture del sottosuolo e la loro velocità di propagazione delle onde S dalle curve HVSR è ampiamente sotto determinato, anche se si ipotizza un sottosuolo rappresentabile mediante strati orizzontali perfettamente elastici, omogenei ed isotropi. E’ quindi necessario integrare l’insieme di equazioni di osservazione con equazioni vincolari provenienti da altri tipi di indagine o da ragionevoli ipotesi geologiche e/o fisiche.

Per le motivazioni indicate nel par. 4.3, per l’inversione delle curve HVSR non è stato possibile utilizzare nessun vincolo per i valori di velocità delle onde S superficiali. Le stime di  $V_s$  sono state eseguite tenendo in considerazione le informazioni disponibili in letteratura, con i valori di velocità di propagazione delle onde di taglio delle litologie presenti nell’area esaminata. Le stime ottenute sono riportate nella Tab. 4.5.

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall’inversione di alcuni sondaggi HVSR (Fig. 5.3) vicini ai profili, grazie alla relazione che lega i valori della frequenza fondamentale di risonanza alla profondità del bedrock sismico (Aki, 1964; Fäh et al., 2002; Wathelet et al., 2004) e



ipotizzando una trascurabile variabilità della velocità delle onde S all'interno di ogni strato. Le inversioni dei dati HVSR hanno tenuto in considerazione tutti i picchi significativi individuati, per ogni punto di misura (Fig. 4.6).

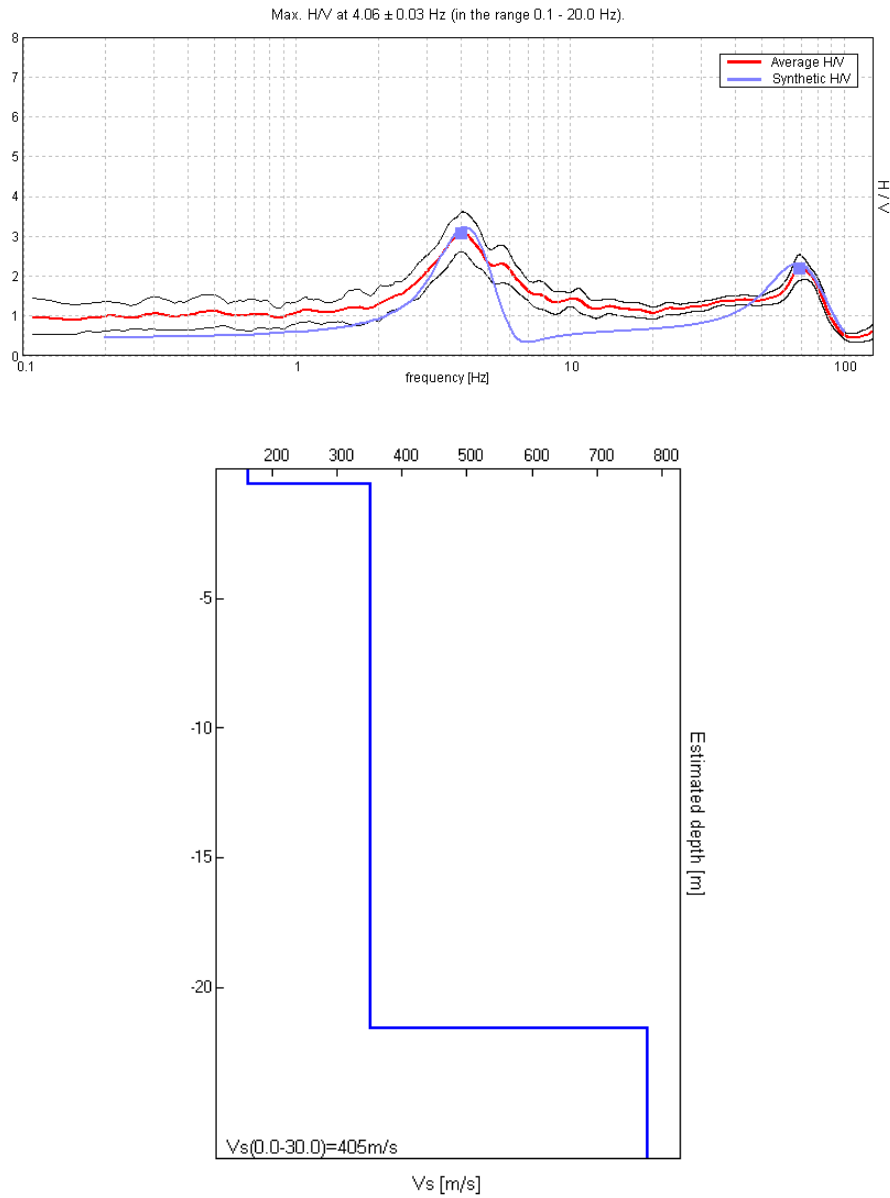


Fig. 5.3 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083056P48-HVSR42.

## 6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

### 6.1. Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

E' evidente come le sezioni geologiche elaborate sulla base dei dati disponibili e con distribuzione irregolare, possano essere considerate soltanto come una prima approssimazione alla definizione di un modello geologico-tecnico del sottosuolo di Montagnareale.

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

- 1) Caratteristiche geotecniche e spessore dei depositi delle coperture e della coltre di alterazione del substrato;
- 2) Caratteristiche geotecniche delle litologie presenti nel substrato e geometria dei corpi rocciosi al di sotto delle coperture;
- 3) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti.

Sarà opportuno pertanto definire, nei livelli successivi degli studi di microzonazione un piano di indagini geofisiche e geotecniche in grado di integrare ed estendere le informazioni acquisite presente studio al fine di giungere ad una caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica del sottosuolo.

Un primo passo nella programmazione delle indagini di esplorazione multidisciplinare del sottosuolo sarà quello di programmare indagini sismiche a rifrazione in onde P ed S, in grado di:

- a) definire particolari geometrie sepolte potenzialmente amplificanti, attraverso una capacità di definizione bidimensionale degli elementi sepolti;
- b) giungere a profondità d'indagine sufficiente al computo delle Vs30 (tramite misure dirette in termini di Vsh) e relative categorie di suolo di fondazione.

### 6.2. Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori

Il microtremore o rumore sismico naturale è il risultato della sovrapposizione di diverse fasi di onde di volume P ed S e di diversi modi di onde di superficie di Rayleigh e di Love generate da sorgenti distribuite in modo continuo e imprevedibile nel mezzo di propagazione. Malgrado ciò alcune sue caratteristiche spettrali e di correlazione spaziale possono fornire informazioni su caratteristiche medie della sorgente, sulla distribuzione della velocità delle onde P ed S nel sottosuolo, indagato con opportuni *array* di sismografi a 3 componenti, e sulla funzione di trasferimento di strutture anomale sepolte e topografiche locali. I metodi di indagine che utilizzano i microtremori sono molteplici e tutti presentano alcuni vantaggi rispetto ai metodi sismici attivi:

- 1) sono applicabili ovunque, data l'ubiquità del rumore microsismico;
- 2) hanno impatto ambientale pari a zero perché non è necessario generare campi d'onda caratterizzati da ampiezze delle fasi principali molto maggiori di quelle tipiche del rumore, almeno fino a offset di alcune centinaia di metri;
- 3) il loro uso ha costi molto bassi per quanto appena detto e perché necessitano di strumentazioni relativamente semplici;
- 4) consentono di stimare l'andamento di parametri come la velocità delle onde S, fondamentale per la stima degli effetti sismici di sito, anche in presenza di inversioni di

velocità a differenza dei metodi sismici cinematici a grande angolo con sorgenti e stazioni in superficie.

Fra i metodi basati sull'analisi del rumore sismico il metodo HVSR, basato sull'analisi del rapporto spettrale  $H/V$  è in assoluto il più economico e speditivo, e ciò è alla base della sua crescente diffusione. Questa tecnica, sebbene non consenta di determinare un modello esaustivo del sottosuolo e della risposta sismica locale, fornisce un'informazione diretta sulle frequenze alle quali sono attesi effetti di amplificazione di sito.

Il limite principale di questo metodo, ma che in parte caratterizza anche gli altri metodi basati sull'analisi del microtremore è legato all'aleatorietà della distribuzione spaziale delle sorgenti ed all'incertezza relativa alla composizione del rumore microsismico in termini di onde di superficie e di volume. Tali caratteristiche del rumore microsismico, che rendono necessarie alcune ipotesi sulla stazionarietà nel tempo e nello spazio del segnale, impongono un approccio statistico, oltre che nella fase della sua caratterizzazione anche in quella dell'interpretazione mediante risoluzione di opportuni problemi inversi. Questi comunque in generale risultano sotto determinati rispetto a qualche parametro incognito piuttosto instabili.

### 6.3. Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico

Sebbene il rapporto spettrale  $H/V$  dipenda dalla distribuzione verticale delle medie orizzontali dei principali parametri meccanici delle strutture geologiche ed in modo particolare da quella della velocità delle onde di taglio, una attendibile interpretazione stratigrafica è possibile solo quando dati stratigrafici relativi ad qualche perforazione vicina al punto di misura e, possibilmente, risultati di misure sismiche in foro permettono di vincolare le stime di un certo numero di parametri incogniti.

La limitata disponibilità di dati geognostici e geofisici in prossimità delle misure eseguite nell'area di Montagnareale non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. Per le considerazioni espresse nel par. 4.4, le velocità di propagazione delle onde di taglio compatibili con i vincoli sugli spessori degli strati e sulle litologie presenti nell'area sono stati adottati nell'inversione di alcune curve. In particolare sono state interpretate 10 curve e i risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione delle sezioni geologico-tecniche riportate in relazione.

Nella valutazione dell'attendibilità della stima della profondità del bedrock sismico (interfaccia litostratigrafica caratterizzata dal passaggio da una velocità delle onde di taglio minore di 800 m/s ad una maggiore), bisogna considerare che gli andamenti rappresentati sono fortemente condizionati dal processo di interpolazione tra i punti di misura HVSR. I valori tra i punti di misura sono infatti da considerarsi solo delle possibili stime nell'ipotesi di minime variazioni laterali. Per evitare interpolazioni tra profondità di interfacce dovute a strutture di diversa natura geologica e stratigrafica, si è deciso di raggruppare e correlare frequenze relative ad uno stesso cluster (Fig. 4.6). Tuttavia non è possibile escludere che anche frequenze appartenenti allo stesso cluster siano dovute a strutture differenti o viceversa.

Nei grafici dei rapporti spettrali HVSR relativi a ogni punto di misura sono stati individuati tutti i picchi significativi. Questi sono stati caratterizzati mediante la loro frequenza centrale e ampiezza. L'insieme delle coppie frequenza di picco/ampiezza HVSR, relative a tutte le misure di microtremore eseguite, è stato rappresentato in un grafico a dispersione per individuare, se possibile in modo puramente visivo, clusters di punti con probabile omogeneità del fenomeno generatore e pertanto interpolabili in una singola mappa, nell'ipotesi di lievi variazioni continue dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata si è individuato un solo cluster significativo. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza possono essere altresì individuati

punti anomali, attribuibili a effetti topografici o alla predominanza di sorgenti antropiche, che non vengono considerati per la costruzione delle carte.

È bene infine precisare che, a causa di variazioni laterali di parametri fisico – meccanici (porosità, contenuto d'acqua, grado di fratturazione, ecc.), non sempre gli spessori determinati attraverso questa tecnica interpretativa, coincidono con gli spessori litologici.

## 7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

### 7.1. Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La metodologia adottata per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica si basa sugli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica Parti I, II e III a cura di Bramerini *et al.* (2008).

La Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva sismica di Livello 1 costituisce il livello propedeutico per affrontare i successivi livelli di approfondimento. Pertanto la raccolta ed elaborazione dei dati non possono essere considerati esaustivi e definitivi.

Al fine di individuare le microzone soggette a comportamento omogeneo, sulla base di osservazioni geologiche, geomorfologiche, litostratigrafiche e geofisiche disponibili sulla base di dati pregressi, tali da produrre diversi effetti all'azione sismica, si è proceduto ad individuare tre differenti categorie di zone: a) Zone stabili; b) Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali; c) Zone suscettibili di instabilità.

Le informazioni utilizzabili per la loro identificazione sono state ricavate da:

- morfologia di superficie, ricavata dalla Cartografia Tecnica Regionale in scala 1:10.000 aggiornata al 2008 e dal modello digitale del terreno (DEM) passo 2 m, ricavato dal volo LIDAR effettuato nel 2007-2008;
- litostratigrafia dell'area ricavata dalle carte geologiche fin qui prodotte (CARG, Carta geologica della Provincia di Messina) e dai sondaggi messi a disposizione;
- profondità e morfologia del bedrock sismico ricavato dalle indagini HVSR effettuate e calibrate dai dati di sottosuolo a disposizione;
- distribuzione delle aree interessate da frane attive, inattive e quiescenti così come indicate nella cartografia geologica e geomorfologica ad oggi presente,

I criteri adottati per identificare le **zone stabili**, per le quali non si ipotizzano effetti locali di rilievo di alcuna natura, si sono basati sulla presenza in affioramento del substrato geologico con morfologia pianeggiante o con inclinazione inferiore ai 15° e con litologie caratterizzate da  $V_s > 800$  m/s.

A tal fine si è ricavata, attraverso l'estrazione dal DEM con l'utilizzo di procedure di analisi spaziale GIS, la carta delle acclività di versante. Per ogni cella, è stata calcolata la massima variazione di valore tra la cella centrale e le otto presenti al suo intorno utilizzando la tecnica di media massima (Burrough & McDonell, 1998).

Successivamente, è stata riclassificata la carta delle acclività in due classi di valori (<15° e >15°) e la si è incrociata con la carta geologico tecnica. L'intersezione tra le aree con acclività minore di 15° e i substrati affioranti caratterizzati da  $V_s > 800$  m/s fornisce le aree da considerare stabili a meno di condizioni di alterazione superficiale e/o fratturazione particolarmente pervasive.

Al fine di individuare le **zone stabili suscettibili di amplificazioni locali** si è tenuto conto dell'assetto stratigrafico e della morfologia locale.

I criteri adottati per individuare le zone soggette ad **amplificazione stratigrafica** si sono basati su l'individuazione dei terreni di copertura con spessori superiori a 3 m e dei substrati affioranti caratterizzati da velocità di propagazione delle onde di taglio < 800 m/s, a causa delle loro caratteristiche litologiche o dello stato di alterazione e/o fratturazione.

Le **discontinuità morfologiche** in grado di determinare l'amplificazione del moto del suolo in seguito a meccanismi di focalizzazione delle onde sismiche, sono state individuate attraverso diverse fasi di lavoro. In una prima fase è stato acquisito ed elaborato il modello digitale di terreno con cella 2 m (A.R.T.A. 2007/2008), allo scopo di ottenere per le aree studiate la carta delle acclività. A partire da quest'ultima è stato possibile, utilizzando semplici strumenti di analisi spaziale e 3D, individuare le rotture di pendenza significative, in corrispondenza delle quali sono stati delimitati gli eventuali elementi di amplificazione quali linee di scarpata, creste, selle e cime isolate. A questa prima fase di analisi remota della topografia dell'area, è seguita una fase di verifica diretta sul campo e/o remota, in quest'ultimo caso utilizzando strumenti di visualizzazione quali Google Earth™. Infine, sono state verificate le informazioni ottenute, mediante sovrapposizione degli elementi individuati sulle foto aeree e delle informazioni litologiche, in particolare verificando:

- la congruenza tra le forme individuate e le tipologie e geometrie dei depositi presenti;
- la significatività degli elementi individuati nel contesto urbano;
- la consistenza degli elementi cartografati sulla base delle foto aeree, così da escludere eventuali morfologie legate alla presenza di forme antropiche.

## 7.2. Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

La tipologia di elementi morfologici mappati fa riferimento alle specifiche tecniche, descritte negli *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*, definiti dal Gruppo di lavoro Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile (di seguito, ICMS). Tutti gli elementi sono stati cartografati su sistemi GIS in formato vettoriale (shape file), utilizzando quale struttura di archiviazione, quella indicata negli *Standard dalla Commissione Tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica* (di seguito, SCTMS).

A ciascun elemento rappresentato è dunque associato un record all'interno di una tabella delle proprietà degli elementi, che vengono differenziate a seconda che si tratti di elementi lineari (Tabb. 7.1a-b) o puntuali (Tabb. 7.2a-b).

Nome del campo	Tipo	Note
ID_el	numero intero	Descrizione: identificativo univoco progressivo dell'elemento lineare
Tipo_el	numero intero	Tipo dell'elemento lineare

Tab. 7.1a – Tabella attributi degli elementi lineari (SCTMS).

Descrizione degli altri elementi lineari	Tipo_el
Orlo di scarpata morfologica (10-20m)	5041
Orlo di scarpata morfologica (>20m)	5042
Orlo di terrazzo fluviale (10-20m)	5051
Orlo di terrazzo fluviale (>20m)	5052
Cresta	5060
Scarpata sepolta	5070
Valle sepolta stretta ( $C \geq 0.25$ )*	5081
Valle sepolta larga ( $C < 0.25$ )*	5082

\* $C=H/L/2$  con H profondità della valle e L semilarghezza della stessa

Tab. 7.1b – Descrizione per la tipologia degli elementi lineari (SCTMS).

Nome del campo	Tipo	Note
ID_ep	numero intero	Descrizione: identificativo univoco progressivo dell'elemento puntuale
Tipo_ep	numero intero	Tipo dell'elemento puntuale

Tab. 7.2a – Tabella attributi degli elementi puntuali (SCTMS).

Descrizione	Tipo_ep
Picco isolato	6010
Cavità sepolta isolata	6020

Tab. 7.2b – Descrizione per la tipologia degli elementi puntuali (SCTMS).

### 7.3. Elementi di amplificazione topografica

Secondo la definizione individuata negli ICMS, gli elementi di amplificazione topografica sono discontinuità morfologiche che possono comportare l'amplificazione del moto del suolo a seguito della focalizzazione delle onde sismiche, quali:

- pendii con inclinazione  $> 15^\circ$  e dislivello superiore a circa 30 m;
- bordi di terrazzo o zone di ciglio ( $H > 10$  m);
- creste rocciose sottili (larghezza in cresta molto inferiore alla larghezza alla base e pendenza media  $> 30^\circ$ ).

Per quanto riguarda le creste (Fig. 7.1), il rilievo è identificato sulla base di cartografie a scala almeno 1:10.000 e la larghezza alla base è scelta in corrispondenza di evidenti rotture morfologiche: sono da considerare creste solo quelle situazioni che presentano il dislivello altimetrico minimo (h) maggiore o uguale a un terzo del dislivello altimetrico massimo (H), con angoli al piede dei due versanti che delimitano la cresta pari almeno a  $10^\circ$

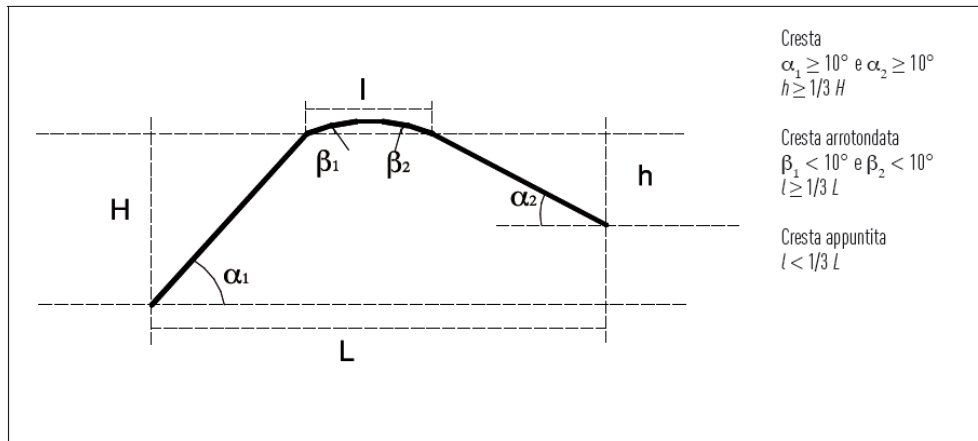


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

Per quanto riguarda il riconoscimento delle scarpate, sono state considerate tali quelle situazioni che presentano (Fig. 7.2): un'altezza  $H$ , pari almeno a 10m; un fronte superiore di estensione paragonabile al dislivello altimetrico massimo ( $H$ ) o comunque non inferiore ai 15-20 m; l'inclinazione ( $\beta$ ) del fronte superiore, inferiore o uguale a un quinto dell'inclinazione ( $\alpha$ ) del fronte principale, nel caso delle scarpate in pendenza (per  $\beta > 1/5 \alpha$  la situazione è da considerarsi pendio); il dislivello altimetrico minimo ( $h$ ) minore di un terzo del dislivello altimetrico massimo ( $H$ ), nel caso di scarpate in contropendenza (per  $h \geq 1/3 H$  la situazione è da considerarsi una cresta appuntita); un'inclinazione al piede del fronte principale  $\alpha$  pari almeno a  $10^\circ$ .

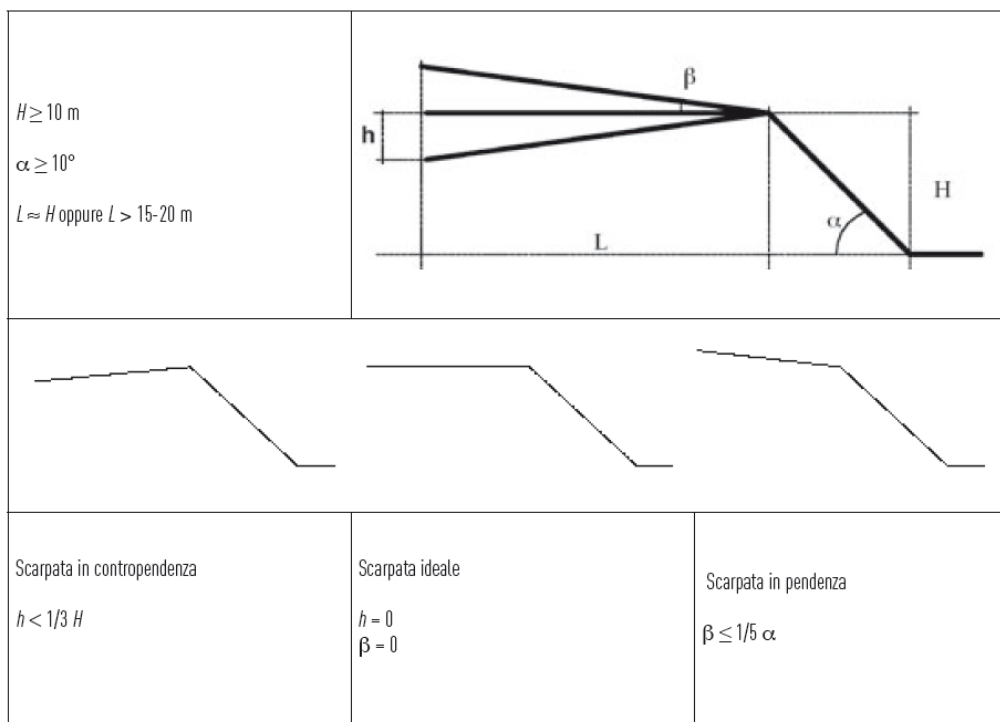


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

I criteri morfometrici e le soglie che connotano gli elementi morfologici di interesse, in quanto potenzialmente in grado di determinare condizioni di amplificazione sismica, suggeriscono come i concetti di scarpata o cresta normalmente utilizzati in ambito geomorfologico, richiedano nelle applicazioni finalizzate alla microzonazione un adattamento. Infatti, in geomorfologia si intende

per scarpata una porzione di versante ad elevata acclività. Non esistono standard assoluti di riferimento circa l'angolo di inclinazione minimo per poter classificare un versante o una sua porzione come scarpata, ma è ben evidente come i valori di riferimento siano nell'ordine delle diverse decine di gradi.

Per questa ragione, il simbolo utilizzato nelle carte geomorfologiche per indicare un elemento che in realtà ha una struttura topologica di tipo areale, è costituito da un elemento lineare, coincidente con l'orlo superiore o linea di scarpata, al quale è poi associato un simbolismo, in direzione di valle, specificativo della morfogenesi associata alla forma. La linea di scarpata può limitare superiormente un versante, che viene classificato in funzione del processo che controlla l'insieme morfogenetico scarpata-versante. Le elevate inclinazioni delle scarpate, d'altra parte, fanno sì che l'estensione areale (su carta) del versante acclive che in realtà rappresentano sia talmente limitata da rendere poco severa l'imprecisione cartografica derivata dall'uso di un elemento lineare nella rappresentazione di una forma areale.

Nel caso dei criteri definiti per la MS, il problema si amplifica, in ragione delle soglie minime sufficienti a definire le scarpate (10° di inclinazione al piede del fronte principale).

In questa sede, si è scelto dunque di seguire una procedura che individua le linee di scarpata, corrispondenti a brusche variazioni di inclinazione, spesso associate a tratti di versante costituenti scarpate "in senso classico" (in parete o con inclinazioni tra 45° e 90°), ancorché, frequentemente, con altezze anche inferiori ai 10m, procedendo poi ad analizzare, mediante la realizzazione di sezioni topografiche di dettaglio, le caratteristiche morfometriche dei versanti, che vengono limitati superiormente dalle linee di scarpata riconosciute. Per ciascuna linea di scarpata, vengono realizzati uno o più profili, in modo da fornire un'indicazione della variabilità spaziale delle caratteristiche morfometriche; queste ultime dipendono infatti dall'assetto geomorfologico del versante lungo cui si imposta la linea di scarpata, così come dalla morfodinamica del versante stesso.

### ***Analisi delle pendenze***

Per l'individuazione degli elementi morfologici quali scarpate, creste e cime isolate sono stati realizzati degli elaborati intermedi, confrontando i quali è stato poi possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse, da condursi all'interno del perimetro del centro abitato.

Un primo elaborato preso in considerazione è il modello digitale di terreno ad alta risoluzione. A partire da questo, sono stati realizzati, lungo le principali direttrici di sviluppo dei centri abitati analizzati, alcuni profili topografici di inquadramento, utili al riconoscimento dei principali motivi topografici caratterizzanti l'area indagata (creste, rilievi isolati, pendii, scarpate).

Parallelamente, ricavando dal modello digitale di terreno la carta delle pendenze (Fig. 7.3) ed incrociandola con la base topografica in scala 1:10.000, è stato possibile individuare tutti gli allineamenti marcati da notevoli variazioni di pendenza in senso longitudinale. Le classi sono state individuate a partire dalla classe 0-15°, per incrementi successivi di 1/5 del valore soglia della classe precedente, cosicché ad ogni variazione di colore corrisponda una scarpata o pendio significativa in termini di pendenza (Fig. 7.4). Si è deciso di individuare le scarpate a partire dai 15° perché al di sotto dei 15° gli effetti litologici prevalgono sempre su quelli topografici (ICMS).



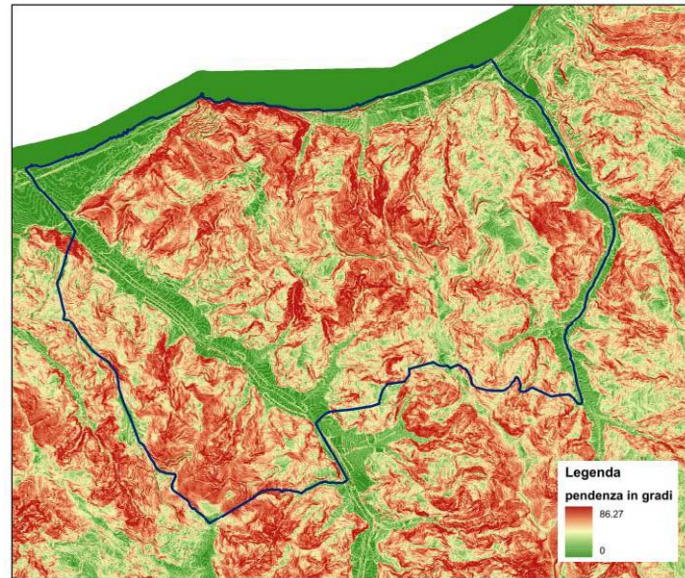


Fig. 7.3– Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

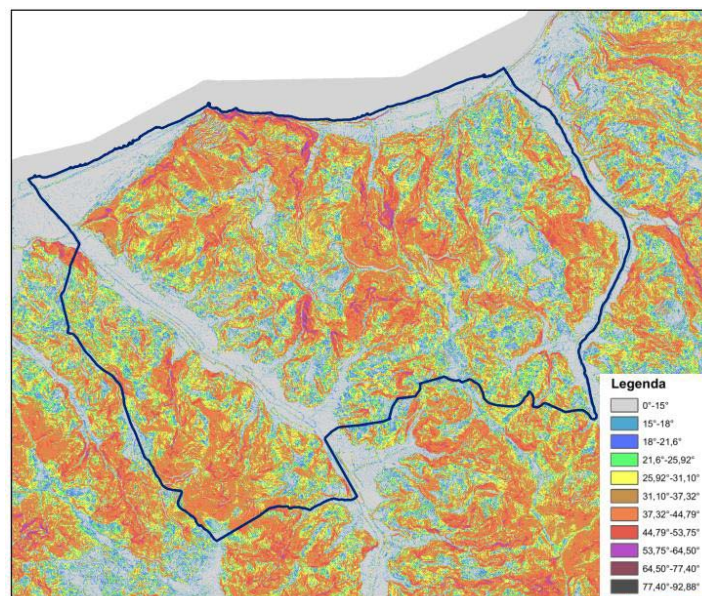


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

### ***Individuazione degli elementi morfologici***

Laddove, ad un'analisi aerofotografica e topografica, questi allineamenti sono risultati limitare superiormente versanti aventi caratteristiche morfometriche rientranti all'interno dei criteri di sopra descritti, si è dunque passati al tracciamento delle linee di scarpata o di cresta o all'indicazione del rilievo isolato (Fig. 7.5).

### ***Individuazione degli elementi antropici***

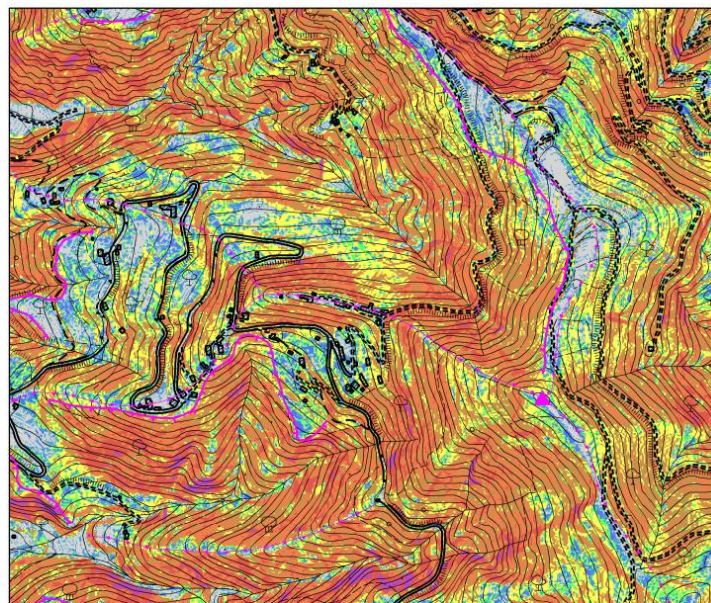
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze (Fig. 7.6).

Le aree considerate come **zone suscettibili di instabilità** sono quelle in cui gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio.

Le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:

- instabilità di versante, distinte per tipologia di frana (crollo/ribaltamento, scorrimento, colamento, frana complessa) ed attività (attiva, quiescente, inattiva);
- liquefazione, aree caratterizzate da terreni sabbiosi, sabbiosi – limosi, o sabbiosi – ghiaiosi con superficie della falda < di 15 m
- Faglie attive e capaci, distinte per tipologia (diretta, inversa, trascorrente) e individuazione (accertata, inferita):
- Cedimenti differenziali, aree di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico meccanica molto differenti.

Le instabilità di versante sono state ricavate dal PAI, dalle carte geologiche fin qui prodotte e dal PRG del comune e riclassificate secondo le tipologie adottate dagli standard di rappresentazione.



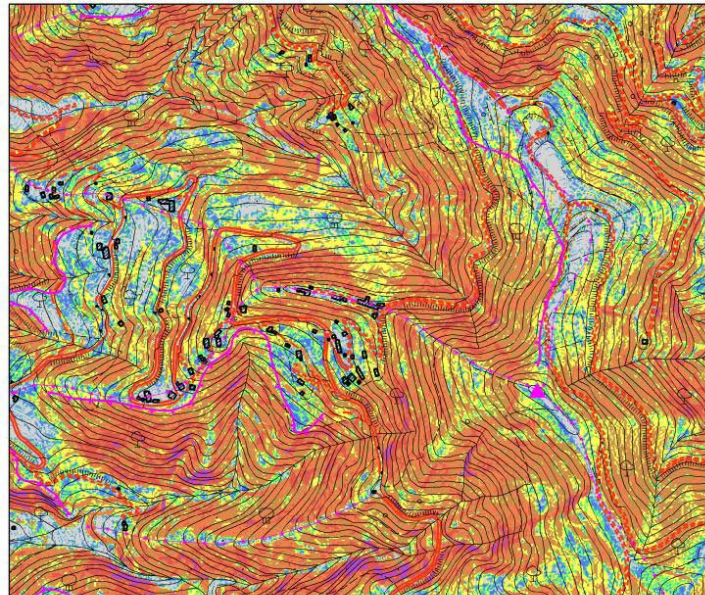
#### Legenda

0°-15°
15°-18°
18°-21,6°
21,6°-25,92°
25,92°-31,104°
31,10°-37,32°
37,32°-44,79°
44,79°-53,75°
53,75°-64,50°
64,50°-77,40°
77,40°-92,88°

#### Elementi morfologici

▲ 6010 - cime isolate
— 5041 - scarpate con altezza inferiore a 20 metri
— 5042 - scarpate con altezza superiore a 20 metri
— 5060 - creste

Fig. 7.5 – Individuazione di elementi morfologici di interesse (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).



#### Legenda

0°-15°
15°-18°
18°-21,6°
21,6°-25,92°
25,92°-31,104°
31,10°-37,32°
37,32°-44,79°
44,79°-53,75°
53,75°-64,50°
64,50°-77,40°
77,40°-92,88°

#### Elementi morfologici

▲ 6010 - cime isolate
— 5041 - scarpate con altezza inferiore a 20 metri
— 5042 - scarpate con altezza superiore a 20 metri
— 5060 - creste
— elementi antropici

Fig. 7.6 – Sovrapposizione degli elementi antropici (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).

#### 7.4. Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze

La costruzione delle carte delle frequenze di picco del segnale HVSR, redatte a partire dalle misure di microtremore sismico, tenendo conto della complessità dei fenomeni genetici e di propagazione e quindi della molteplicità delle possibili cause di amplificazione del rapporto  $H/V$ , è stata realizzata adottando criteri di analisi del segnale finalizzati a discriminare picchi causati da fenomeni di tipo differente (interfacce sismiche più o meno profonde, elevati gradienti topografici, cause antropiche,...) per trascurare quelli attribuibili al fenomeno sorgente e separare quelli attribuibili a diversi aspetti della propagazione ondosa. Per ogni comune indagato, è stata quindi elaborata, la carta delle frequenze, per rappresentare la distribuzione spaziale delle frequenze dei picchi del segnale HVSR. Per ogni punto di misura HVSR viene rappresentata sulla carta l'esatta ubicazione con simbologia definita da protocollo. Inoltre, se lo spettro di  $H/V$  presenta picchi significativi compresi nell'intervallo 0.6-20 Hz, per ogni picco la frequenza e l'ampiezza viene riportata numericamente immediatamente al di sopra dell'ubicazione.

## 8. ELABORATI CARTOGRAFICI

### 8.1 Carta delle indagini

Le indagini considerate nell'ambito del presente studio (Fig. 8.1) constano di un solo sondaggio che intercetta il substrato geologico, derivante dalla banca dati ISPRA, ricadente al margine settentrionale dell'area perimetrata.

Altre indagini disponibili sono prove penetrometriche effettuate nell'ambito dello studio geologico allegato al PRG, delle quali soltanto due ricadono all'interno dell'area perimetrata.

A queste indagini si aggiungono le misure HVSR di nuova acquisizione (cfr. par. 4.1).

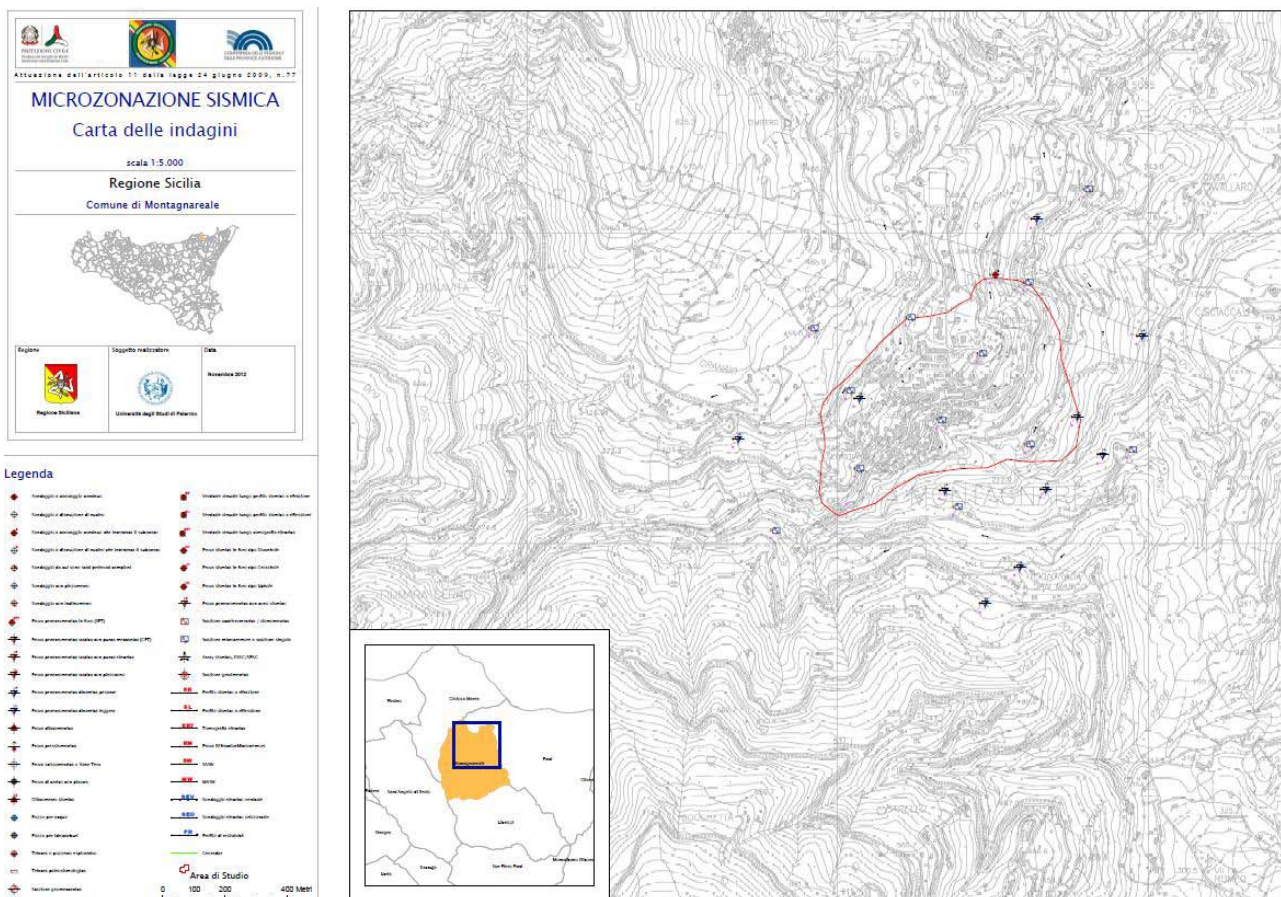


Fig. 8.1 – Riduzione della carta delle indagini di Montagnareale (V. PDF in cartella PLOT).

### 8.2 Carta geologico-tecnica

La carta geologico-tecnica (Fig. 8.3) evidenzia come l'area perimetrata nella quale ricade il centro urbano di Montagnareale, sia caratterizzata dalla presenza di due unità litotecniche, costituite rispettivamente dal substrato geologico non rigido e dai terreni detritici di copertura.

**8.2.1. Il substrato geologico non rigido** è presente al di sotto di gran parte dell'edificato, estendendosi dall'area del Cimitero, a NE, fino al settore di San Sebastiano, a SW. Gran parte di questo substrato è costituito dalle Filladi di Mandanici alterate. Soltanto la porzione di area a sud di San Sebastiano, delimitata da una faglia inversa non attiva, è caratterizzata dalla presenza delle



caratterizzati da uno stato d'inattività al momento del rilevamento e pertanto configurano nelle matrici di classificazione PAI come aree a rischio R1.

*Fenomeni: PAI 013-5MG-069 - PAI 013-5MG-070 - PAI 013-5MG-071*

Questi tre fenomeni sono classificati nel PAI come tipologia 9 ovvero deformazioni superficiali lente del versante, essendo caratterizzati da condizioni di pericolosità modeste ( $P=1$ ) e determinando moderati valori di rischio ( $R=2$ ), così come appare nelle schede dei dissesti del PAI. I primi due fenomeni censiti si trovano esattamente al centro dell'abitato di Montagnareale, mentre il terzo (*PAI 013-5MG-071*) si trova più a Sud, nel versante interessato dalla presenza della scarpata identificata con la lettera D, per la quale sono stati ricostruiti i profili di dettaglio D1 e D2.

*Fenomeni PAI 013-5MG-072 – PAI 013-5MG-073 – PAI 013-5MG-074 – PAI 013-5MG-075*

Si tratta di fenomeni classificati come complessi, dei quali è attivo solo il movimento codificato come *PAI 013-5MG-073*, mentre gli altri tre fenomeni appaiono inattivi al momento del rilevamento. Questi fenomeni sono stati censiti ad Est del centro abitato in prossimità del depuratore comunale.

Di seguito viene proposta la Carta geologico-tecnica compilata in base alle informazioni raccolte (Fig. 8.3).

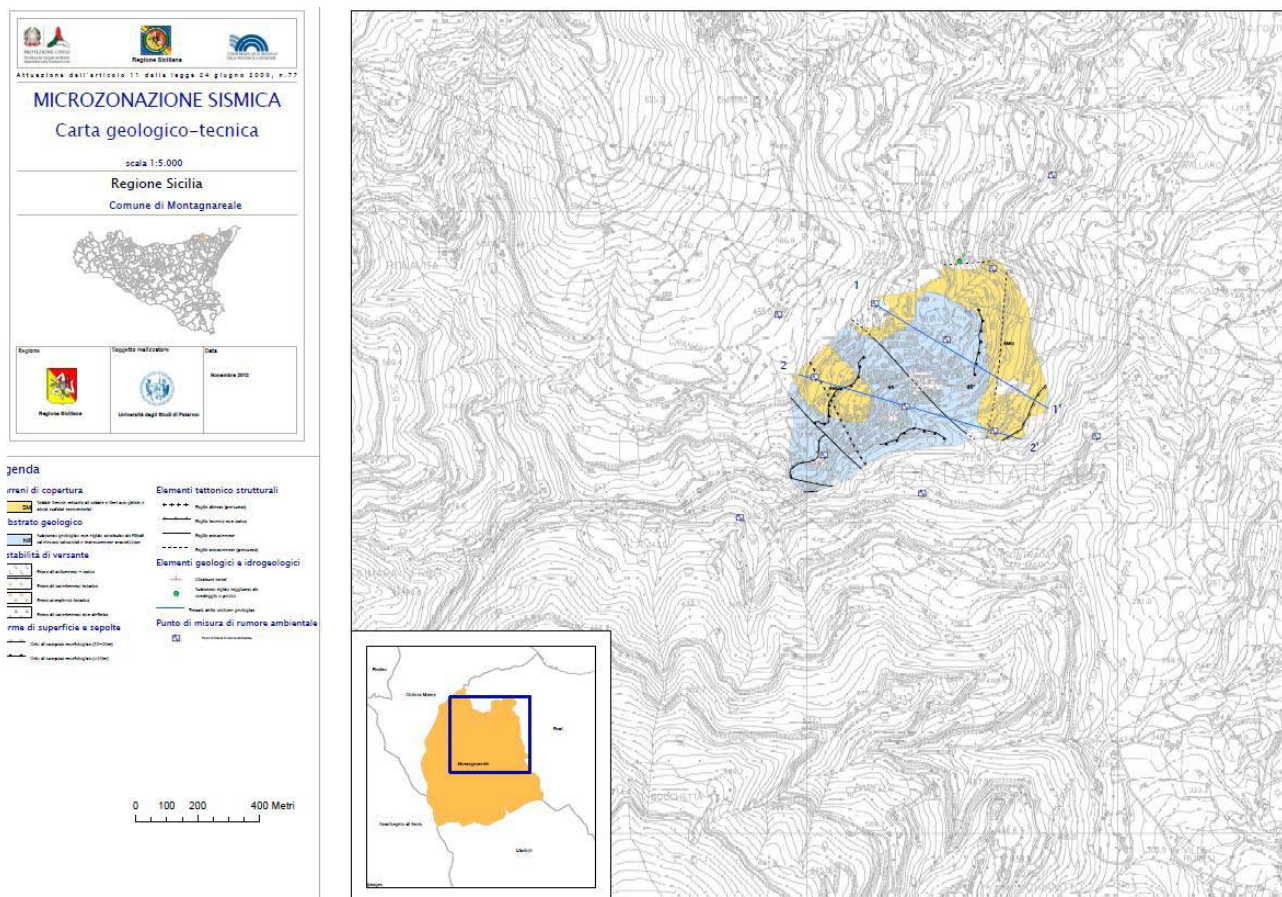


Fig. 8.3 – Riduzione della carta geologico – tecnica del Comune di Montagnareale (v. PDF in cartella PLOT).

### 8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Montagnareale sottoposta a microzonazione sismica non si individuano zone da poter classificare con assoluto margine di certezza come stabili.

Gli effetti locali attesi nel centro urbano consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate n. 4 differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.4, 8.5 e Tab. 8.1):

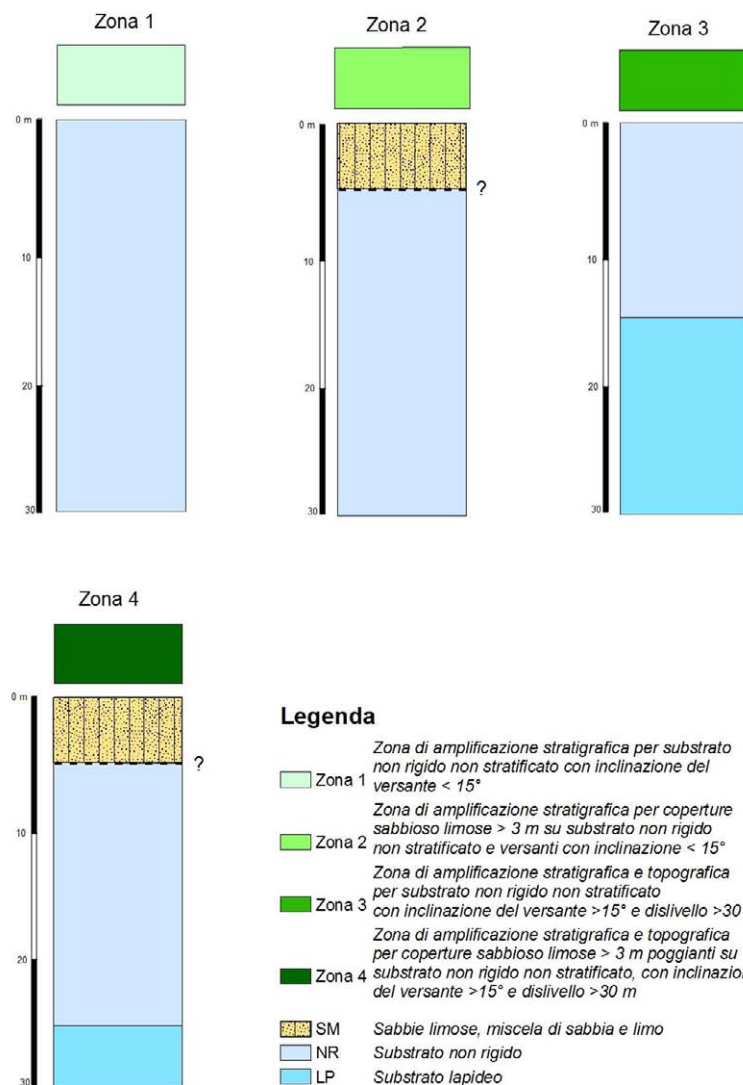


Fig. 8.4 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica.

#### Zona 1

Questa microzona è caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dall'alterazione di metamorfiti di medio-basso grado (Filladi di Mandanici) affioranti su versanti con inclinazione minore di 15°. Le misure HVSR, stimato la presenza di un substrato rigido ad una profondità superiore a 30 m. Le aree corrispondenti a queste caratteristiche sono presenti nella porzione più settentrionale del centro abitato, in località Cimitero e Belvedere. Gli effetti attesi per questa microzona sono legati a una possibile amplificazione stratigrafica.

## Zona 2

Le aree identificate da questa microzona sono caratterizzate da coperture sabbioso-limose (SM) che giacciono su versanti inclinati meno di 15°, costituiti da un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dalla alterazione di metamorfiti di medio-basso grado (Filladi di Mandanici e Fondachelli). Lo spessore delle coperture, in base alle indicazioni presenti nel PRG di Montagnareale, è superiore a 3 m. La profondità del substrato rigido non è nota. Questa microzona consta di tre aree di cui due sono situate lungo il margine settentrionale del centro abitato ed una nella porzione sud-occidentale. Gli effetti attesi prevedono un'amplificazione del segnale sismico per cause stratigrafiche.

## Zona 3

Zona di amplificazione stratigrafica e topografica caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido non stratificato (NR) affiorante su versanti con inclinazione >15° e dislivello > 30 m. A profondità medie di circa 15 m, in base alle misure HVSR, è possibile riconoscere la presenza di un substrato rigido. La maggior parte del centro abitato ricade in questa microzona. Gli effetti attesi di amplificazione sismica sono dovuti a caratteristiche topografiche e stratigrafiche.

## Zona 4

Questa zona comprende aree caratterizzate dalla presenza di coperture sabbioso-limose con spessori che superano 3 m, a loro volta poggianti su di un substrato non rigido, non stratificato (NR), in presenza di pendio con inclinazione >15° e dislivello > 30 m. Gli effetti attesi sono quelli di amplificazione per cause stratigrafiche e topografiche.

Le **zone** considerate **suscettibili di Instabilità** sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (colate, e frane complesse) e considerate dal PAI come attive o quiescenti.

Nella Tab. 8.1 sono riassunte le condizioni geologiche e topografiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Montagnareale. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica.

<b>ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI</b>				
	<b>Condizioni geologiche e geomorfologiche</b>	<b>Classe litologica</b>	<b>Effetti attesi</b>	<b>Livello di approfondimento</b>
<b>Zona 1</b>	substrato non rigido (Vs<800 m/s) non stratificato	NR	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
<b>Zona 2</b>	Zona con terreni di copertura >3 m	SM	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
<b>Zona 3</b>	Substrato non rigido (Vs<800 m/s) con inclinazione >15° e dislivello >30m	NR	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
<b>Zona 4</b>	Zona con terreni di copertura >3 m con inclinazione >15° e dislivello >30m	SM	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello



ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Tipo_f	Condizioni geologiche	Descrizione	Effetti attesi	Livello di approfondimento
301X	Instabilità di versante attiva	colate	Instabilità	terzo livello
303X	Instabilità di versante inattiva	Scorrimento, frane complesse,	Instabilità	terzo livello
304X	Instabilità di versante non definita	Scorrimento	Instabilità	terzo livello

Tab. 8.1 – Condizioni geologiche e topografiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Montagnareale. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica.

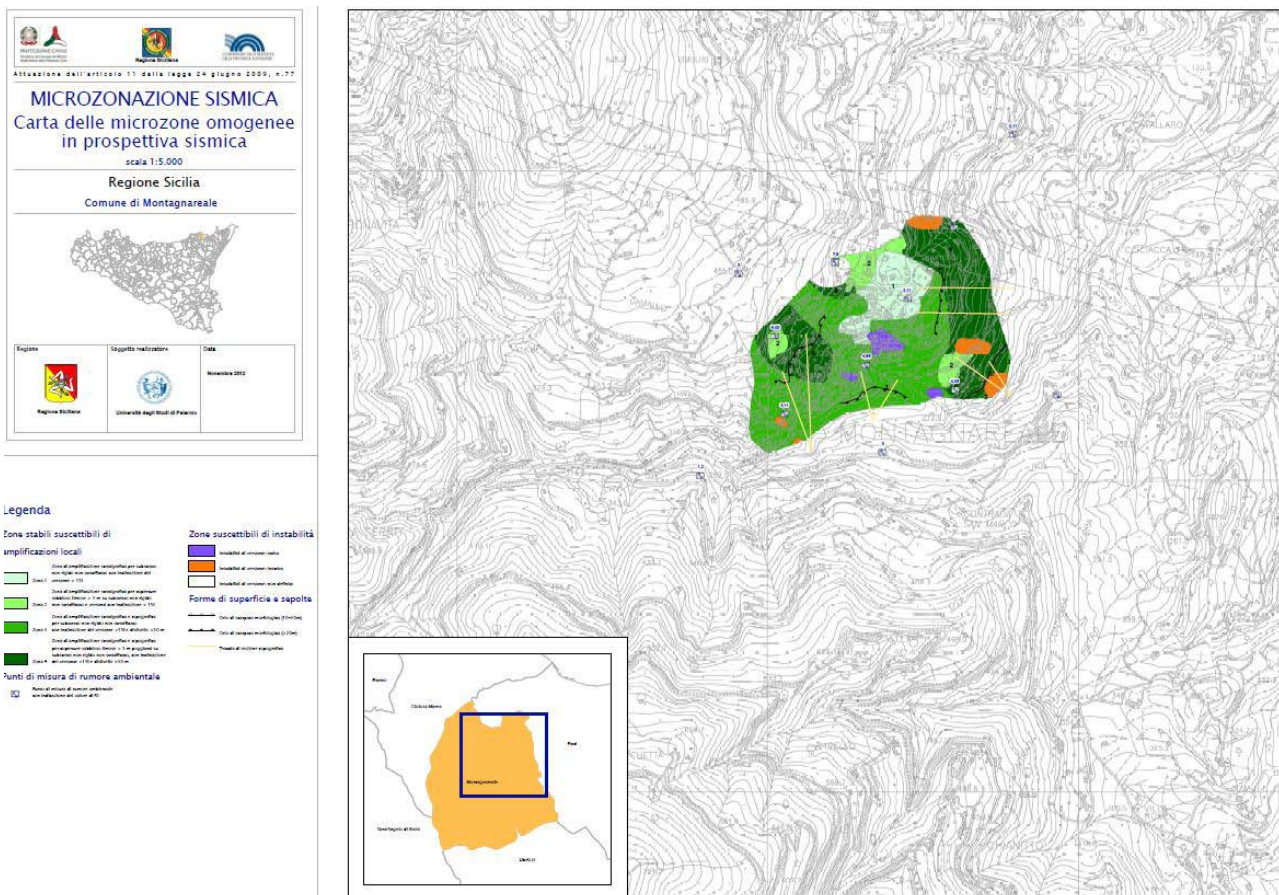


Fig. 8.5 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica di Montagnareale (v. PDF in cartella PLOT).

### 8.3.1 Analisi topografica

L'individuazione degli assetti topografici in grado di condizionare la risposta sismica di sito richiede il riconoscimento di tutti gli elementi morfologici di attenzione (dorsali, creste, scarpate, selle, cime isolate), che intersechino le aree d'interesse, e la successiva analisi e caratterizzazione morfometrica degli stessi.

L'approccio utilizzato nella predisposizione del presente elaborato (cfr. Cap. 7), si è dunque articolato in due fasi: una prima fase di riconoscimento sistematico degli elementi morfologici lineari e puntuali che intersechino le aree d'interesse proposte dalle amministrazioni comunali; la successiva analisi degli assetti morfologici e delle caratteristiche morfometriche dei versanti

delimitati al piede o in scarpata dagli elementi riconosciuti, condotta attraverso l'analisi di profili topografici di dettaglio rappresentativi.

Profilo topografico	Codice identificativo in banca dati (ID_el)
A1	1
A2	2
B1	3
B2	4
C1	5
C2	6
D1	7
D2	8

Tab. 8.2 – corrispondenza fra profili topografici di dettaglio e codici identificativi in banca dati.

Nel territorio comunale di Montagnareale, in ragione dell'assetto geologico e geomorfologico, marcato e della presenza di rocce in affioramento a differente grado di erodibilità di natura metamorfica, sono stati individuati diversi elementi morfologici, in coincidenza del centro abitato principale, per i quali si procede ad una analisi morfometrica degli elementi riconosciuti.

***MONTAGNAREALE: CENTRO ABITATO***

All'interno del centro abitato principale, utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7, sono state riconosciute quattro principali linee di scarpata numerate con lettere progressive dalla A alla D. La carta degli elementi morfologici (Fig. 8.1a) evidenzia che le linee di scarpata insistono sulla porzione del versante in sinistra idrografica della Fiumara di Montagnareale per il quale l'elevata energia di rilievo, unitamente alla presenza di terreni erodibili, produce valli "a V" caratterizzate da tratti di scarpate verticali o sub-verticali.

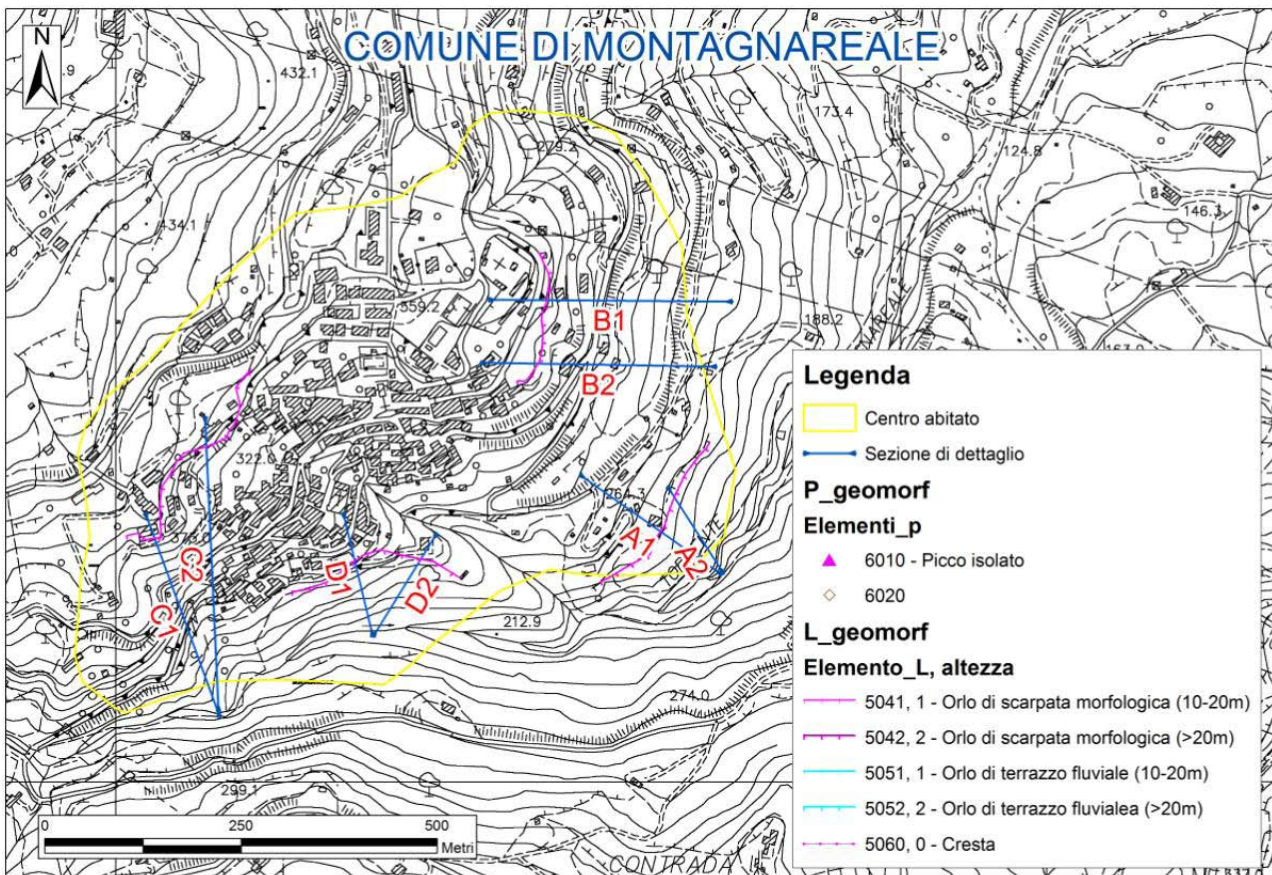


Fig. 8.6 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (centro abitato).

### Scarpata A

La linea di scarpata A (Fig. 8.6), si sviluppa a quote comprese tra 150 m e 350 m s.l.m., per una lunghezza complessiva di 300 m, in direzione SO-NE. Il profilo di dettaglio denominato "Montagnareale A1" (Fig. 8.8) si sviluppa in direzione NO-SE e rileva una scarpata ideale leggermente in pendenza ( $\beta=5^\circ$ ,  $H=2$  m), con altezza  $H=87$  m ed angolo al piede del fronte principale caratterizzato da una pendenza media  $\alpha=26^\circ$ . I profili di dettaglio Montagnareale A1 e A2 (Figg. 8.8, 8.9), evidenziano porzioni del versante in cui la pendenza supera abbondantemente la pendenza media raggiungendo anche i  $40^\circ$ . Queste porzioni del versante, danno luogo a fenomeni gravitativi che interessano soprattutto la porzione alterata del substrato metamorfico.

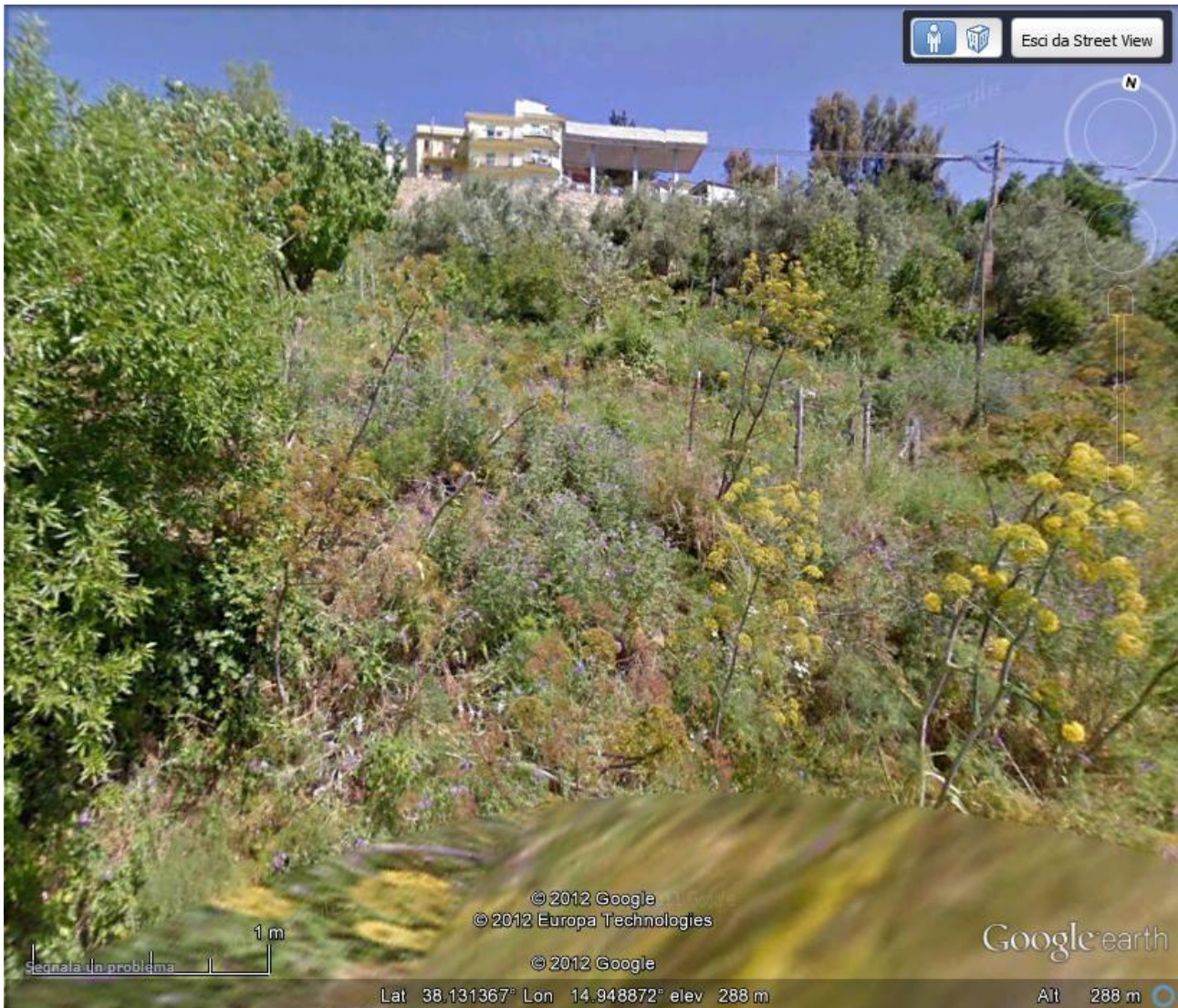


Fig. 8.7 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

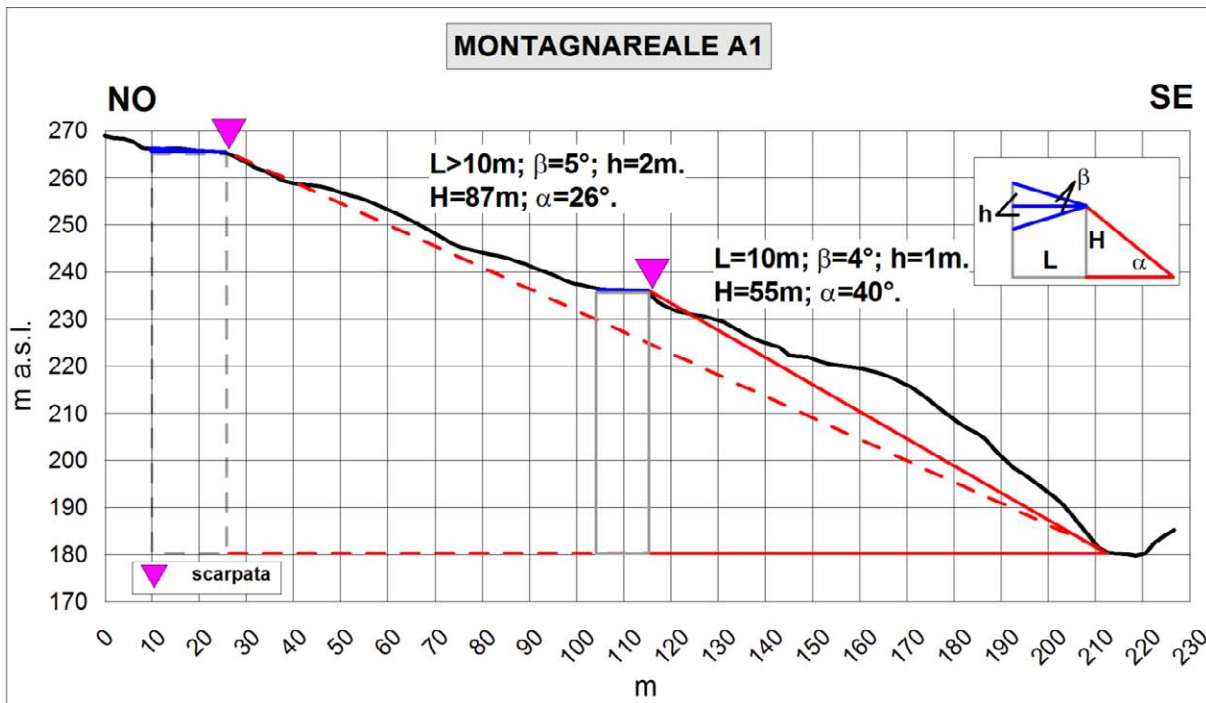


Fig. 8.8 – Profilo topografico di dettaglio Montagnareale A1.

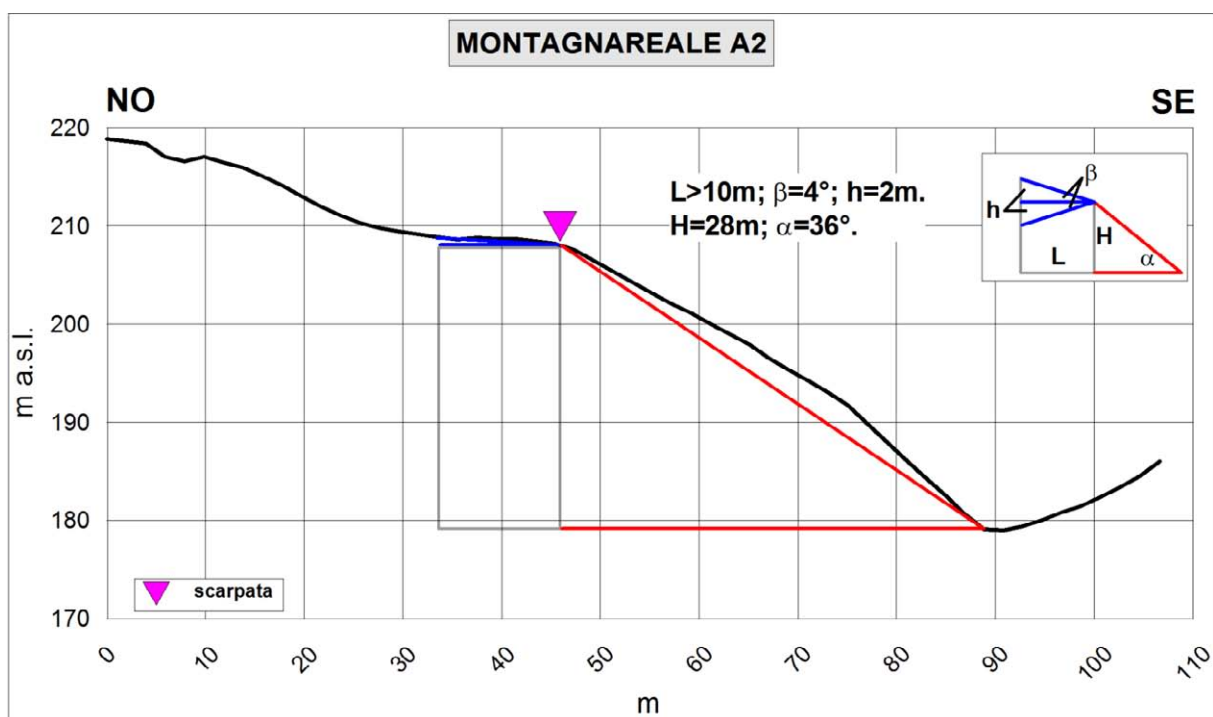


Fig. 8.9 – Profilo topografico di dettaglio Montagnareale A2.

### Scarpata B

La linea di scarpata B (Fig. 8.6), ha un orientamento prevalente N-S e limita l'espansione ad occidente del centro abitato di Montagnareale estendendosi tra quote comprese da 200 m a 400 m s.l.m., in corrispondenza del ovest del cimitero di Montagnareale per una lunghezza di circa 400 m.

In corrispondenza dei tratti rettilinei della scarpata, sono stati ricostruiti due profili di topografici di dettaglio da Ovest verso Est (Figg. 8.10; 8.11), che hanno evidenziato come, in effetti, in questo

tratto del versante, la testata risalga verso monte andando a definire una scarpata alta anche più di 50 m, con un angolo al piede compreso tra  $28^\circ$  e  $30^\circ$ . Entrambi i profili di dettaglio realizzati per la scarpata B, mostrano delle scarpate con una pendenza media del fronte superiori compresa tra  $4^\circ$  e  $5^\circ$ .

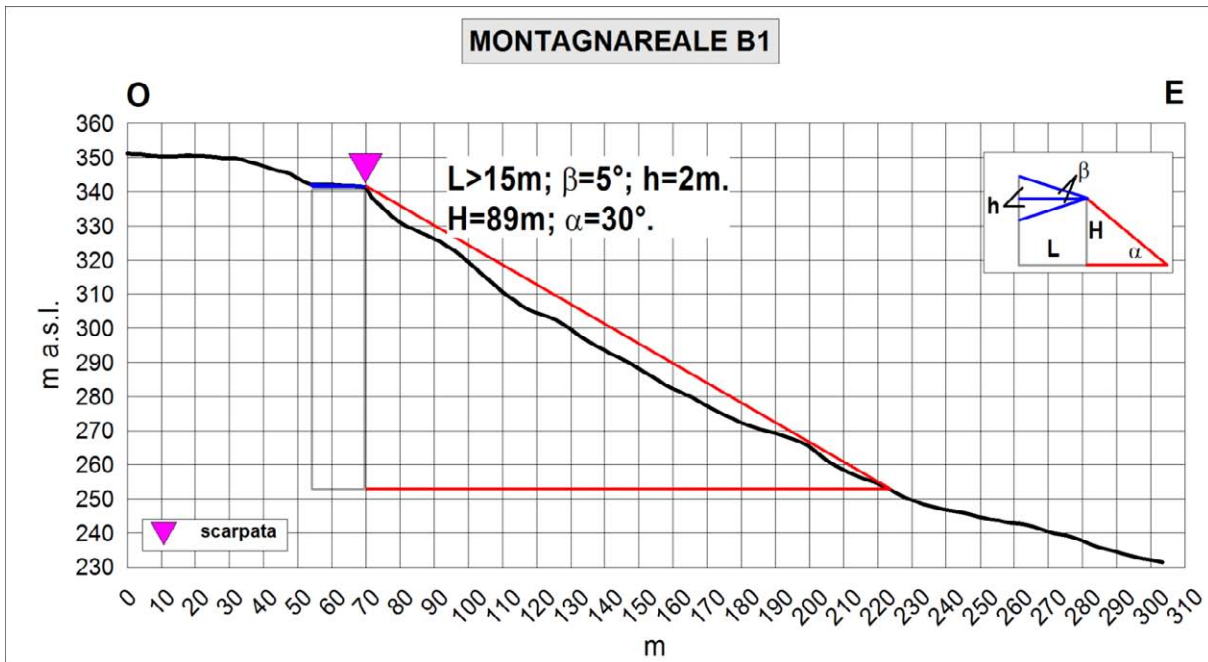


Fig.

8.10 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale B1.

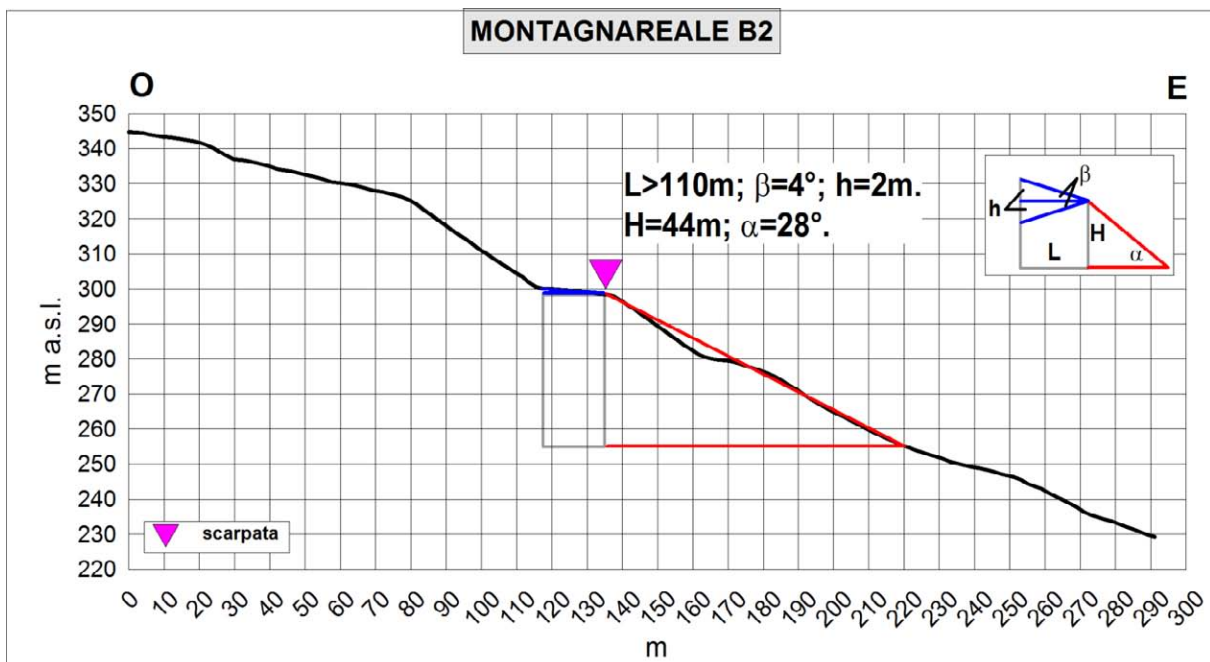


Fig. 8.11 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale B2.

### Scarpata C

Per la linea di scarpata C, lunga circa 500 m, che borda l'estremità Nord-occidentale del Centro abitato di Montagnareale, sono stati ricostruiti due profili topografici di dettaglio (Montagnareale C1 e Montagnareale C2), che si sviluppano in direzione NO-SE per rispettivamente 275 e 375 m di lunghezza. Dal profilo C1 (Fig. 8.12) si può dedurre un fronte di scarpata alto più di 130 m con un angolo di scarpata superiore a  $30^\circ$ . All'interno di questa scarpata principale si annida una scarpata di minore altezza (54 m) caratterizzata da una pendenza che può raggiungere  $42^\circ$ .

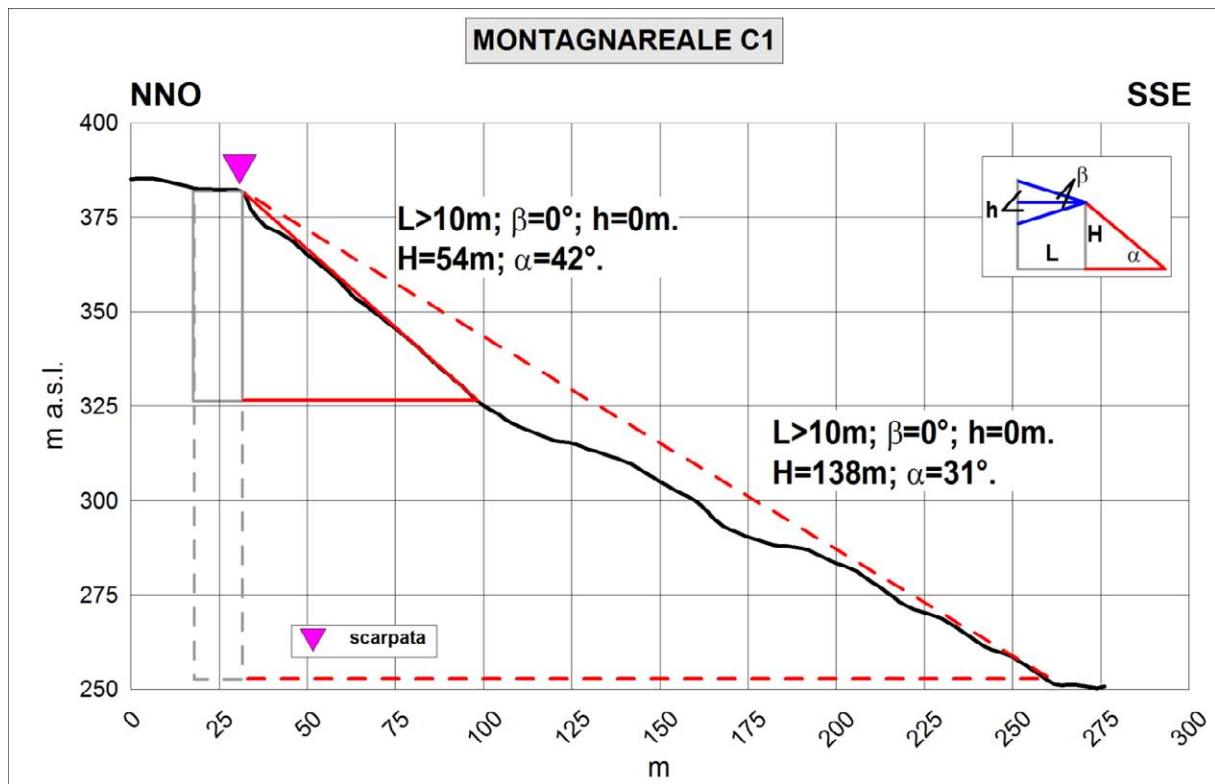


Fig. 8.12 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale C1.

Lungo la linea della scarpata C, più a Nord rispetto al profilo C1 e in corrispondenza del tratto rettilineo della scarpata, è stato realizzato un nuovo profilo di dettaglio denominato C2. Questo profilo configura una scarpata *ideale* con un fronte superiore caratterizzato da una lunghezza maggiore di 50 m e un'altezza di 77 m.

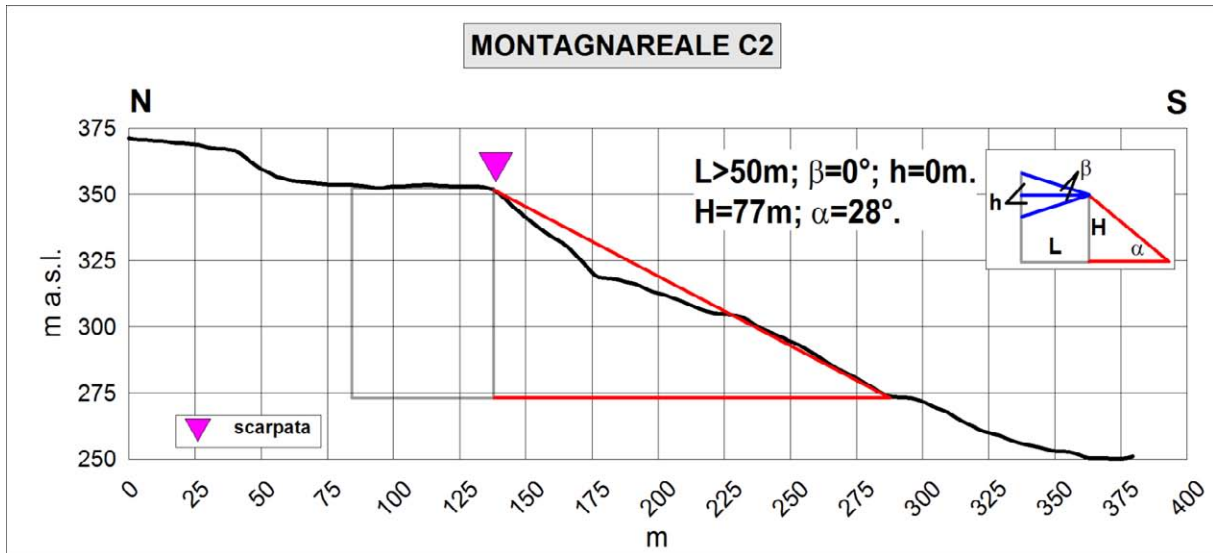


Fig. 8.13 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale C2.



Fig. 8.14 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata C.



### Scarpata D

Spostandosi verso Ovest, seguendo via Scilla lungo periferia Sud del centro abitato, sono stati ricostruiti ed analizzati altri due ulteriori profili di dettaglio avendo lo scopo di descrivere dal punto di vista morfometrico la scarpata D. Il primo dei profili, indicato con la sigla Montagnareale D1 (Figg. 8.15), con orientamento principale OSO-ESE evidenzia chiaramente che l'altezza della scarpata, in questo settore, è di 81 m. La scarpata individuata può considerarsi una scarpata in pendenza con  $\beta=4^\circ$  e  $h=3$  metri e con un fronte superiore che supera i 15 metri di lunghezza ed un angolo al piede del versante pari a  $28^\circ$ .

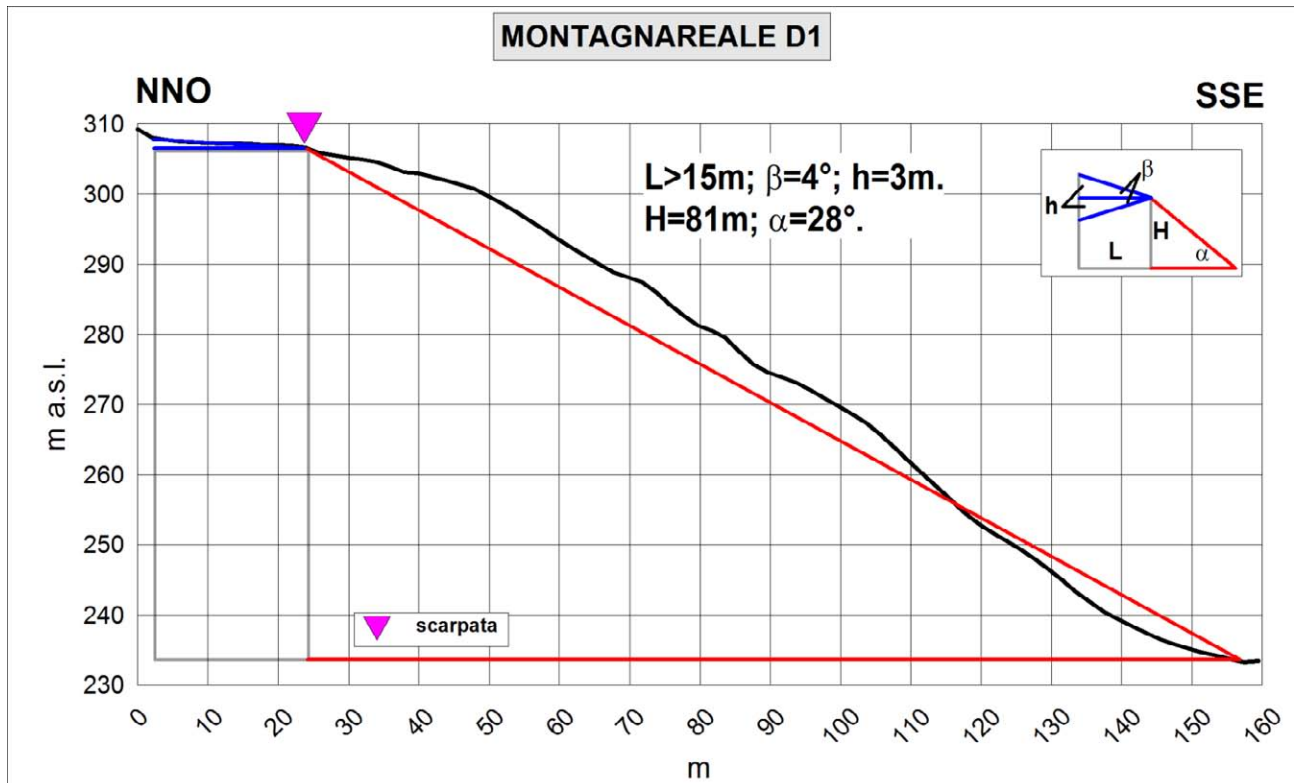


Fig. 8.15 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale D1.

Il secondo profilo, Montagnareale D2 (Fig. 8.16), ricostruisce la morfometria della porzione terminale occidentale della linea di scarpata D. Questo profilo si sviluppa da SO verso NE ed è caratterizzato da una pendenza al piede della scarpata di circa  $25^\circ$  e da un fronte superiore maggiore di 20 m per il quale si nota una leggera contropendenza di circa  $4^\circ$  caratterizzando questa porzione della scarpata con *scarpata in contropendenza* (Cap. 7). Nella figura 8.12 viene presentato uno stralcio, estratto da un'immagine di Google Street View, nella quale si osserva il versante sul quale insiste la scarpata D.

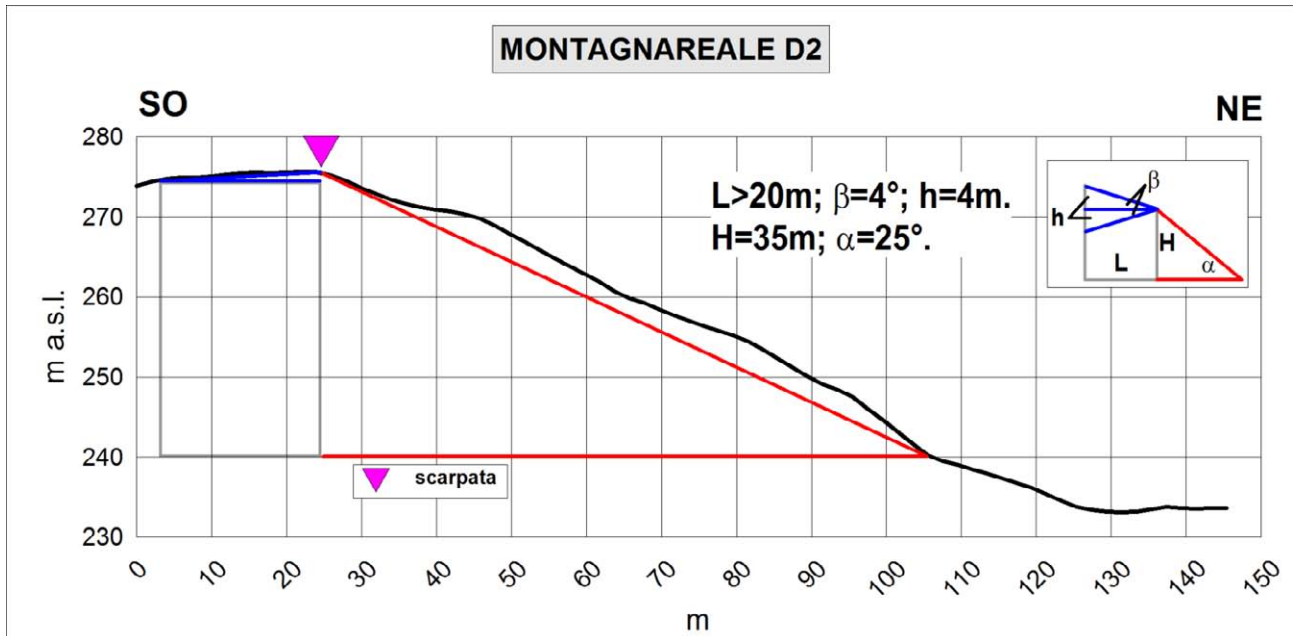


Fig. 8.16 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Montagnareale D2.

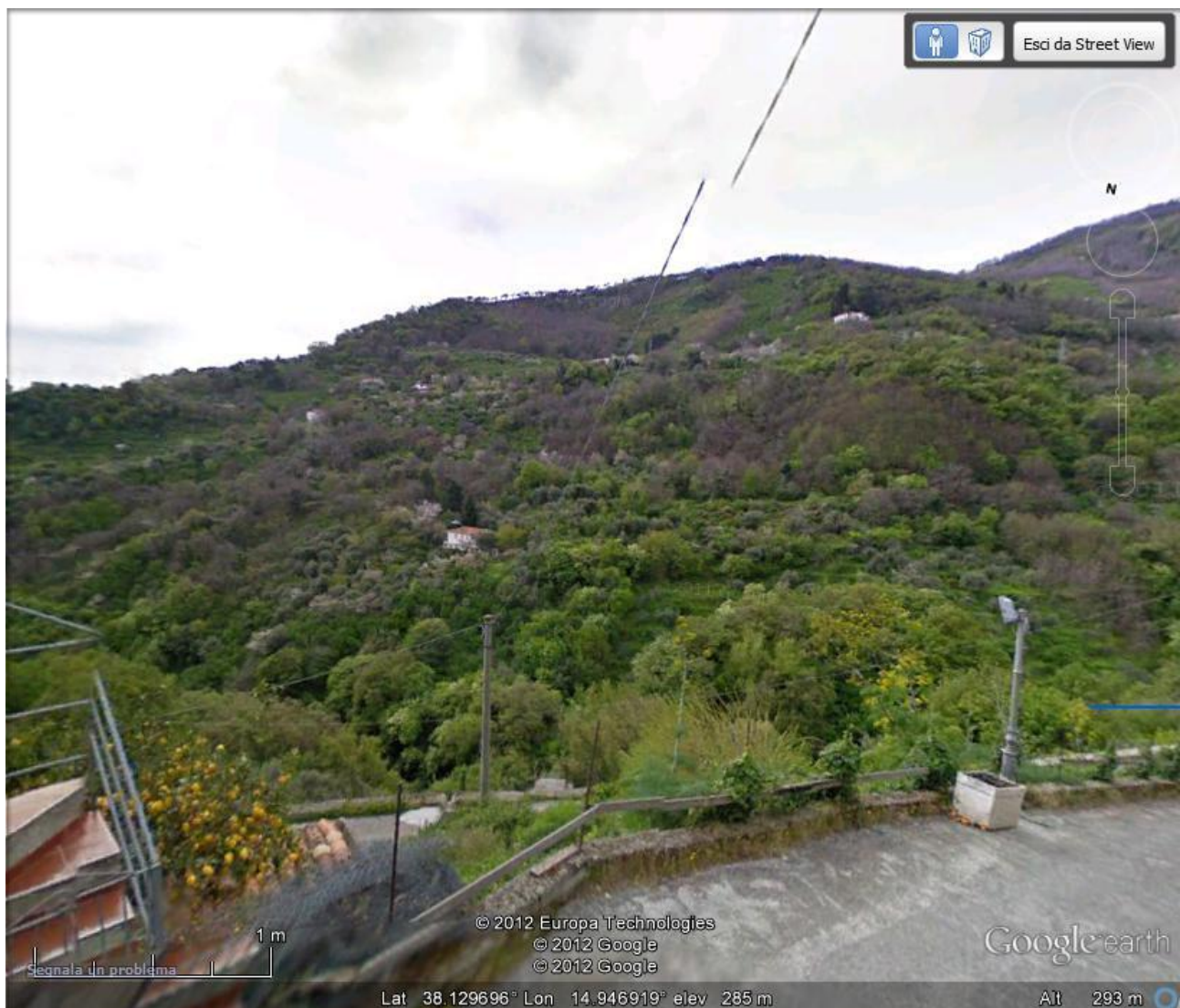


Fig. 8.17 – Immagine Street View (Google Earth™) versante in cui insistono le scarpate D1 e D2.

## 8.4. Carta delle frequenze

Tutti i punti di misura HVSR ad esclusione dei punti 083056P55-HVSR49 e 083056P54-HVSR48 mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico a bassa e media frequenza (2– 7 Hz). Inoltre si evidenzia la presenza di un possibile fenomeno di amplificazione a più bassa frequenza (1.2 Hz), in corrispondenza del punto di misura 083056P45-HVSR39.

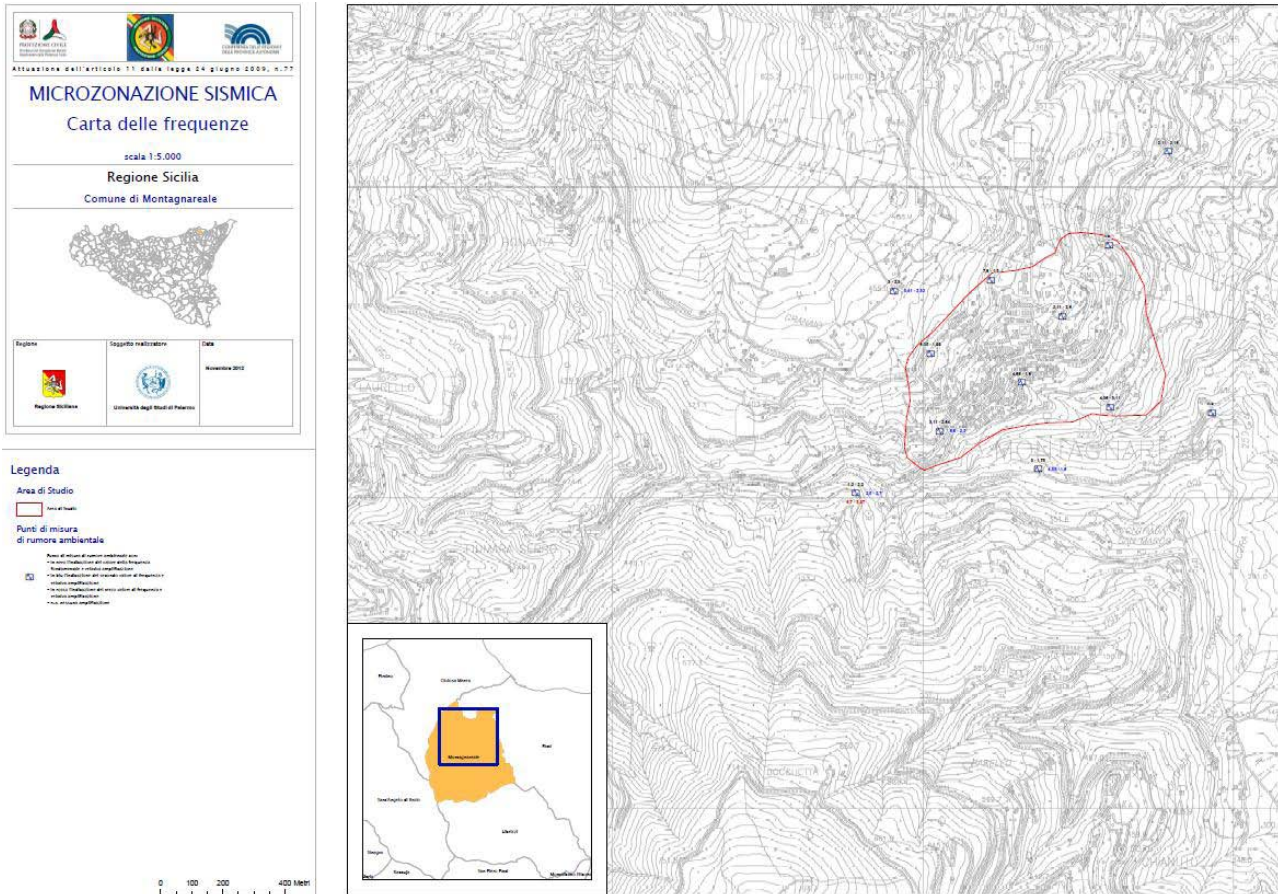


Fig. 8.18 – Riduzione della carta delle frequenze del centro urbano di Montagnareale (v. PDF in cartella PLOT)

## **9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI**

Nell'area del territorio comunale di Montagnareale non sono presenti dati macrosismici, con una densità spaziale sufficiente per distinguere aree con diversa risposta sismica locale.

## 10. BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1981) – Carta tettonica d'Italia (1:500.000). PFG-CNR, Publ. 227, Roma.
- AA.VV. , (2006) Gruppo di lavoro – Microzonazione sismica di Norcia. 1° Stralcio. Regione Umbria, GR-DRATI, 222 pp.
- Abate D., De Pippo T., Ilardi M., Pennetta M. 1998 - Studio delle caratteristiche morfoevolutive quaternarie della piana del Garigliano, *Il Quaternario*, 11, 2, pp. 149-158.
- Aki K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics*, **29**, 665–666.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni F., Paglionico A., Perrone V., Picarretta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. e Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico - Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17: 1-60.
- Argnani, A., 200 - Evolution of the Southern Tyrrhenian Slab Tear and Active Tectonics Along the Western Edge of the Tyrrhenian Subducted Slab. In: Geological Society of London, Special Publication 311, 193e212 pp.
- Basili R., G., Valensise, P., Vannoli, P., Burrato, U., Fracassi, S., Mariano, M.M., Tiberti, E., Boschi (2008) - The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.04.014.
- Ben-Menahem A. e Singh S.J., 1981. *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.
- Bender B., and Perkins, D.M. ,(1987) - SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation. U.S. Geological Survey Bulletin, 1772, 48 pp.
- Bigi, G., Bonardini, G., Catalano, R., Cosentino, D., Lentini, F., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P., Turco, E., (1992) - Structural Model of Italy, 1:500.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome.
- Billi, A., Barberi, G., Faccenna, C., Neri, G., Pepe, F., Sulli, A., (2006) - Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab. *Tectonics* 25 1-0.
- Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Galati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. e Tortorici L., (1990) - Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-tyrrhenian area during the Neogene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77 (1): 41-50.

- Boccaletti M. & Dainelli P., (1982) - Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. "Mem. Soc. Geol. It.", "24", pp. 465-482.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L., (1984) - The Calabrian Arc and the Jonian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geol.*, 55: 219-245.
- Boccaletti M., Tortorici L. & Ferrini G. L., (1986) - The Calabrian Arc in the frame of the evolution of the Tyrrhenian Basin. In: Boccaletti M., Gelati R. & Ricci Lucchi F. Eds. "Paleogeography and geodynamics of the Perityrrhenian Area", *Giorn. Geol.*, 3a, 48 (1/2): 113-120.
- Bonardi G., Giunta G., Liquori V., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1976) - Schema geologico dei Monti Peloritani. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 49-74.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A., Ciampo G. (1980) - Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 365-393.
- Bramerini, F., Di Pasquale, G., (2008) - Aggiornamento delle mappe di rischio sismico in Italia. *Ingegneria Sismica XXV(2)*, 1-56
- Burrough, P. A. and McDonell, R.A., (1998) - Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), p. 190.
- Catalano S. & Di Stefano A. (1997) – Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. *Il Quaternario*, 10 (2), 337-342.
- Cornell, C. A., (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- Fäh D., Kind F. and Giardini D. 2002. Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site effects. *Journal of Seismology*, 7, 449-467.
- Finetti I., (1982) - Structural, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 24 (96): 247-312.
- Finetti I. & Del Ben A., (1986) -. Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 28: 75-155.
- Finetti I. R., Lentini F., Carbone S., Catalano S. e Del Ben A. (1996) - Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115: 529-559
- Ghisetti, F. (1979) - Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico. *Geol. Rom.*, 18, 23-58.

- Ghisetti F. & Vezzani L. (1977) - Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico. *Boll. Geodesia e Sc. affini*, 36 (4): 411-437.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1984) - Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara Fault Zone and related structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103: 129-157.
- Giunta G. (1991) - Elementi per un modello cinematico delle maghrebidi siciliane. *Mem. Soc. Geol. It.* 47: 297-311.
- Giunta G., Messina A., Bonardi G., Nigro F., Somma R. e Cutrupia D., Giorgianni A., Sparacino V. (1998) - Geologia dei Monti Peloritani (Sicilia NE). Guida all'escursione, 77° Riunione estiva, Palermo, Settembre 1998
- Giunta G. & Nigro F. (1998) - Some tectono-sedimentary constraints to Oligo-Miocene evolution of the Peloritani Thrust Belt. *Tectonophysics*, 315: 287-299.
- Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000a) - The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. *Mem. Soc. Geol. It.*, 119: 553-565.
- Giunta G. & Somma R. (1996) - Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Ali (M.ti Peloritani, Sicilia) *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 489-500.
- Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G. (2007), Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (CFTI), 461 B.C. - 1997 and Mediterranean Area 760 B.C. - 1500, <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.
- Gruppo di Lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2004) – A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait area. In Pasquarè G., Venturini C., Groppelli G. (Ed.), *Mapping Geology in Italy*, Apat, S.El.Ca., Firenze, 43-50.
- Locati, M., Camassi, R., e Stucchi, M., (a cura di), (2011) - DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- Malinverno A. & Ryan W. B. F., (1986) - Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5: 227-245.
- Mauz B., Renda P. (1995): Tectonic features at the NW-coast of Sicily (Gulf of Castellammare). Implications for the Plio-Pleistocene structural evolution of the southern Tyrrhenian continental margin. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec. 1995/2, 343-349.

- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. & Costa M. (1996a) - From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). *Tectonophysics*, 266, 233-249.
- Nakamura, Y. (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface", *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, Vol. 30, No.1.
- Nigro F. (1994) - L'Unità Longi-Taormina. Stratigrafia e tettonica delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale. Tesi di Dottorato, Palermo, 276 pp.
- Nigro F. (1998) - Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening. *Boll. Soc. Geol. Pol.*, 69: 1-18.
- Nigro F. e Renda P. (1999) - Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 375-388.
- Nigro F. e Renda P. (2000) - Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119: 667-686.
- Nigro F. & Renda P. (2001a) - Occurrence of oblique-slip thrusting during the Maghrebides chain building in Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2001b) - Forced mode dictated by foreland fault-indentor shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2004a) - The contribution of the pre-existing structures in the mountain belt evolution: the example of the negative inversion in Northern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 175-187.
- Nigro F. & Renda P. (2004b) - Sequence of deformations in the Sicilidi Units (Northern Sicilian chain). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 97-110.
- Nigro F. & Renda P. (2005) - "Pilo-Pleistocene strike-slip deformation in NE Sicily: the example of the area between Capo Calavà and Capo Tindari", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124(2), 2005, pp. 377-394
- Nigro F. & Sulli A. (1995) - Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore. *Tectonophysics*, 252: 295-305.
- Pepe F.; Bertotti R.; Marsella E.; (2000) - Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin. *Tectonics*, 19, 241-257.
- Peterson, J. (1993) - Observations and modeling of seismic background noise, Open-File Report, 93-322, US Geological Survey, Albuquerque, NM.



- Renda P.; Tavarnelli E.; Tramutoli M.; Gueguen E.; (2000) - Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin. *Memorie Società Geologica Italiana*, 55, 53-59
- Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P., e Stucchi, M., (a cura di), (2011) - CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- Scandone P., (1979) - Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 27-34.
- Selli R., (1985) - Tectonic evolution of the Tyrrhenian Sea. In: Stanley D. J. & Wezel F. C. Eds. "Geological Evolution of Mediterranean Basins", Ch. 7, 131-151.
- SESAME Project (2004) - Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation, WP12, deliverable no. D23.12, [http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/HV\\_User\\_Guidelines.pdf](http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/HV_User_Guidelines.pdf).
- Somma R., (1998) – Geologia strutturale del fronte meridionale dei Monti Peloritani sud-orientali ("linea di Taormina), Sicilia) Tesi di dottorato, Università di Palermo, 277 pp.
- Sulli, A., Lo Presti V., Gasparo Morticelli M., Antonioli F., (2012) - Vertical movements in NE Sicily and its offshore: Outcome of tectonic uplift during the last 125 ky, *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2012.01.021
- Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. (2004) Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2004, 211-221.
- Working Group CPTI, (2004) - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04>.
- Yuncha, Z.A., Luzon, F. (2000) - On the horizontal-to-vertical spectral ratio in sedimentary basins. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90, 4, 1101-1106.

**11. ALLEGATI**