

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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia
Comune di FLORESTA (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*

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

INDICE

	Premessa	Pag. 4
1.	Introduzione	5
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>	8
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	8
2.	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	9
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale</i>	9
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica nel comune di Floresta</i>	14
2.3	<i>Faglie attive</i>	19
3.	Assetto geologico e geomorfologico	20
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	20
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	21
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	23
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Floresta</i>	25
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	25
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	28
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Floresta</i>	31
4.	Dati geotecnici e geofisici	33
4.1	<i>Il database</i>	33
4.2	<i>Unità geologico – litotecnica</i>	33
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	34
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	34
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	37
5.	Modello del sottosuolo	40
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	40
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	42
6.	Interpretazioni e incertezze	44
6.1	<i>Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	44
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	44
6.3	<i>Incertezze sulla stima della profondità del bedrock sismico</i>	45
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	47
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	47
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	48
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	49
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	54

8.	Elaborati cartografici	55
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	55
8.2	<i>Carta geologico–tecnica</i>	55
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	57
8.3.1	<i>Analisi topografica</i>	61
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	66
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	67
10.	Bibliografia	68
11.	Allegati	73

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 Floresta (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. Zarccone.

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 Floresta confina con i comuni di Montalbano Elicona, Raccuja, Randazzo (CT), Santa Domenica Vittoria, Tortorici e Ucria (Fig. 1.1). La popolazione residente è di 563 abitanti.

Il Centro urbano di Floresta si sviluppa a circa 1250 m di quota (Fig. 1.2, 1.3), costituendo il Comune più elevato della Sicilia. E' protetto dai venti che spirano dai quadranti settentrionali da due rilievi principali posti a NW e NE del centro urbano, rispettivamente il Monte Calarvello di quota 1378 m e la Serra Baratta di quota 1395m. Il Comune fa parte del Parco dei Nebrodi.

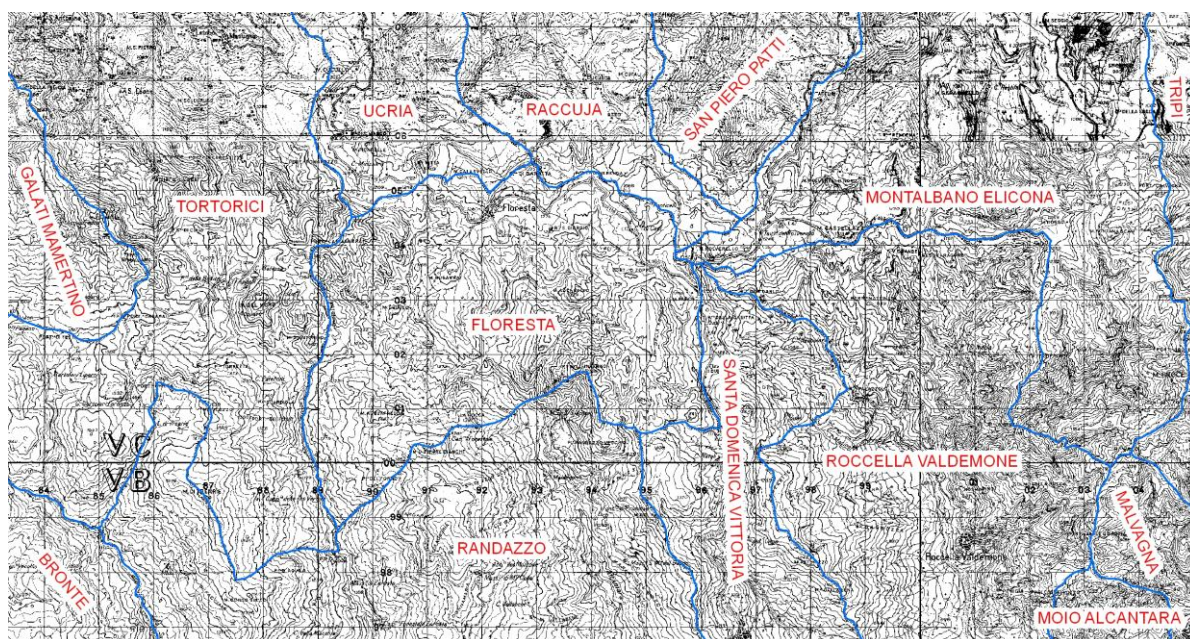


Fig. 1.1 – Inquadramento geografico del territorio comunale di Floresta.

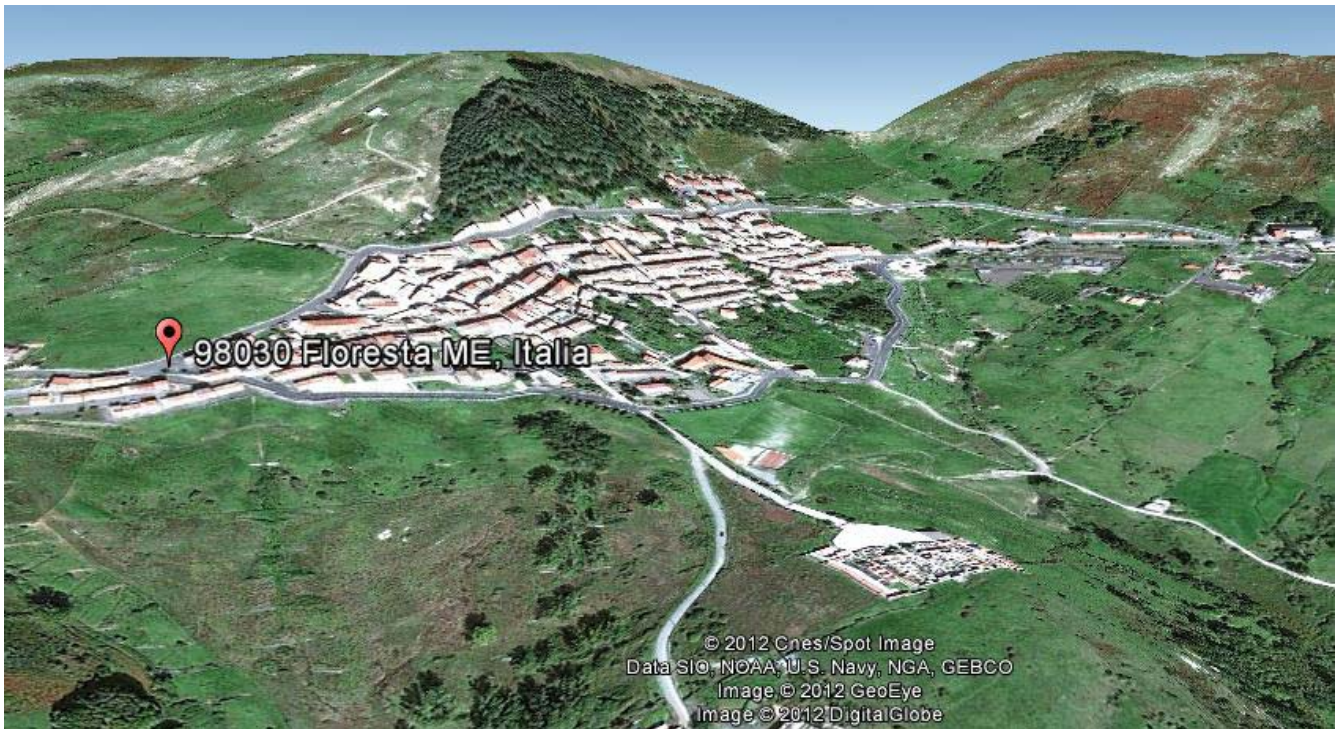


Fig. 1.2 – Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Floresta (vista da sud).



Fig. 1.3 – Panoramica del centro urbano di Floresta.

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. 612030 Foglio IGMI 1:50.000 n. 612 “Randazzo”
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 Floresta 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 microzonazione sismica del centro urbano principale (Fig. 1.4).

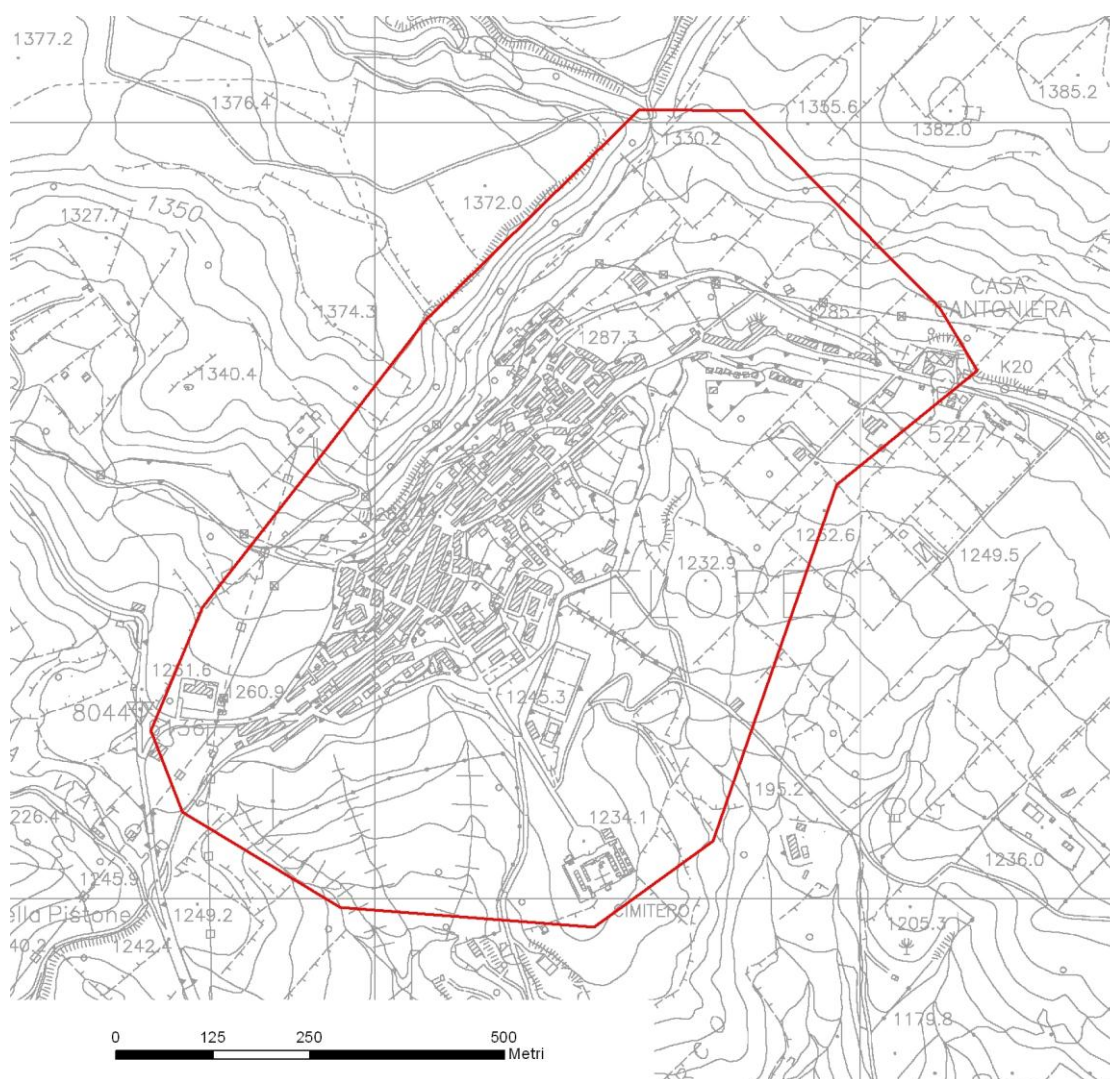


Fig. 1.4 – Comune di Floresta: perimetrazione dell'area da sottoporre allo studio di MS.

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.

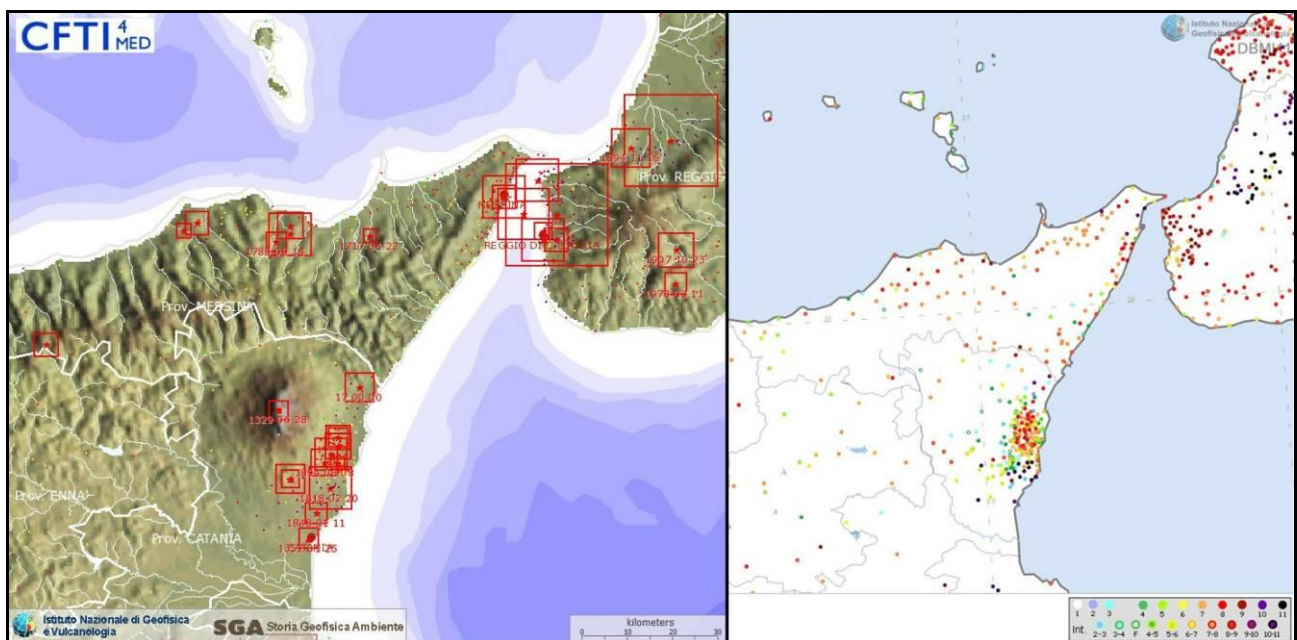


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale.

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 Basiliiani 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 km². 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 km². 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 inabitabili, 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_{max}=8, M_e=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 inabitabilità. 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 Floresta

Il comune di Floresta è situato in un'area caratterizzata da una moderata 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. Questa attività è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia (solo 3 eventi con epicentro distante da Floresta 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 Floresta effetti macrosismici di notevole intensità ($I > 6$ MCS) ma, mancando documentazioni storiche che consentano di effettuare 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 Floresta e magnitudo momento $M_w > 5.5$.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Floresta estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come nell'ultimo secolo numerosi eventi abbiano prodotto a Floresta effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica.

Il primo terremoto storico di cui si conosca il risentimento a Floresta è quello del 22 aprile 1893 ($M_w = 4.87$) che ha avuto massima intensità macrosismica risentita nel comune pari a VI-VII grado MCS.

In tempi più recenti il comune di Floresta ha risentito di effetti macrosismici a seguito del terremoto del 15 aprile del 1978. Tale evento di magnitudo $M_w = 6.06$ è stato localizzato nel Golfo di Patti e la stima della sua intensità macrosismica media nel comune di Floresta è pari al VI-VII grado MCS. La Fig. 2.5 mostra la distribuzione delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978. A seguito di tale evento sismico non sono stati segnalati effetti macrosismici rilevanti.

Il terremoto del 1978 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 Floresta sorge in prossimità 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 Floresta; 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 Floresta 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 e 0.200 g. Questa è una scelta di parametri convenzionale ed 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 Floresta risulta inserito in Zona Sismica 2.

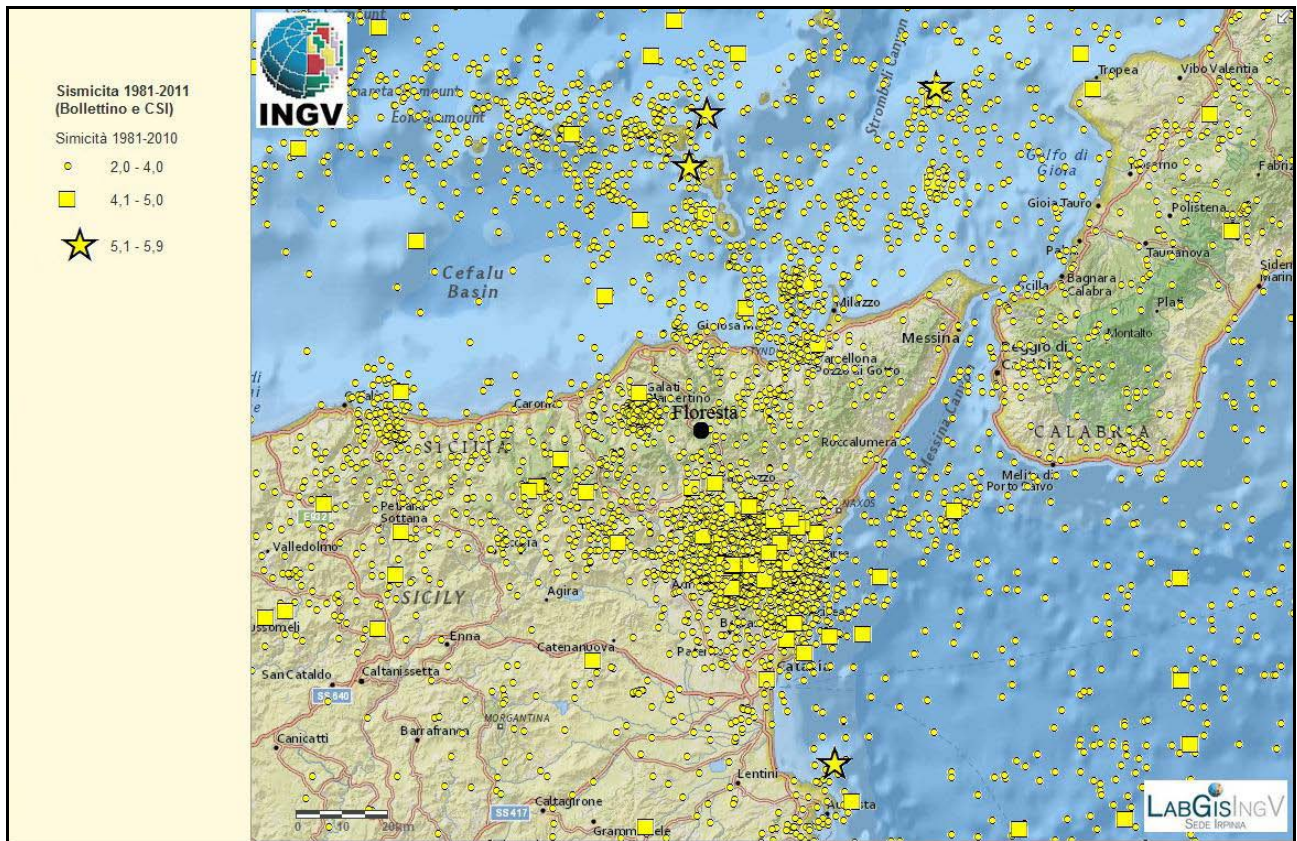


Fig. 2.2 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall'INGV tra il 1981 e il 2011.

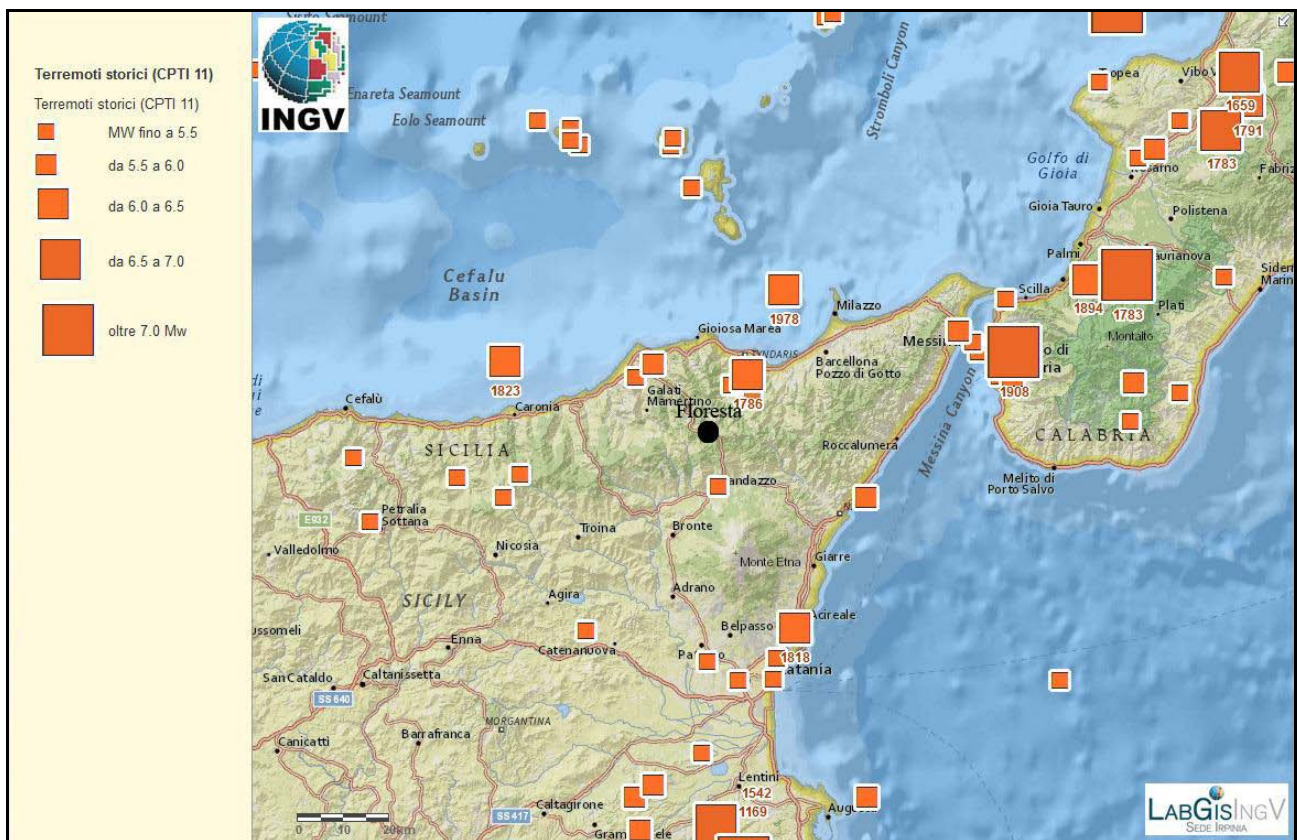


Fig. 2.3 - Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

Storia sismica di Floresta
[37.988, 14.910]

Numero di eventi: 9

Effetti In occasione del terremoto del:

I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6-7	1893 04 22 03:20	MONTALBANO	33	6-7 4.87 ±0.28
4	1898 08 12	ROMETTA	69	6-7 4.89 ±0.22
NF	1947 05 11 06:3	Calabria centrale	254	8 5.70 ±0.13
2	1975 01 16 00:0	Stretto di Messina	346	7-8 5.20 ±0.09
3	1977 06 05 13:5	MISTRETTA	108	6 4.72 ±0.11
6-7	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06 ±0.09
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
5-6	2001 05 08 03:5	Entroterra di Patti	21	5 3.88 ±0.21

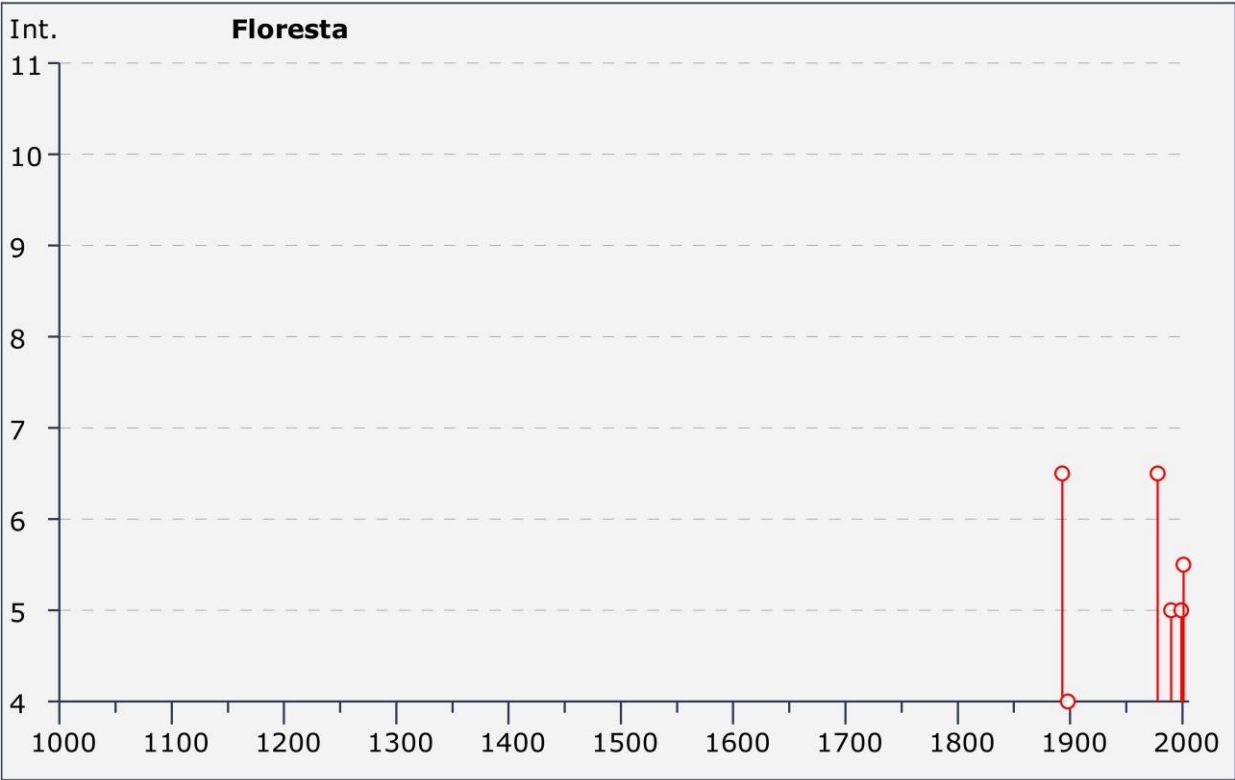


Fig. 2.4 - Storia sismica del comune di Floresta estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); I_s è l'intensità macrosismica risentita (MCS); A_x indica l'area epicentrale; N_p è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica; I_0 è l'intensità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

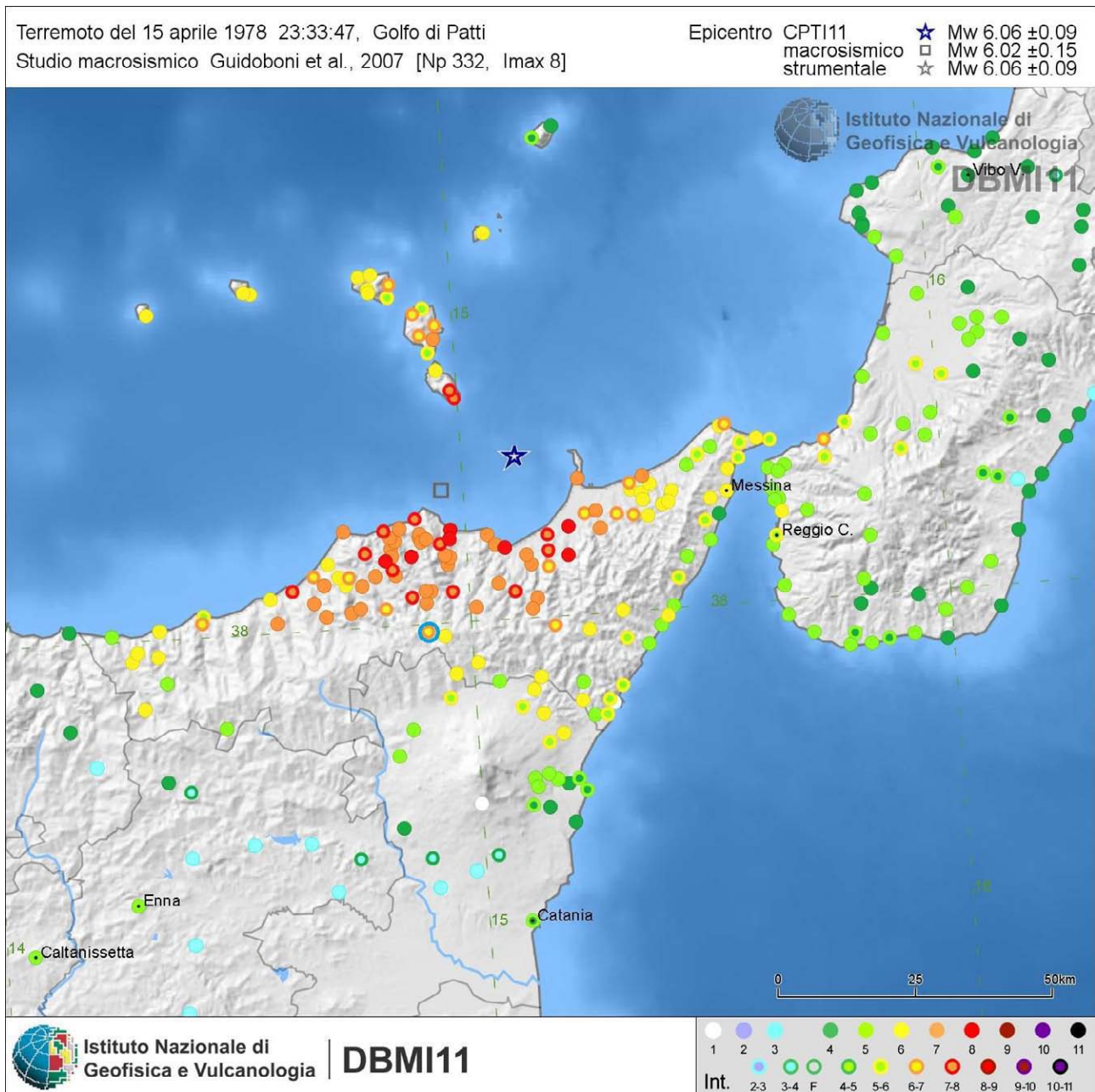


Fig. 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Floresta.

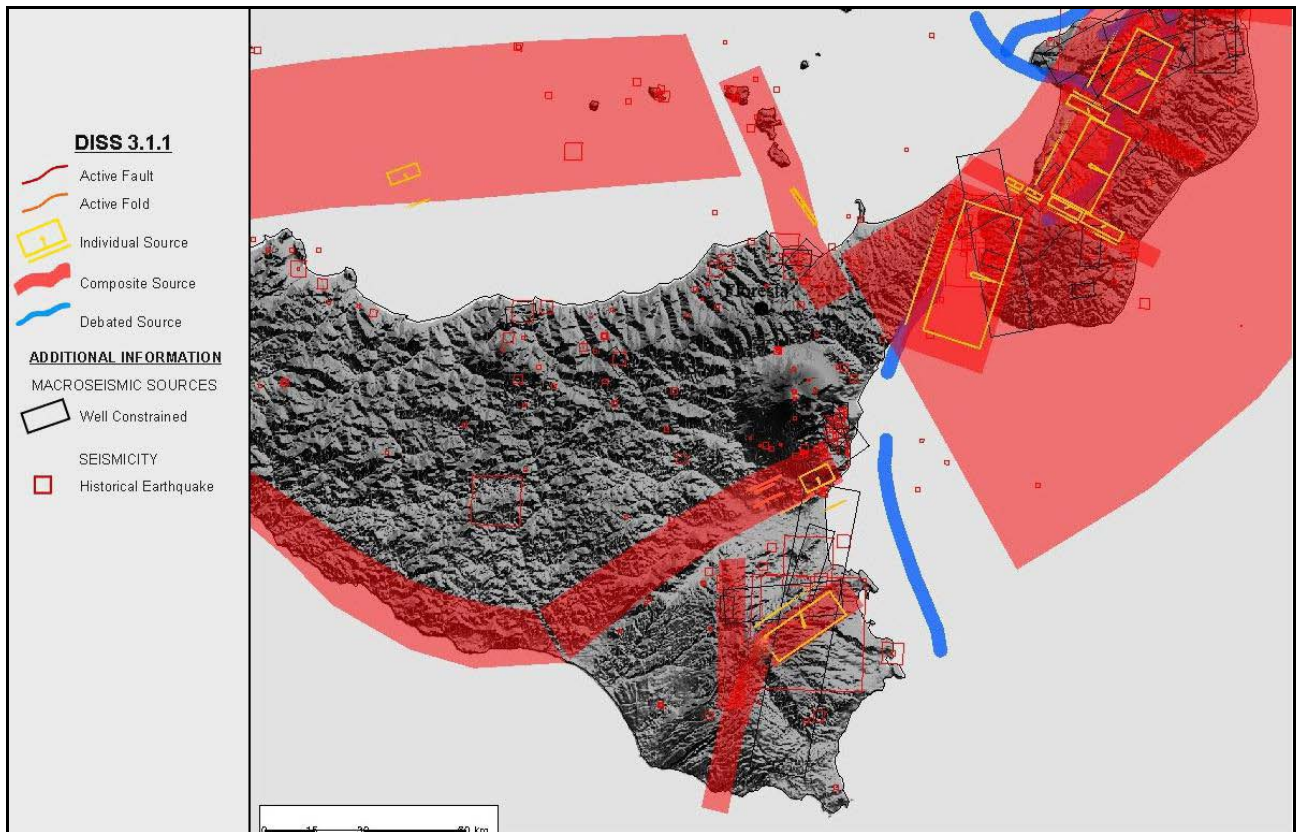


Fig. 2.6 – Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

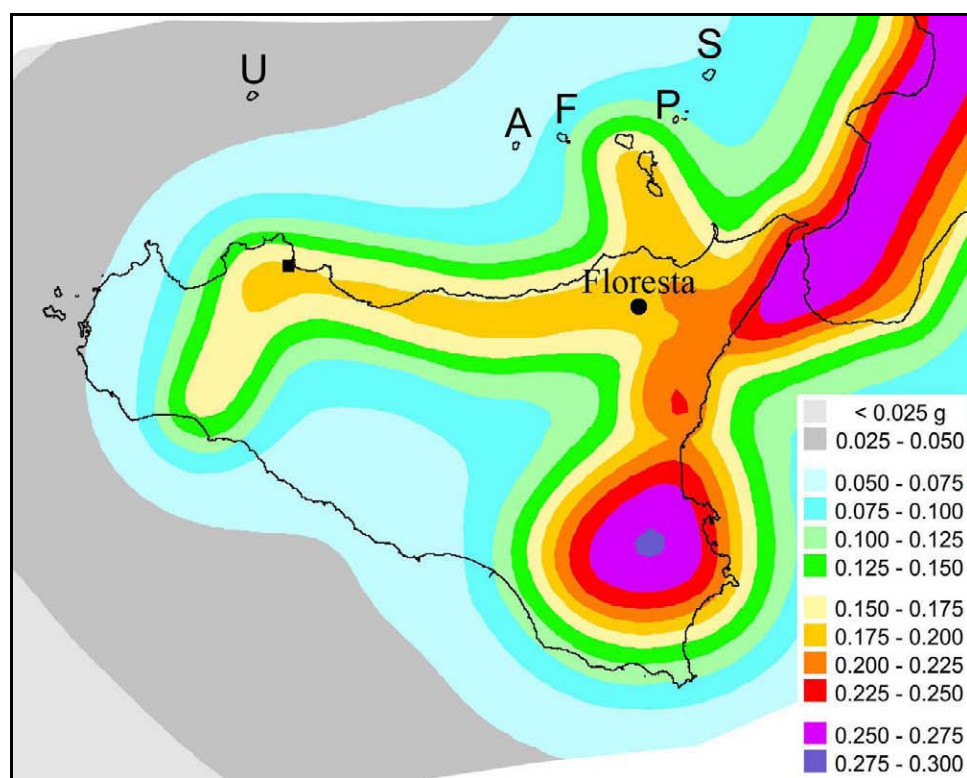


Fig. 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800$ m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

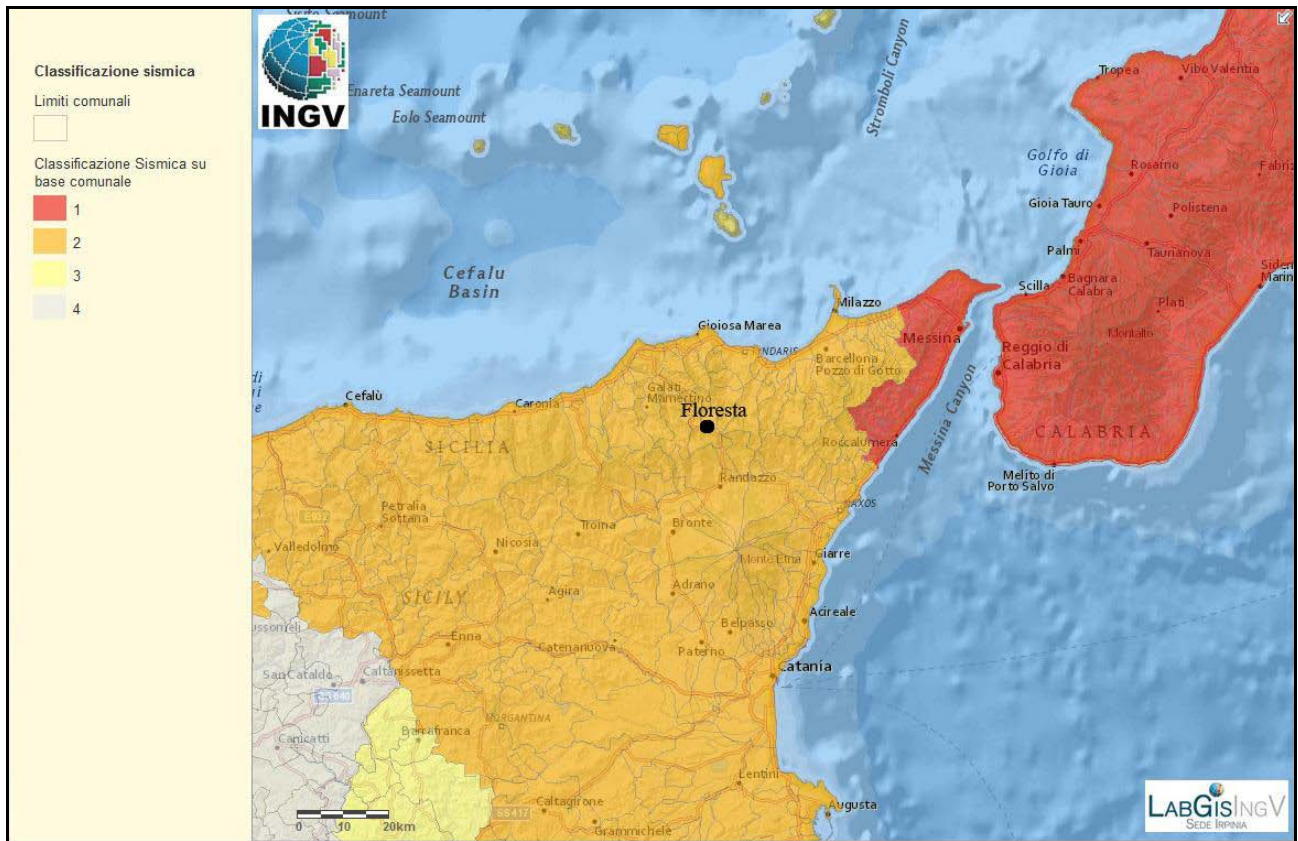


Fig. 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2753	0.2080	0.1622	0.1169	0.0997
	50	0.3230	0.2461	0.1906	0.1450	0.1260
	84	0.3839	0.2796	0.2096	0.1545	0.1335

Tab. 2.1 - Valori di PGA stimati per il comune di Floresta 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 risultano riferiti a suoli rigidi ($V_s > 800$ m).

2.3 Faglie attive

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.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Floresta 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 varisco 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

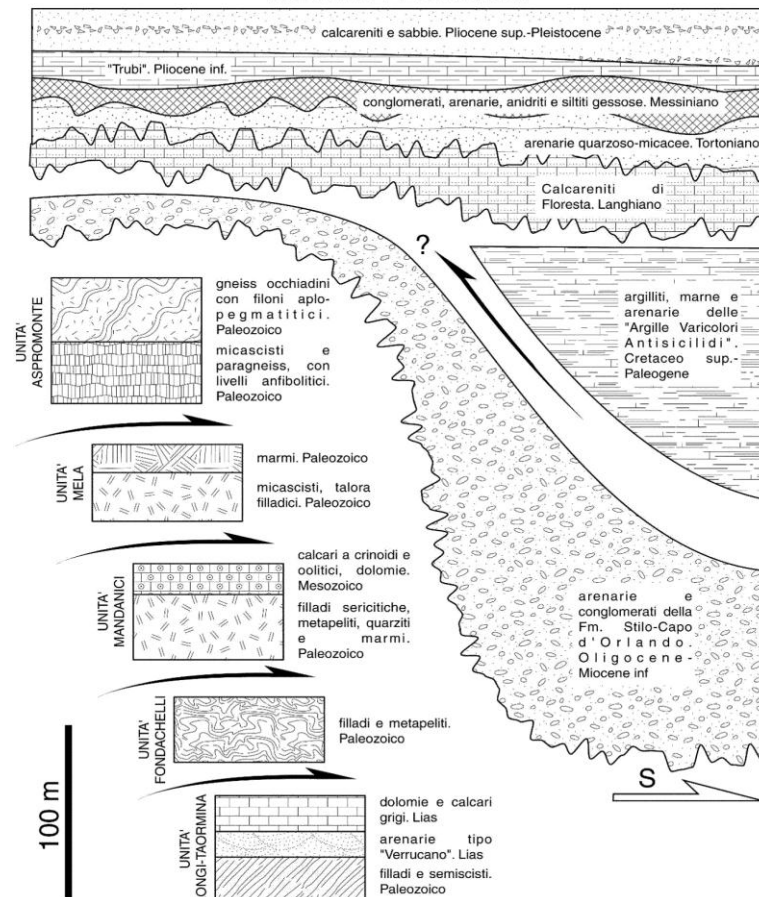


Fig. 3.1 – Schema tettono–stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998).

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

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 fasci 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 decollement*, *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).

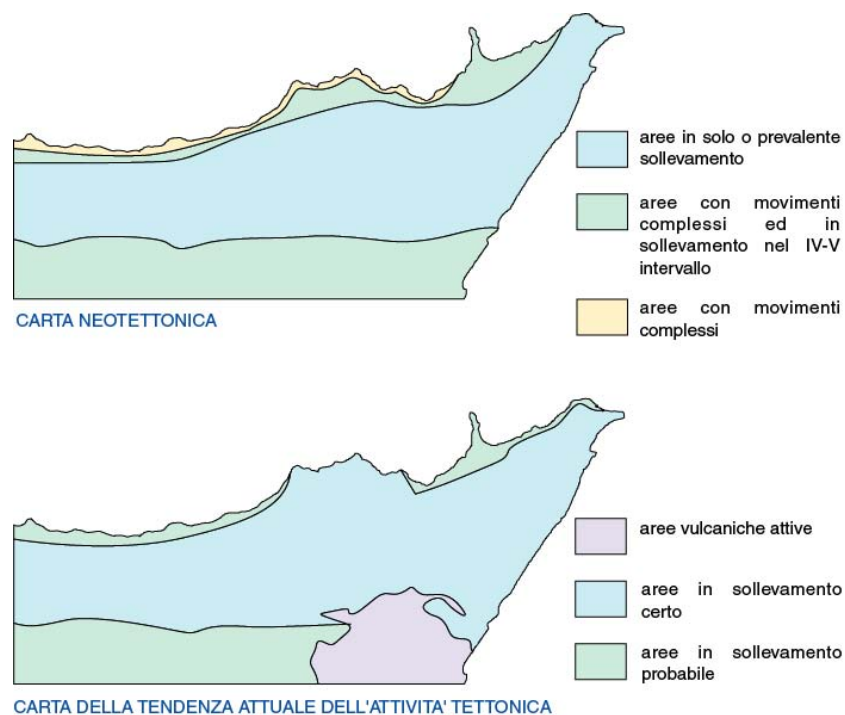


Fig. 3.3– Carta dei sollevamenti neotettonici.

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).

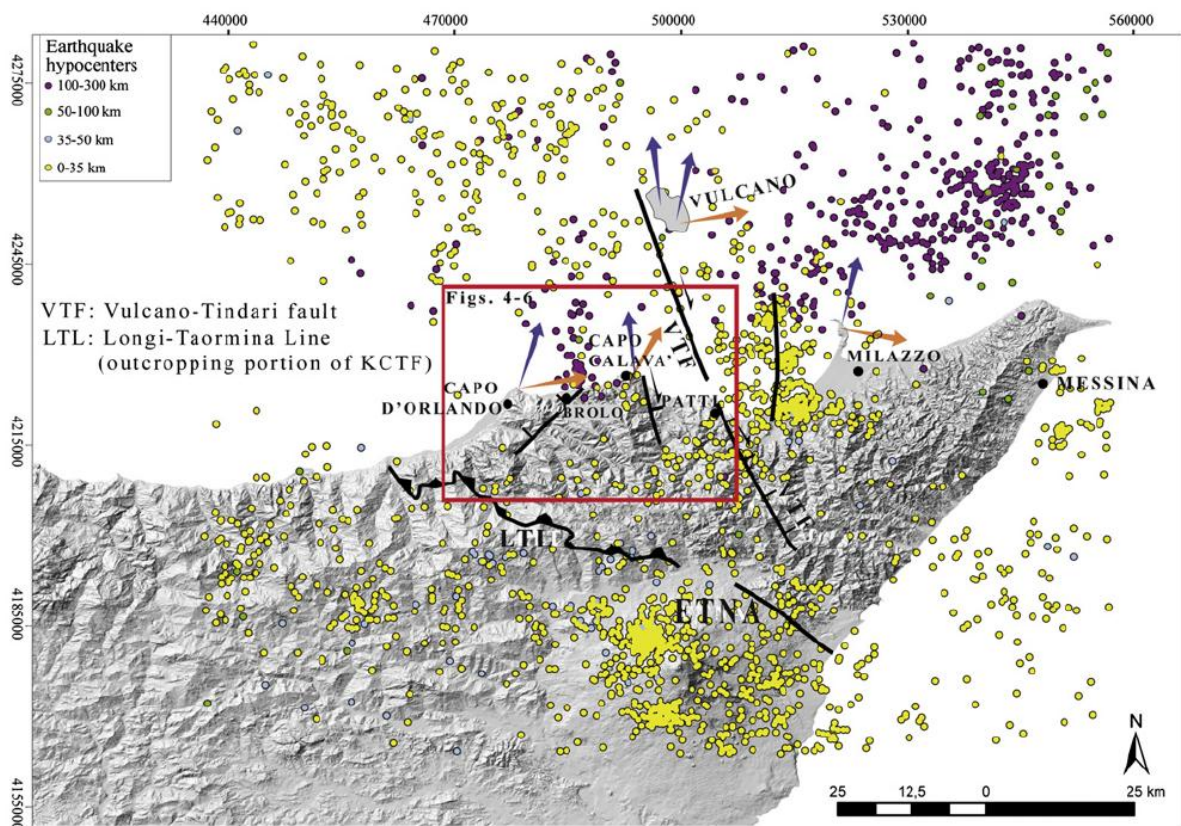


Fig 3.4– Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

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 Floresta

3.3.1. Caratteri morfologici

L'intero territorio comunale di Floresta (Me), ricade dentro il Foglio I.G.M.I. n. 612 ed è interamente compreso nelle sezioni C.T.R. con taglio 1:10.000 n. 612030 e n. 612040. Il Comune di Floresta è interamente compreso nel bacino idrografico del Fiume Alcantara e ne ricopre la porzione settentrionale per poco più di 31 Km². Orograficamente il territorio Comunale può essere classificato come un'area con caratteristiche prevalentemente montuose, sviluppandosi a quote sempre superiori ai 1.100 metri s.l.m. e raggiungendo con Punta dell'Inferno i 1.478 metri s.l.m.. Sono frequentemente identificabili brusche rotture di pendenza che danno luogo anche a gradini morfologici sulle quali insistono fenomeni gravitativi. In misura maggiore, nel territorio Comunale affiorano la facies conglomeratica e quella arenacea dei depositi che costituiscono il Flysch di Capo d'Orlando. Il centro abitato è invece bordato ad Est e a Nord dalle Calcareni di Floresta (Burdigaliano- Langhiano). In Fig. 3.5 è riportato uno stralcio del Foglio 1:50.000 n. 612 che evidenzia l'assetto morfologico del territorio sul quale insiste il centro urbano di Floresta.

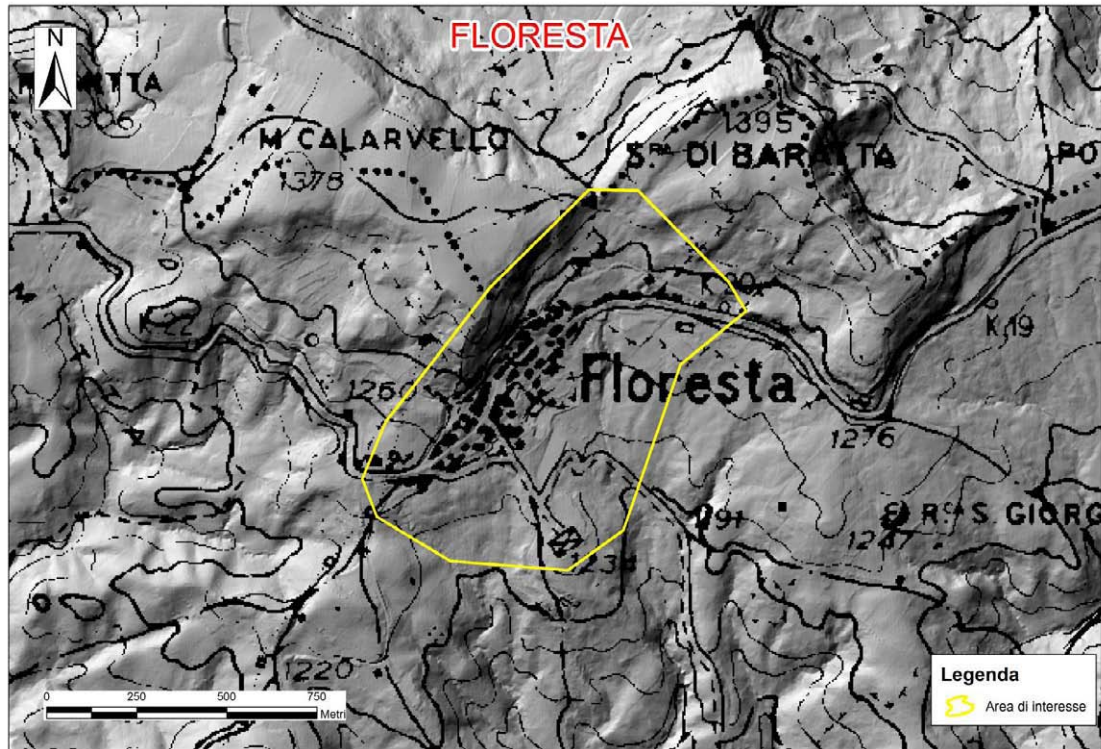


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 612: assetto morfologico dell'area sulla quale insiste il centro urbano di Floresta (Me) e identificazione dell'area d'interesse.

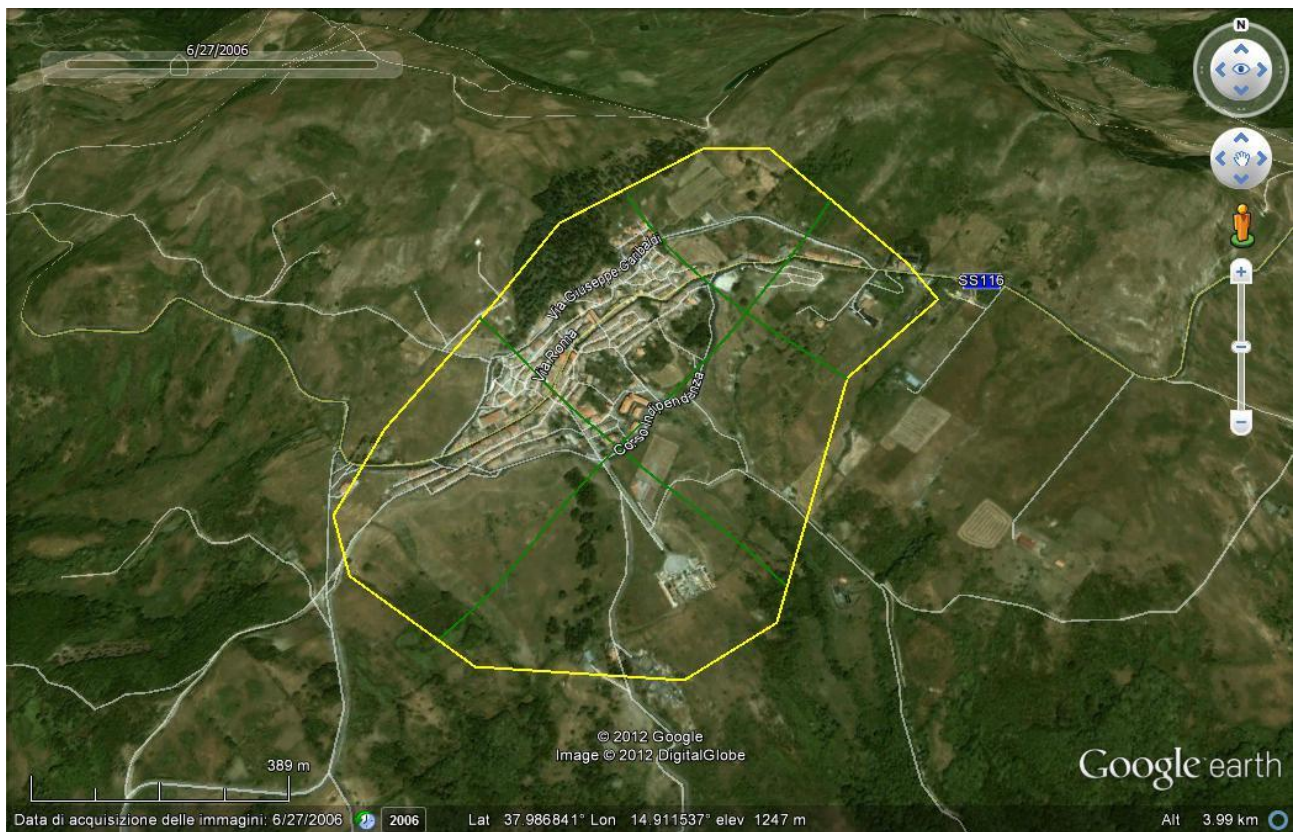


Fig. 3.6 – Immagine Google Earth™ di Floresta con i profili topografici realizzati per il centro abitato.

Profili topografici di inquadramento

Volendo evidenziare le caratteristiche morfologiche e topografiche dell'area d'interesse, si sono ricostruiti tre profili topografici d'inquadramento in corrispondenza dell'area d'interesse perimetrata per il comune di Floresta (Fig. 3.7). Il primo di questi profili, contrassegnato con il codice "Floresta 1" si sviluppa in direzione SO-NE. Questo interseca ortogonalmente gli altri due profili "FLORESTA 2" e "FLORESTA 3". Questi ultimi hanno sviluppo in direzione NO-SE e aiutano a ricostruire l'assetto morfologico e topografico dell'area di studio.

L'esame dei profili d'inquadramento (Figg. 3.8a-3.8c) evidenzia la morfologia dell'area di interesse, all'interno della quale si trova l'edificato principale del Comune di Floresta; questa presenta uno sviluppo dell'asse longitudinale per più di 1100 metri (profilo 1, Fig. 3.8a) ed una larghezza compresa tra i 550m ed i 750m (Figg. 3.8b, c). Dai profili topografici realizzati si evince con chiarezza che il centro abitato di Floresta è limitato nel suo sviluppo a Nord-Ovest dalla rottura morfologica definita da Monte Calarvello (1377m s.l.m.) da cui nasce il Fiume Arcantara.

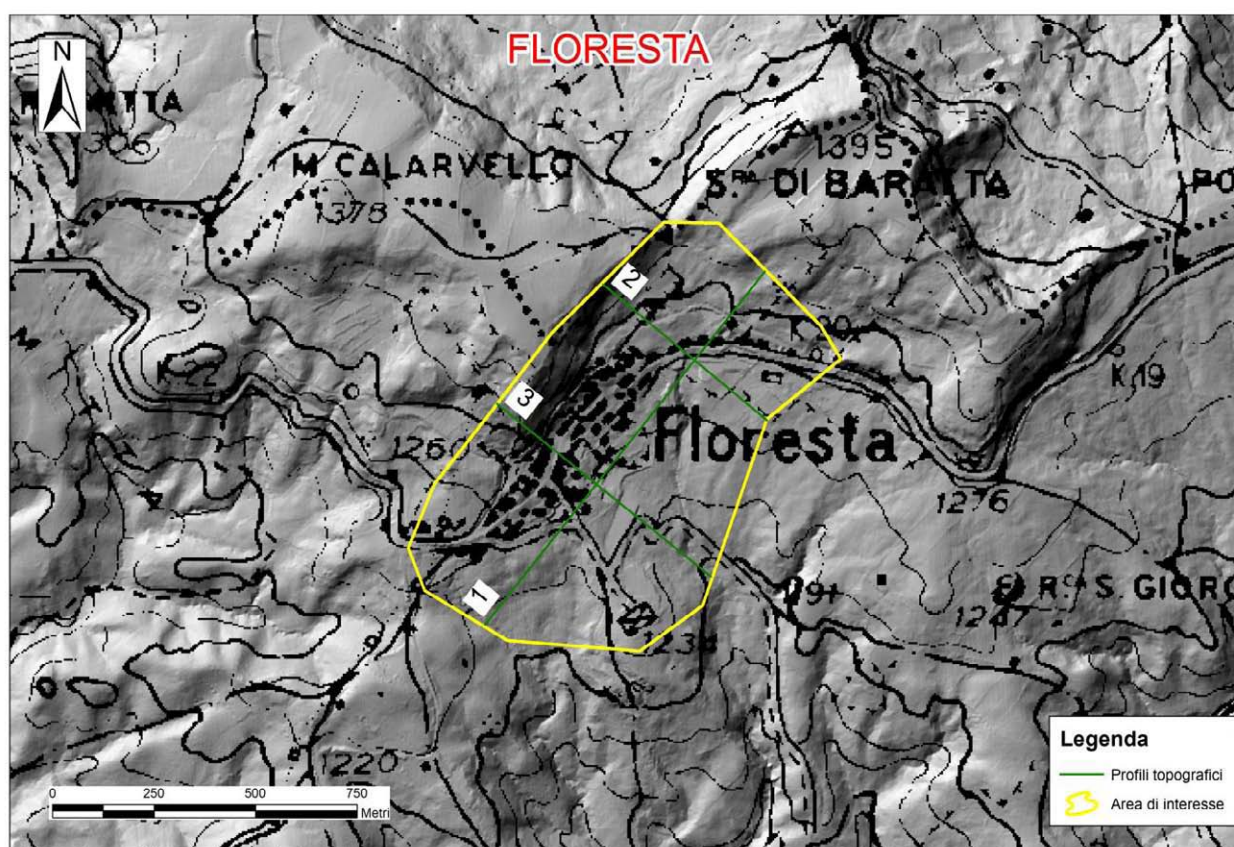


Fig. 3.7 – Area di interesse di Floresta: profili topografici di inquadramento.

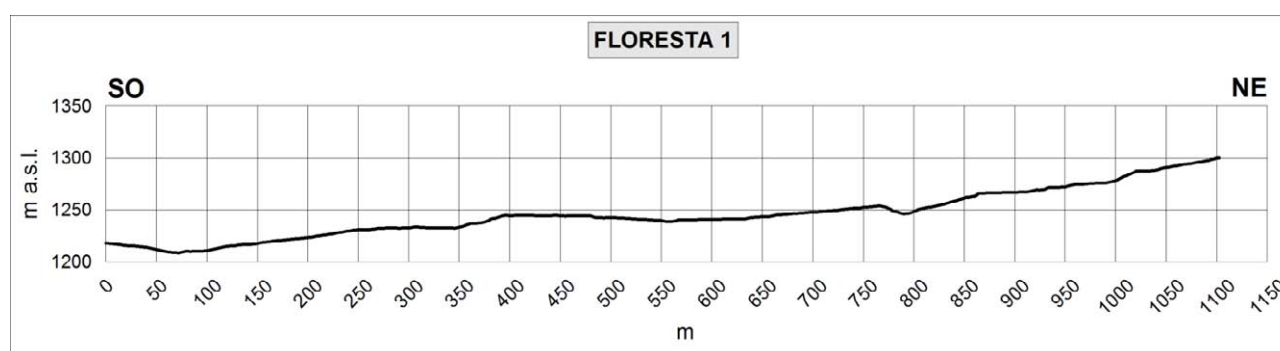


Fig. 3.8a – Profilo topografico di inquadramento Floresta 1.

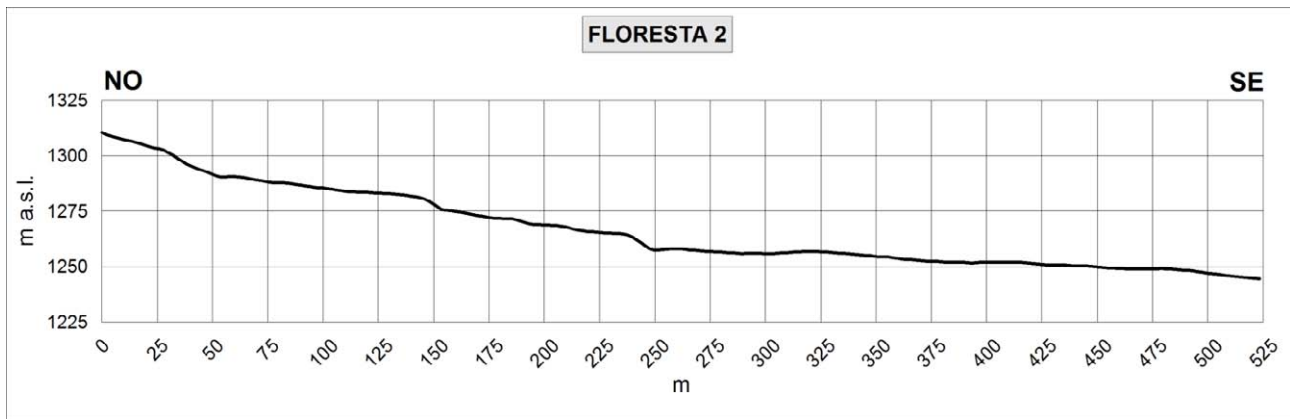


Fig. 3.8b – Profilo topografico di inquadramento Floresta 2.

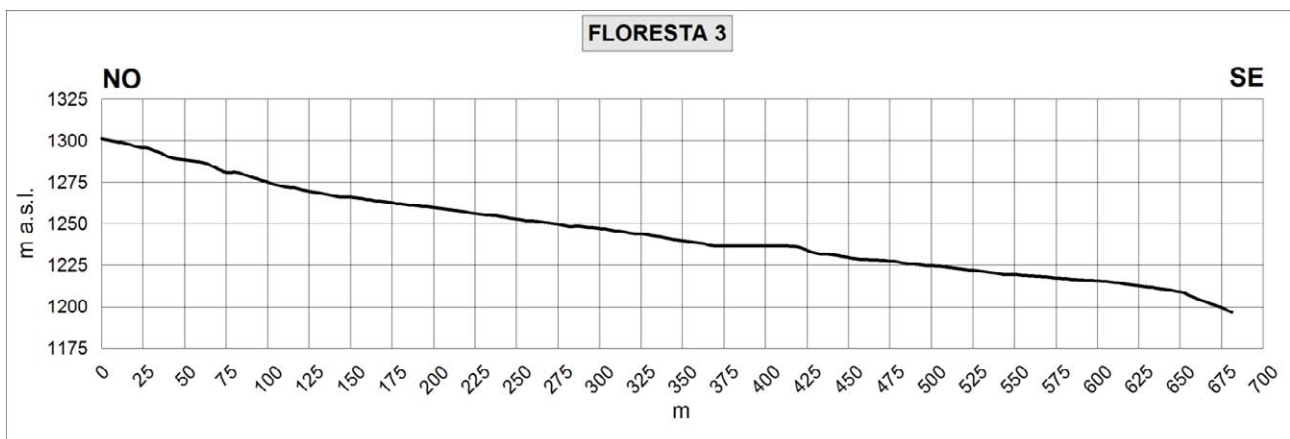


Fig. 3.8c – Profilo topografico di inquadramento Floresta 3.

3.3.2 Litostratigrafia

L'assetto geologico del territorio su cui gravita il centro urbano di Floresta è costituito da un'ossatura di terreni metamorfici, per lo più di basso grado, coperti da lembi di carbonati mesozoici riferibili all'unità di San Marco d'Alunzio.

Su questi terreni si ritrovano in discordanza le facies arenacee del Flysch di Capo d'Orlando cui si sovrappongono tettonicamente le Argille Scagliose dei Monti Peloritani. Con contatto stratigrafico discordante seguono le Calcareni di Floresta. Su questi terreni giacciono estese coltri detritiche di versante e depositi di frana.

In Fig. 3.8 è riportato uno stralcio del Foglio Geologico CARG 612 "RANDAZZO" che mostra la distribuzione dei terreni, precedentemente elencati, nell'area di Floresta.

Principali caratteristiche delle unità litostratigrafiche affioranti:

3.3.2.1 – Epimetamorfiti di San Marco (ESM).

Questi terreni sono caratterizzati da metapeliti e metareniti grigio-verdastre a prevalente sericite, clorite e quarzo, con tessitura scistosa con basso grado di cristallinità in facies di scisti verdi BP e BT. Presenza di lenti e noduli di quarzo. Si associano a luoghi filladi e metareniti grafitose con grado di cristallinità più elevato rispetto ai litotipi sericitico/cloritici, oltre a metagrovacche e/o metarcose con relitti clatici arenitici. Lo spessore non supera i 100 m.

3.3.2.2 Rosso di San Marco (RMA) - Lias inferiore-medio.

Calcari algali grigi, calcari dolomitici e dolomie grigio-biancastre, passanti a calcari encrinetici rossi e calcari a brachiopodi ed ammoniti, intensamente venati e spatizzati, in banchi di spessore variabile. Spessore massimo 100 m.

3.3.2.3 Flysch di Capo d'Orlando (COD) - Oligocene superiore – Burdigaliano.

Questa formazione è conosciuta in letteratura anche come “Formazione di Stilo-Capo d'Orlando” (Bonardi *et al.*, 1980). Si tratta di una potente successione torbidity costituita da depositi conglomeratici alla base, evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee e arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche. La facies conglomeratica generalmente caratterizza i livelli basali di questa unità sedimentaria; si tratta di un deposito grossolano rappresentato da conglomerati poligenici con ciottoli di dimensioni molto variabili; i clasti, costituiti in prevalenza da ciottoli di graniti, gneiss, quarziti, porfidi, filladi e metabasiti, si presentano immersi in una matrice arcossica – litica di colore grigio-giallastro o grigio-verdastro.

La facies arenacea, di colore grigio-verdastro al taglio fresco e grigio-giallastro se alterata, è costituita da arkose a composizione quarzoso – feldspatico – micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici a composizione argilloso-marnosa.

La facies pelitica, invece, si presenta come un'alternanza di strati sottili di argille siltose grigie o nerastre ed arenarie fini e produce rilievi a morfologia blanda.

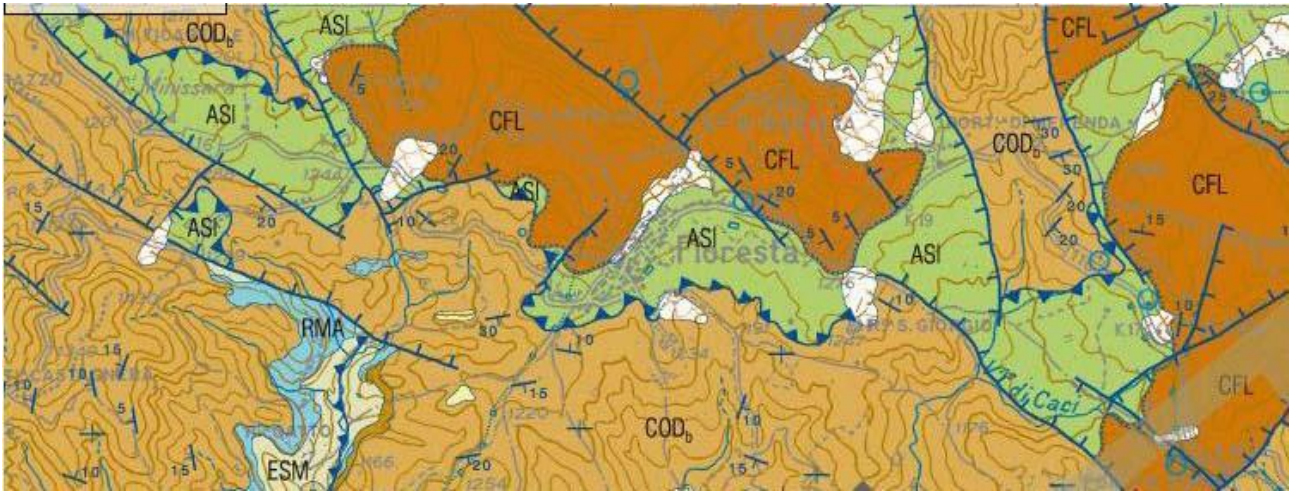
Di questa formazione, nell'area di Floresta affiora soltanto la facies arenacea.

3.3.2.4 - Argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI) - Cretacico Superiore.

L'unità è caratterizzata da argille varicolori scagliettate con giacitura caotica. Sono presenti clasti di peliti carbonatiche grigie e, a luoghi, blocchi di quarzareniti di tipi Flysch Numidico. Nell'area di Floresta affiorano argilloscisti bituminosi con ittofaune ascrivibili al Cenomaniano cui si intercalano sottili livelli di radiolariti brune, grigie e bianche. Spessore circa 100 m.

3.3.2.5 – Calcareni di Floresta (CFL) - Burdigaliano superiore – Langhiano.

Biocalcareni biancastre a stratificazione parallela e incrociata, con frammenti di alghe, briozoi ed Amphistegine; arkosi glauconitiche in strati da 20 cm a 2 m. alternante a sottili livelli argilloso-marnosi, più frequenti nella porzione medio-alta. Questa unità poggia in discordanza su lle argille scagliose e sul Flysch di Capo d'Orlando.



LEGENDA

a1 - depositi di frana

a - depositi di versante

CFL – Calcareni di Floresta. Biocalcareni bancastre a stratificazione parallela ed incrociata, con frammenti di alghe, briozoi ed amphistegine. Arkosi glauconitiche in strati da 20 cm a 2 m, alternate a sottili livelli argilloso-marnosi, più frequenti nella porzione superiore. Spessore 80-100 m. Burdigaliano superiore- Langhiano.

ASI – Argille scagliose dei Monti Peloritani – Argille scagliettate a giacitura caotica con clasti di micriti e siltiti carbonatiche. Presenza di blocchi di quarzareniti di tipo Flysch Numidico. Nell'area di Floresta argilloscisti bituminosi con ittiofaune ascrivibili al Cenomaniano alternati a sottili intercalazioni di radiolariti. Cretacico Superiore. Spessore circa 100 m.

COD – Flysch di Capo d'Orlando - Oligocene superiore – Burdigaliano. Facies conglomeratica (CODc): conglomerati poligenici a clasti eterometrici.

UNITA' TETTONICA DI SAN MARCO:

RMA – Rosso di San Marco – Calcari grigi, calcari dolomitici e dolomie, calcari a crinoidi, brachiopodi ed ammoniti. Lias inferiore-medio. Spessore massimo 100 m.

ESM – Epimetamorfiti di San Marco – Metapeliti e metareniti grigio verdastre a prevalente sericite, clorite e quarzo cui si associano filladi grafitose. Lo spessore non supera i 100 m.



Fig. 3.9 – Stralcio del Foglio Geologico 6129 “Randazzo” in scala 1:50.000 disponibile sul sito CARG-ISPRA che riguarda l'area di Floresta.

3.3.2.6 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. L'integrazione dei dati disponibili e di nuova acquisizione ha permesso la realizzazione di una carta geologica di sintesi (Fig. 3.9). La successione dei terreni all'interno dell'area perimetrata è inoltre rappresentata schematicamente in Tab. 3.1. E' tuttavia da evidenziare la difficoltà della valutazione dell'estensione laterale e verticale dei terreni di copertura 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).

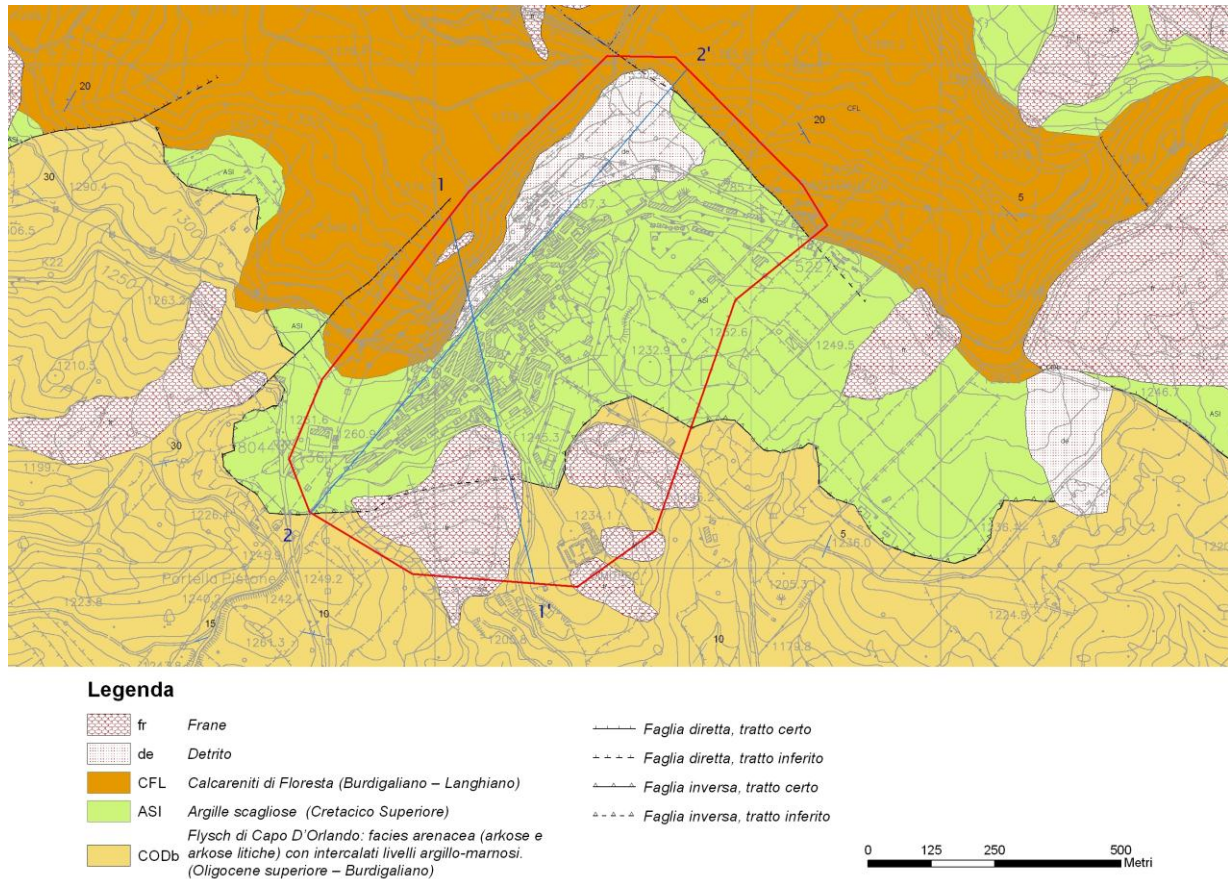


Fig. 3.10– Carta geologica del centro urbano di Floresta realizzata nell'ambito del presente studio. La linea rossa rappresenta la perimetrazione dell'area interessata dallo studio.

3.3.3. Lineamenti tettonici di Floresta

Nel territorio di Floresta sono riconoscibili strutture duttili e fragili riferibili alla deformazione Alpina, espressa dalla sovrapposizione tettonica delle Argille Scagliose Antisicilidi sulle coperture sedimentarie epiclastiche oligo-mioceniche.

Questi corpi tettonici hanno subito ulteriori deformazioni a partire dal Miocene superiore; la presenza di ulteriori momenti deformativi viene espressa dalla dislocazione delle unità tettoniche oligo-mioceniche.

Una delle faglie ad alto angolo legate a questa fase decorre nel settore orientale del centro abitato, con andamento NNW-SSE e mette a contatto le Calcareni di Floresta, a NE, con le Argille Scagliose a SW.

Non si hanno tuttavia evidenze che possano far considerare questa faglia come attiva e capace.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	Coperture detritiche ed antropiche, frane	Recente	Materiali incoerenti a tessitura caotica, costituiti da sabbie limose passanti a limi sabbiosi, con ciottoli e blocchi arenacei, depositi di discarica a composizione eterogenea, arenarie ed argille intensamente alterate.	
CFL	Calcareniti di Floresta	Burdigaliano superiore - Langhiano	Biocalcareni bianco grigiastre con, a luoghi, stratificazione incrociata, con alghe calcaree, briozoi ed Amphistegine. Arkose glauconitiche a cemento spatico. Strati spessi da pochi dm a circa 2 m. Presenza di intercalazioni argillose ed argillo-marnose con spessori variabili da pochi cm a qualche decimetro. Le intercalazioni aumentano in frequenza nella porzione superiore.	80-100 m
	contatto stratigrafico discordante			
ASI	Unità tettonica "Antisicilide" Argille Scagliose dei Monti Peloritani	Cretacico Superiore	Argille varicolori scagliettate a luoghi con giacitura caotica con sottili intercalazioni di calcari allodapici bianchi e siltiti carbonatiche	Circa 100 m
	contatto tettonico			
CODb	Flysch di capo d'Orlando Facies arenaceo-pelitica	Oligocene superiore-Burdigaliano	arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici o, più raramente, metrici, a composizione argilloso-marnosa.	> 300 m

Tab. 3.1 – Rappresentazione schematica della successione litostratigrafica nel settore comprendente il centro urbano di Floresta.

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 elaborato dai Dott. Geol. Cirino Greco e Carmelo La Delfa. Alcuni sondaggi eseguiti nell'ambito degli studi particolareggiati del PRG sono stati utilizzati anche per la relazione geotecnica per i lavori di consolidamento delle aree in frana ad elevato rischio idrogeologico in località Serro Marchese (Ing. Mario Saitta, 20 luglio 2007).

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

INDAGINI PREGRESSE TOTALI FLORESTA	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	2
Prove penetrometriche del tipo SPT	6
Campioni prelevati con annesse indagini geotecniche di laboratorio	4
Indagini Down Hole	2
Sezioni geolitologiche	2

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

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. 10 stazioni di misura HVSR nell'area del centro urbano.

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE: FLORESTA	QUANTITA'
Misure passive del rumore ambientale (HVSR), mediante tecnica a stazione singola.	10

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

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>
Calcareni di Floresta	Non rigido	NRS	sì
Argille Scagliose	Non rigido	NR	no
Flysch di Capo d'Orlando	Non rigido	NRS	sì
Calcareni di Floresta	Granulare cementato	GRS	sì
Argille Scagliose	Coesivo sovraconsolidato	CO	no
Flysch di Capo d'Orlando	Alternanza litologica	ALS	sì

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

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 ruditi eterometrici

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

4.3. Indagini geofisiche precedenti

Nella relazione dello studio geologico tecnico del territorio comunale a supporto del Piano Regolatore Generale P.E. zona C di espansione e zona D produttiva sono citati n°8 sondaggi sismici a rifrazione e n°2 sondaggi sismici di tipo Down Hole (083022P1-DH11 e 083022P2-DH18). Tuttavia dei sondaggi sismici a rifrazione è riportata solo l'ubicazione dei profili e nessun risultato. Per i due sondaggi sismici di tipo Down Hole sono invece riportate solo le stime dei moduli elastici, delle quali non è possibile attribuire un livello di attendibilità per le seguenti motivazioni: non vengono mostrati i segnali acquisiti ne viene stimata l'incertezza del picking; non viene detto come è misurata la densità media; non viene stimato l'errore sistematico legato alla approssimazione di raggi rettilinei; non vengono stimate le incertezze sulla stima dei parametri incogniti.

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.

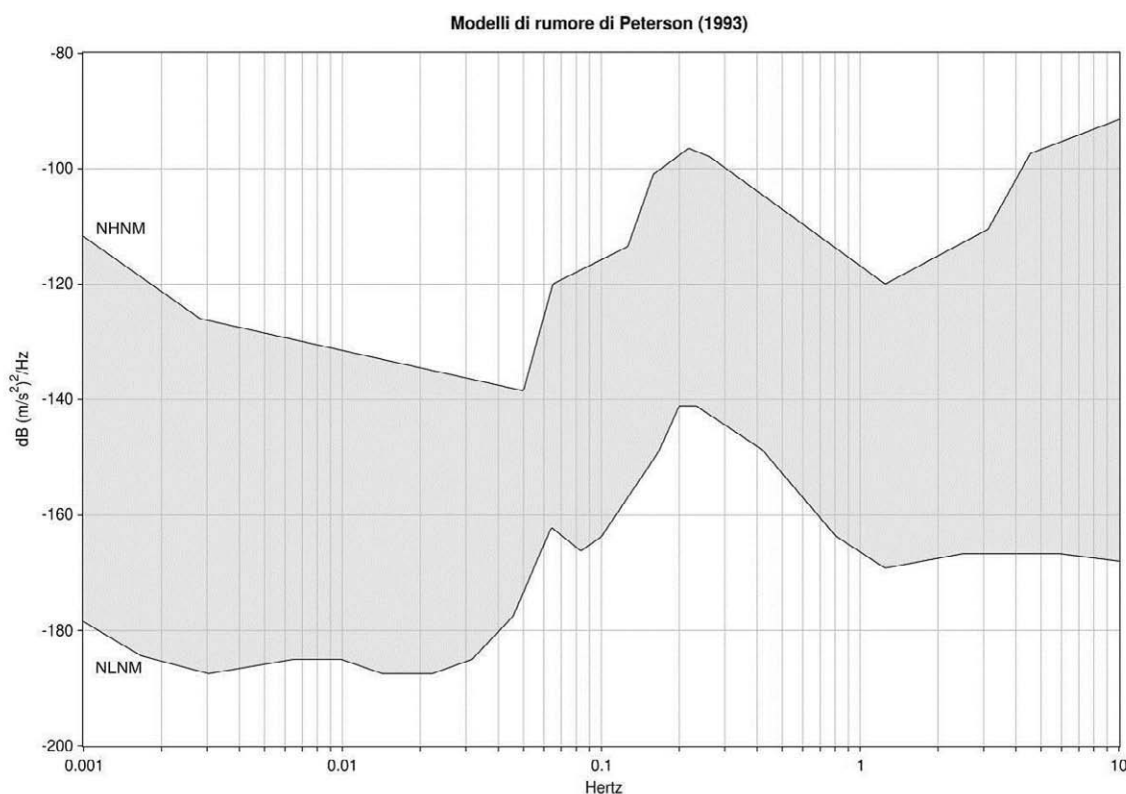


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993).

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).

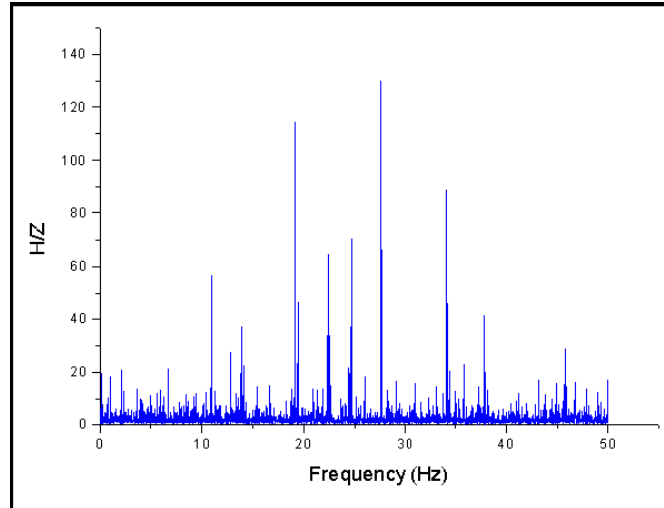


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito.

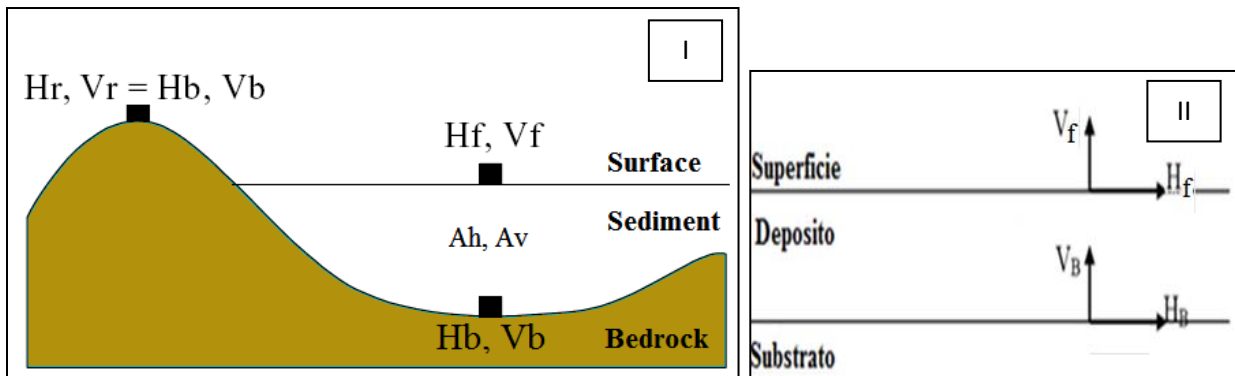


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989).

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 propone 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:

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

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 ≈ 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 10 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 su 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

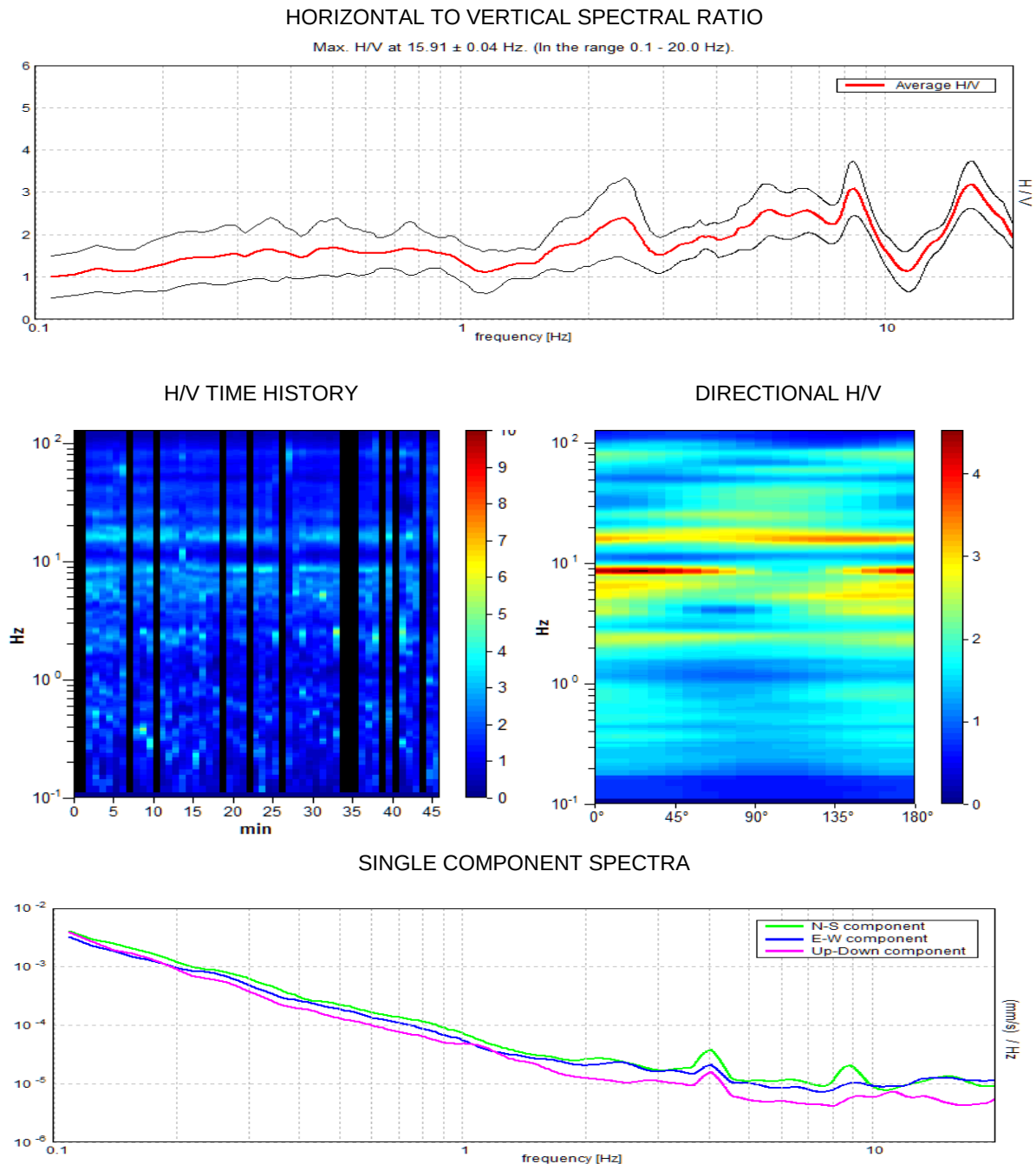


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083022P3-HVSR19.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Floresta 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. 4.7. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.7. 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 tre cluster.

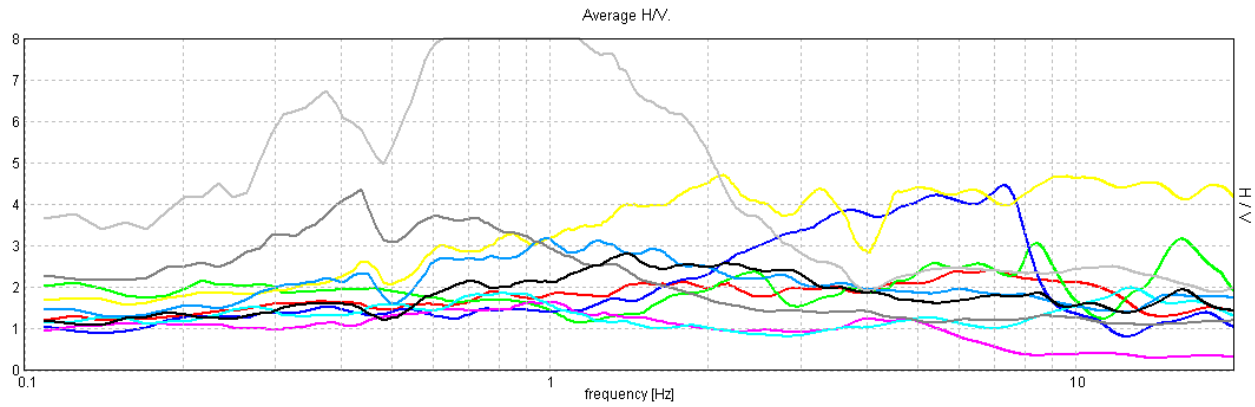


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 10 stazioni singole.

Misure HVSR	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	F_3	H/V di F_3	Profondità bedrock sismico
083022P12-HVSR28	6.88	2.44							29
083022P10-HVSR26	7.31	4.45	18	1.5					14
083022P8-HVSR24	0.92	1.64	4	1.3					
083022P5-HVSR21	0.8	1.8	12.66	2	16	1.6			37.5
083022P4-HVSR20	2.13	4.71	3.3	4.4	9	4.6			
083022P11-HVSR27	0.98	3.17							40
083022P7-HVSR23	0.37	6.8	0.94	9.14					15.5
083022P9-HVSR25	0.44	5.02	0.6	3.7					17
083022P6-HVSR22	1.41	2.83	16	0.9					
083022P3-HVSR19	2.3	2.4	8.4	3.1	15.91	3.18			8.5

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

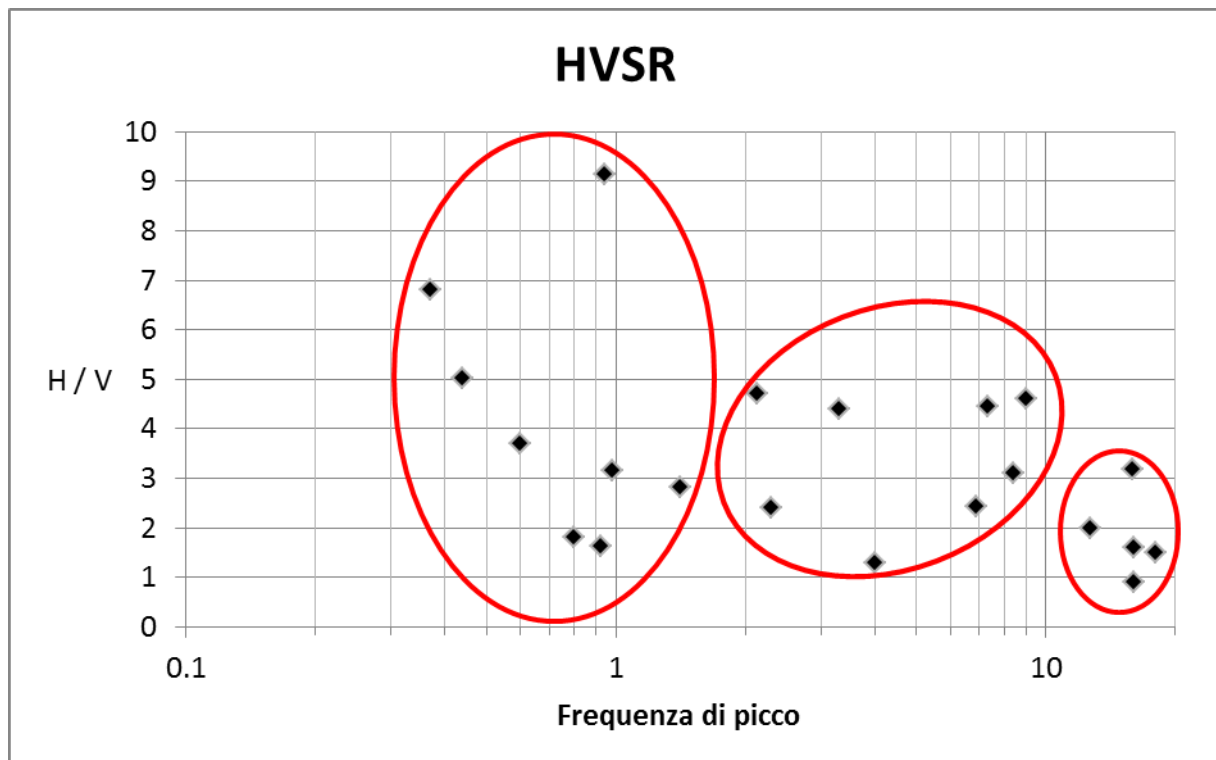


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione dei cluster individuati.

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 Floresta. 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. Nella Fig. 5.3 vengono inoltre riportate le stratigrafie di due sondaggi rappresentativi che intercettano il substrato rigido.

La sezione 1-1' mostra nel settore settentrionale la presenza di un substrato non rigido stratificato (NRS) formato dalla porzione alterata delle Calcareni di Floresta. In profondità tale substrato, il cui spessore, sulla base delle interpretazioni delle indagini HVSR, è stimato in circa 10 metri, passa alla Calcareni di Floresta non alterate (GRS). Quest'ultime ricoprono in discordanza le Argille Scagliose (CO). Spostandosi nel settore centrale, la sezione interessa, nella porzione superficiale le coperture detritiche ed il substrato non rigido rappresentato dalla porzione alterata delle Argille Scagliose (NR). In profondità, in questo settore, è presente un substrato coesivo sovraconsolidato costituito dalle stesse Argille Scagliose. La sezione intercetta quindi una frana che si estende in prossimità della periferia sud-occidentale del centro urbano. Il sondaggio P2 indica la presenza del substrato rigido in quest'area a circa 9 m di profondità (Fig. 5.3). Tale frana ricopre il contatto tettonico fra le Argille Scagliose ed il sottostante Flysch di Capo d'Orlando, la cui porzione superficiale alterata (NRS) costituisce il substrato del tratto terminale della sezione, passante in profondità al substrato rigido (ALS) costituito dallo stesso Flysch.

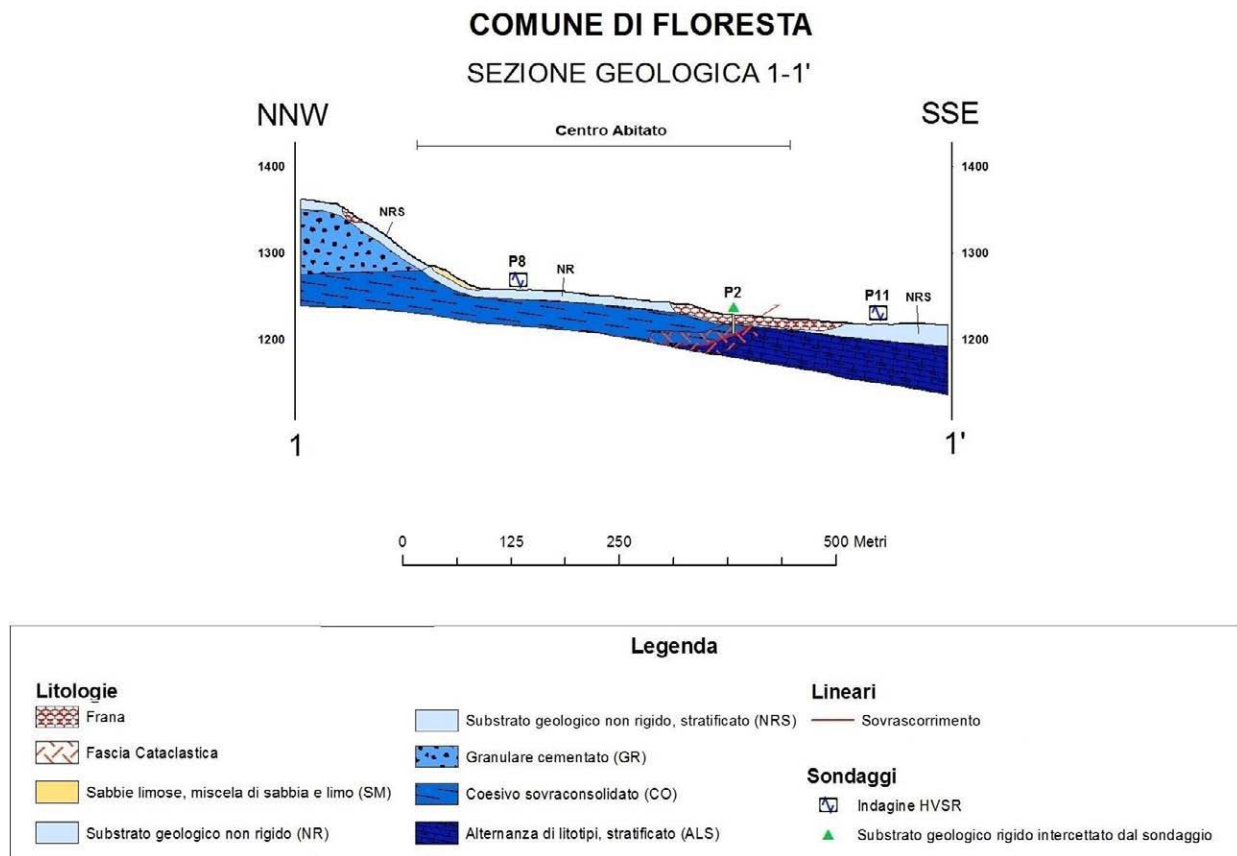


Fig. 5.1 – Sezione geologica NW – SE attraverso l’abitato di Floresta (per l’ubicazione si veda la Carta geologica – tecnica).

La sezione 2-2’ decorre lungo l’asse principale del centro urbano, allungato in senso SW-NE. Gran parte della sezione mostra la presenza di un substrato non rigido costituito dalle Argille Scagliose che passa, in profondità, al substrato coesivo sovraconsolidato costituito dalle stesse AS. In prossimità del sondaggio P1 il substrato rigido è posizionato a circa 9 m dal p.c. (v. sondaggio P1 in Fig. 5.3). Nel settore nord-orientale la sezione evidenzia la presenza di coperture detritiche al di sopra delle AS, mentre, nell’ultimo tratto, la sezione intercetta la faglia diretta con andamento NW-SE che mette a contatto le AS con le Calcareni di Floresta. Anche in questo caso la porzione affiorante delle calcareniti, profondamente alterata e fratturata è considerata ai fini dello studio come substrato non rigido stratificato (NRS).

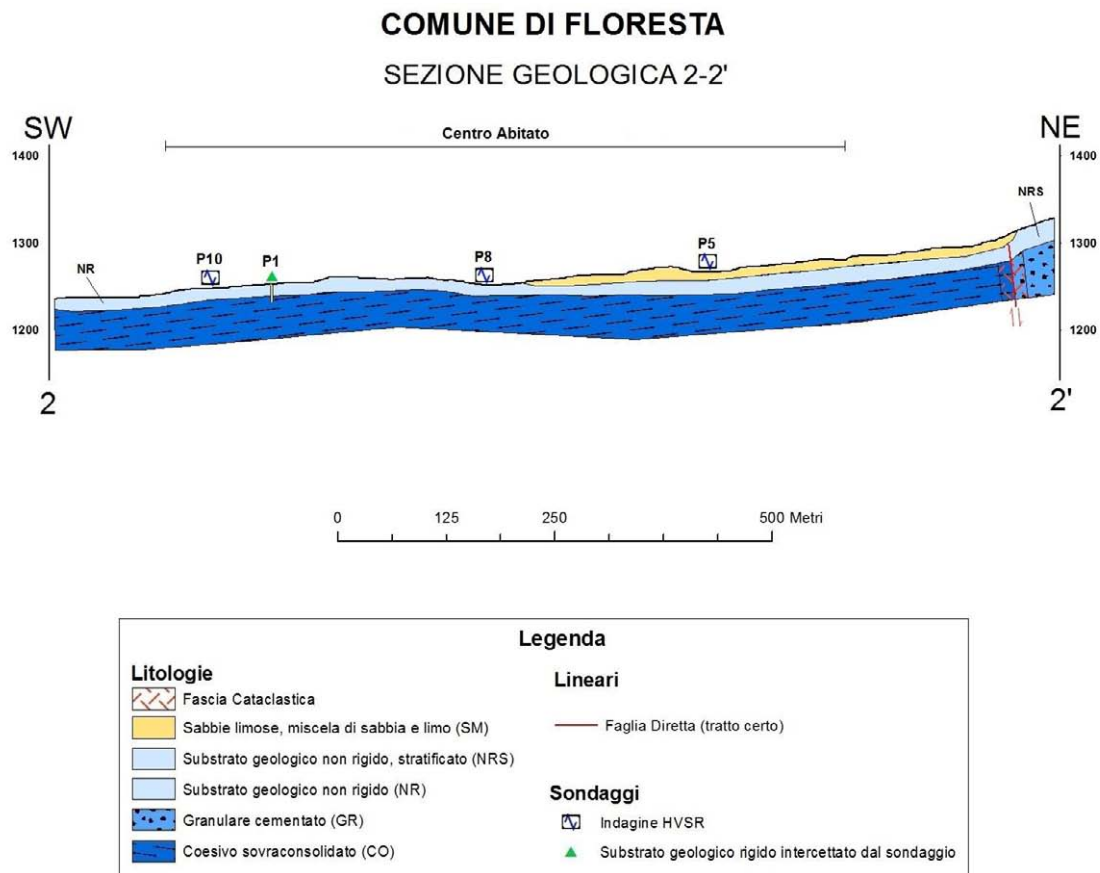
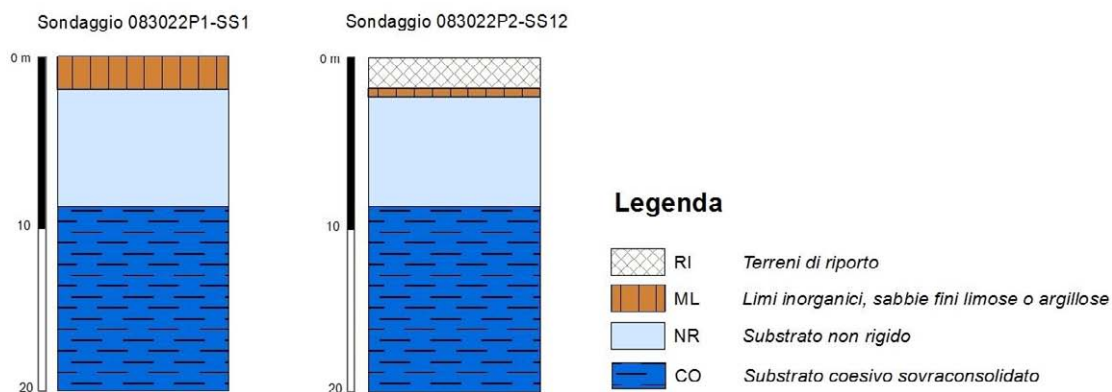


Fig. 5.2 – Sezione geologica SW – NE attraverso l’abitato di Floresta (per l’ubicazione si veda la Carta Geologico – tecnica).



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 di campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall'inversione di alcuni sondaggi HVSR (Fig. 5.4) 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).

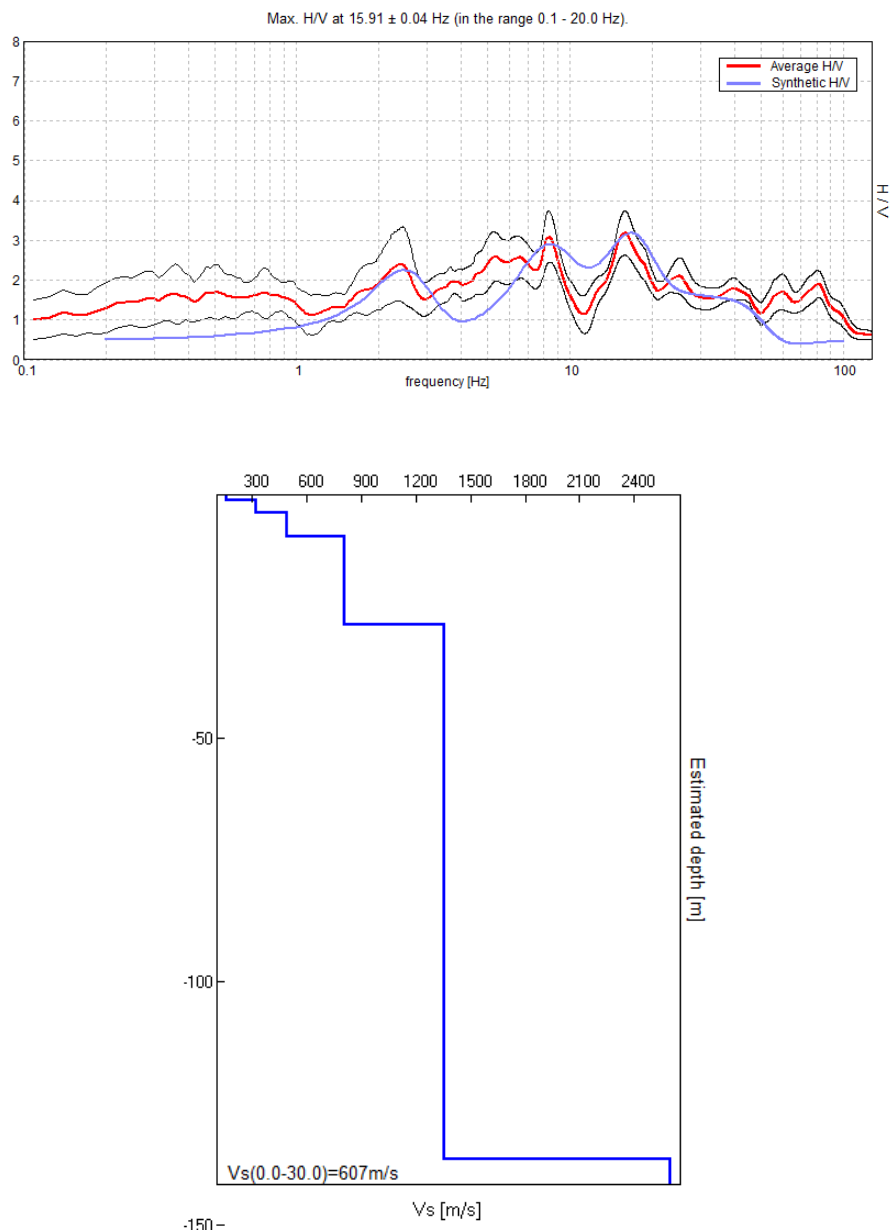


Fig. 5.4 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083022P3-HVSR19.

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 Floresta.

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 nell'area di Floresta non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. Per le considerazioni espresse nel par. 4.3, 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 7 curve relative ai punti di misura: 083022P12-HVSR28, 083022P10-HVSR26, 083022P5-HVSR21, 083022P11-HVSR27, 083022P7-HVSR23, 083022P9-HVSR25 e 083022P3-HVSR19. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione di due 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.

dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata ci si è limitati ad individuare non più di tre cluster significativi. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza

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).

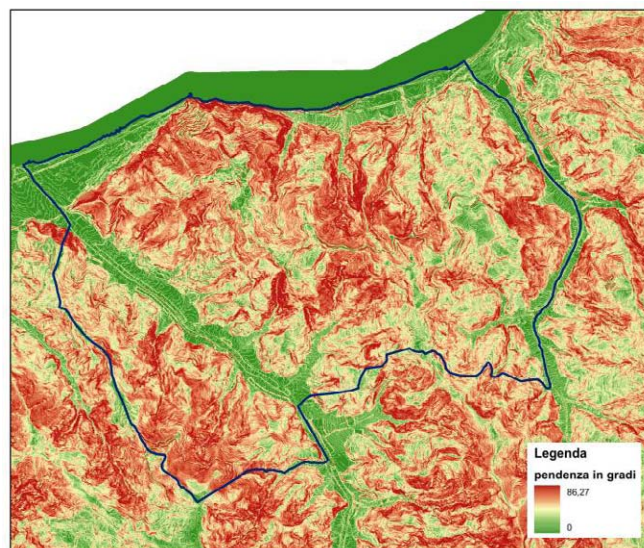


Fig. 7.3— Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

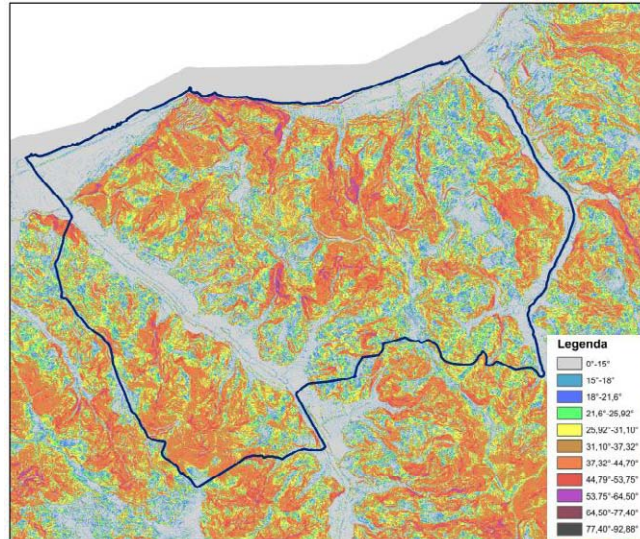


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

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

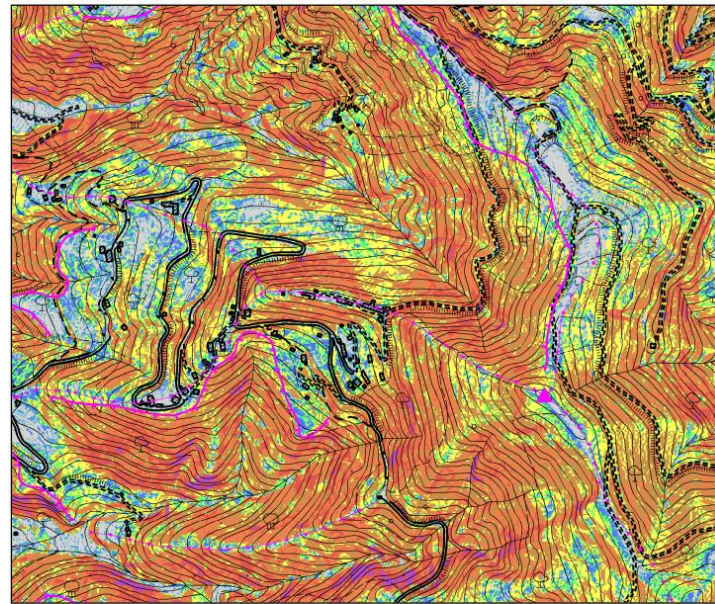
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze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

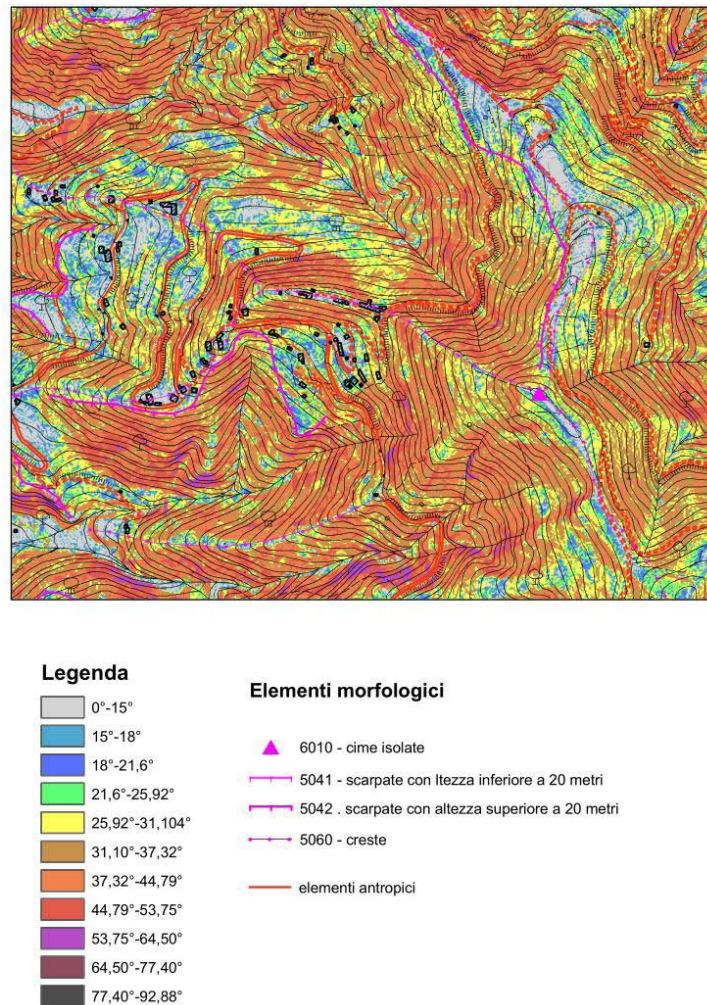


Fig. 7.6 – Sovrapposizione degli elementi antropici (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).

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.

metamorfiti di Fondachelli che tuttavia, dal punto di vista litotecnico, costituiscono sempre un substrato di tipo NR.

8.2.2. I terreni di copertura Questi terreni caratterizzati da depositi di versante principalmente costituiti da sabbie limose sono presenti lungo un'ampia fascia che si estende lungo il margine settentrionale ed orientale dell'area perimetrata. Altro campo relativo a questa tipologia di terreni di copertura è presente lungo il versante che si estende a NW dell'edificato.

8.2.3. Fenomeni di dissesto

Lo studio delle aree d'interesse ricadenti del territorio comunale di Floresta, ha permesso il riconoscimento di dieci fenomeni di dissesto gravitativo, prevalentemente localizzati nel settore centrale e meridionale del centro abitato principale. In questo settore si riconoscono ampie aree interessate da lenti movimenti di versante, a carattere prevalentemente superficiale, ai quali si accompagnano fenomeni complessi inattivi o stabilizzati.

In questa sede sono stati presi in considerazione tutti i dissesti segnalati nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico), predisposto dall'Assessorato regionale Territorio e Ambiente. Facendo riferimento alle aree d'interesse segnalate dall'amministrazione del Comune di Floresta, si procede dunque all'analisi e revisione dei dissesti segnalati all'interno del centro abitato.

Di seguito viene proposta la Carta geologico-tecnica compilata in base alle informazioni raccolte (Fig. 8.2).

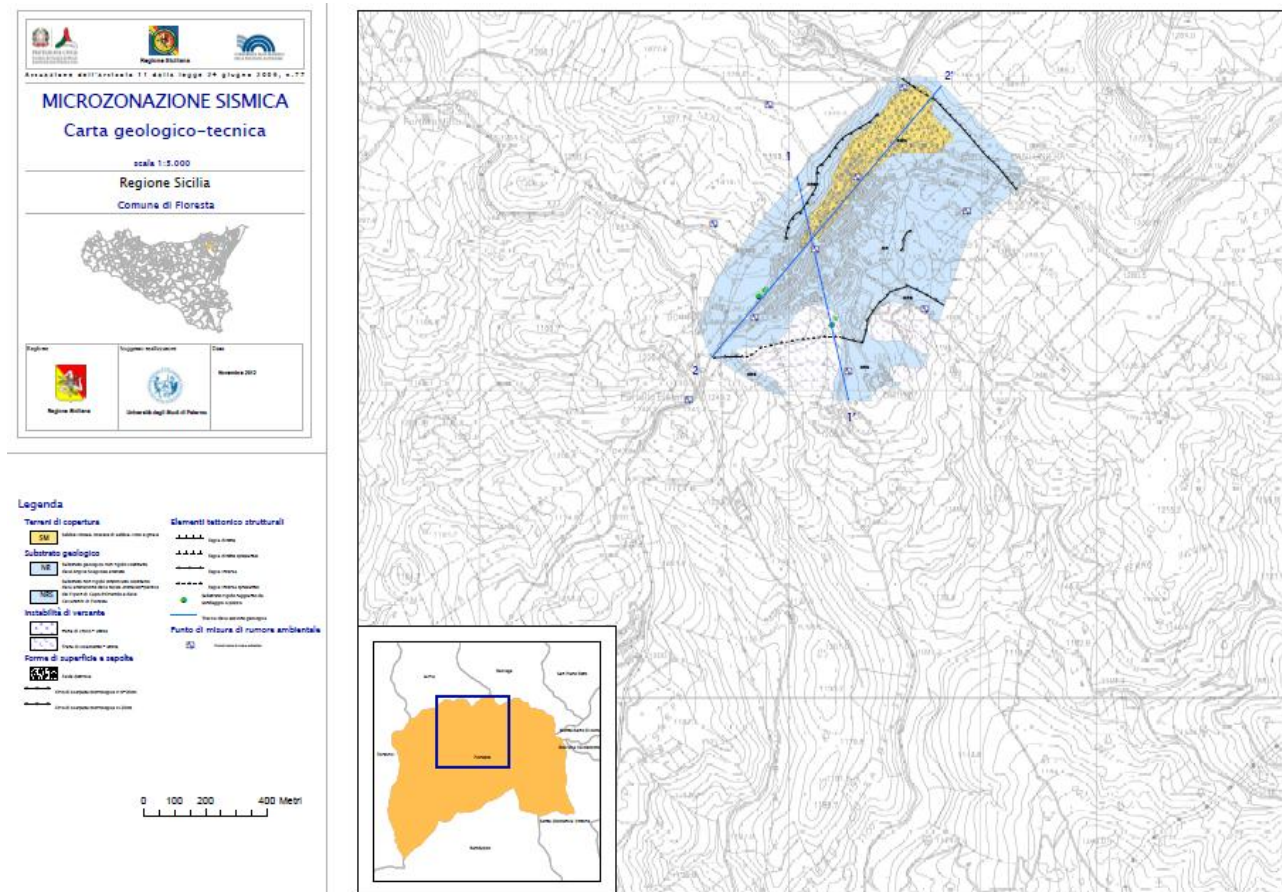


Fig. 8.2 – Riduzione della carta geologico – tecnica del Comune di Floresta.

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Floresta 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. 7 differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.3, 8.4 e Tab. 8.1):

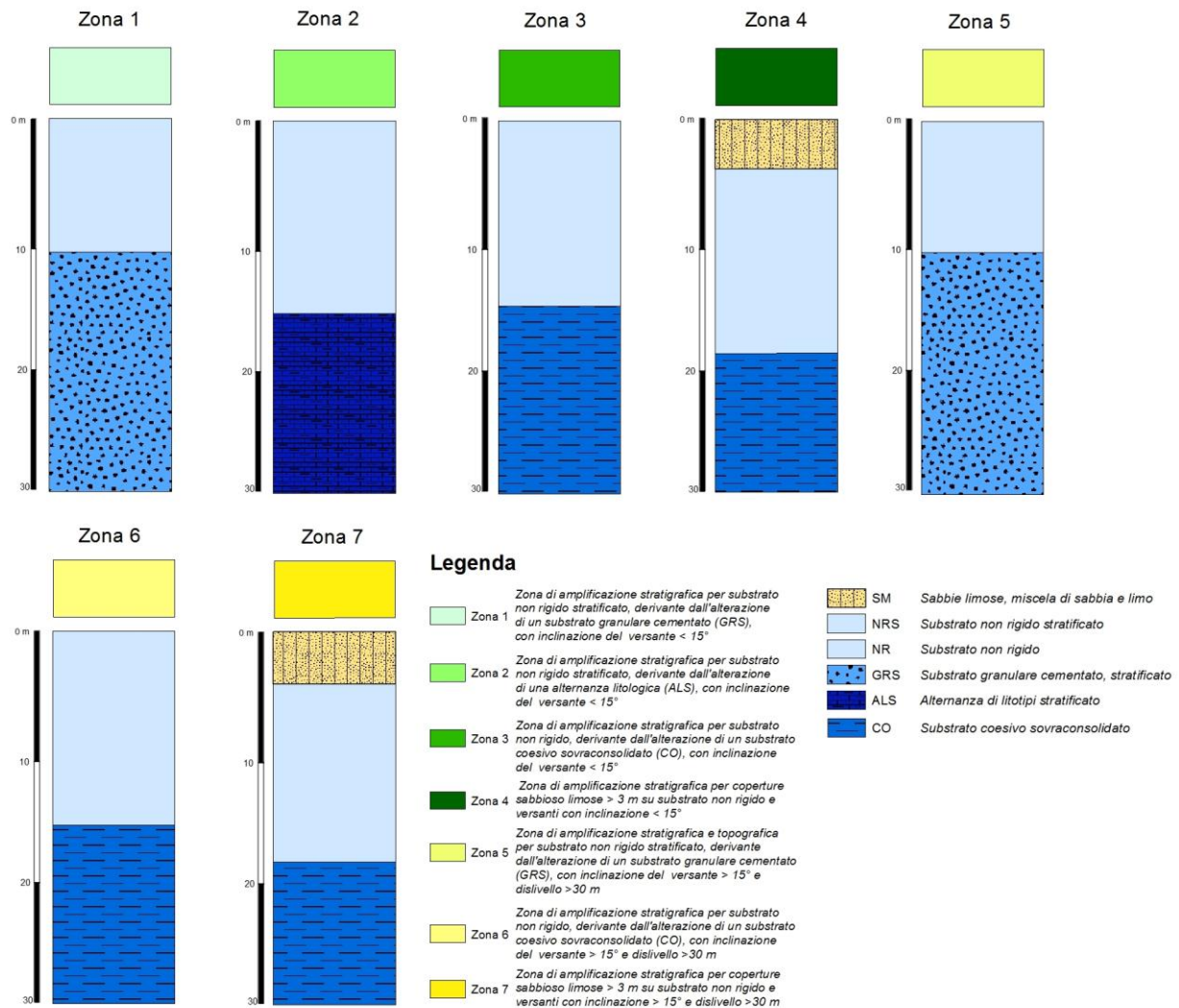


Fig. 8.3 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica.

Zona 1

Questa microzona è caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione delle Calcareni di Floresta che presentano caratteristiche relative a un substrato granulare cementato stratificato (GRS), quando non alterate, affioranti su versanti con inclinazione minore di 15°. Le misure HVSR, stimano la presenza di un substrato rigido stratificato ad una profondità superiore a 10 m. Le aree di affioramento sono presenti nella porzione più nord-orientale (Casa Cantoniera) e nel settore occidentale dell'area di studio. Gli effetti attesi per questa microzona sono legati a una possibile amplificazione stratigrafica.

Zona 2

Zona di amplificazione stratigrafica caratterizzata da un substrato non rigido stratificato (NRS), derivante dall'alterazione di una alternanza litologica (ALS) costituita dal Flysch di Capo d'Orlando, affiorante su versanti con inclinazione $< 15^\circ$. Lo spessore medio della coltre di alterazione è stimato, in base alle misure HVSR, in circa 15 m. Tale zona interessa la parte più meridionale dell'area di studio in prossimità del Cimitero. Gli effetti attesi per questa microzona sono legati a una possibile amplificazione stratigrafica.

Zona 3

Questa zona identifica le aree caratterizzate da una amplificazione stratigrafica dovuta ad un substrato non rigido (NR), derivante dall'alterazione di un substrato coesivo sovraconsolidato (CO) costituito dalle Argille scagliose, affiorante su versanti con inclinazione $< 15^\circ$. Lo spessore medio della coltre di alterazione è stimato, in base alle misure HVSR, come maggiore di 15 m. Su tale zona, si estende la maggior parte del centro abitato da Sud-Ovest verso Nord Est.

Zona 4

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 delle Argille Scagliose (Substrato coesivo sovraconsolidato, CO). Lo spessore delle coperture è superiore a 3 m. La profondità del substrato rigido, stimata attraverso misure HVSR, è di circa 19 m. Questa microzona consta di un'area situata nella porzione settentrionale del centro abitato. Gli effetti attesi prevedono un'amplificazione del segnale sismico per cause stratigrafiche.

Zona 5

Questa microzona è caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione delle Calcareni di Floresta che presentano caratteristiche relativi a un substrato granulare cementato stratificato (GRS), quando non alterate, affioranti su versanti con inclinazione maggiore di 15° e dislivello superiore ai 30 m. Le misure HVSR, stimano la presenza di un substrato rigido stratificato ad una profondità superiore a 10 m. Le aree di affioramento sovrastano il centro abitato formando una corona nella porzione settentrionale dell'area di studio. Gli effetti attesi per questa microzona sono legati a una possibile amplificazione stratigrafica e topografica.

Zona 6

Questa zona identifica le aree caratterizzate da una amplificazione stratigrafica e topografica dovuta ad un substrato non rigido (NR), derivante dall'alterazione di un substrato coesivo sovraconsolidato (CO) costituito dalle Argille scagliose, affiorante su versanti con inclinazione $> 15^\circ$ e dislivello superiore a 30 m. Lo spessore medio della coltre di alterazione è stimato, in base alle misure HVSR, come maggiore di 15 m. Tale zona caratterizza un'area in posizione centrale del nucleo .

Zona 7

Le aree identificate da questa microzona sono caratterizzate da coperture sabbioso-limose (SM) che giacciono su versanti inclinati più di 15° e con dislivello maggiore di 30 m, poggianti su un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dalla alterazione delle Argille Scagliose (Substrato coesivo sovraconsolidato, CO). Lo spessore delle coperture è superiore a 3 m. La profondità del substrato rigido, stimata attraverso misure HVSR, è di circa 19 m. Questa microzona costituisce una fascia di raccordo posta a monte del centro urban o con decorso SW- NE. Gli effetti attesi prevedono un'amplificazione del segnale sismico per cause stratigrafiche e topografiche.

Le **zone** considerate **suscettibili di Instabilità** sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (crollo e colamenti) e considerate dal PAI come attive.

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

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	Zona di amplificazione stratigrafica per substrato non rigido stratificato, derivante dall'alterazione di un substrato granulare cementato (GRS), con inclinazione del versante < 15°	NRS	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 2	Zona di amplificazione stratigrafica per substrato non rigido stratificato, derivante dall'alterazione di una alternanza litologica (ALS), con inclinazione del versante < 15°	NRS	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 3	Zona di amplificazione stratigrafica per substrato non rigido, derivante dall'alterazione di un substrato coesivo sovraconsolidato (CO), con inclinazione del versante < 15°	NR	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 4	Zona di amplificazione stratigrafica per coperture sabbioso limose > 3 m su substrato non rigido e versanti con inclinazione < 15°	SM	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello

Zona 5	Zona di amplificazione stratigrafica e topografica per substrato non rigido stratificato, derivante dall'alterazione di un substrato granulare cementato (GRS), con inclinazione del versante > 15° e dislivello >30 m	NRS	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 6	Zona di amplificazione stratigrafica per substrato non rigido, derivante dall'alterazione di un substrato coesivo sovraconsolidato (CO), con inclinazione del versante > 15° e dislivello >30 m	NR	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 7	Zona di amplificazione stratigrafica per coperture sabbioso limose > 3 m su substrato non rigido e versanti con inclinazione > 15° e dislivello >30 m	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	Crollo e colamento	Instabilità	terzo livello

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

Specificatamente al territorio comunale di Floresta, sono stati riconosciuti e cartografati gli elementi morfologici che ricadono all'interno dell'area d'interesse perimetrata.

FLORESTA: AREA DI INTERESSE

All'interno del territorio comunale di Floresta è stata riconosciuta e cartografata una linea principale di scarpata utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7. La carta degli elementi morfologici presentati in Fig. 8.1 mostra gli elementi che possono dar luogo a effetti di amplificazione sismica, configurandosi come potenziali siti di attenzione nello studio delle condizioni di microzonazione sismica.

Scarpata A

La linea di scarpata A (Fig. 8.1, 8.2, 8.3), si sviluppa per circa 600 metri, a quote comprese tra 1200 m e i 1400 m s.l.m., in direzione SO-NE bordando il limite Nord-Occidentale del centro abitato (Figg 8.2, 8.3). L'andamento della scarpata è marcato da alcune concavità e convessità; in corrispondenza dei tratti rettilinei della scarpata sono stati realizzati i profili di dettaglio (Floresta A1, A2, A3). Dal profilo di dettaglio Floresta 1 (Fig. 8.4), si evince che, in questo tratto, la scarpata A si caratterizza come una scarpata con un fronte superiore in contropendenza, con un'altezza di circa 50m e con un valore angolare della pendenza al piede del versante superiore a 30°. I due profili di dettaglio mostrati nelle Fig. 8.5 e Fig 8.6 evidenziano che in queste porzione la Scarpata A è contrassegnata da un fronte superiore planare o sub-planare e raggiunge un valore di pendenza, in corrispondenza del profilo Floresta A2, di 45°, e un dislivello di 87 metri in corrispondenza del profilo Floresta A3.

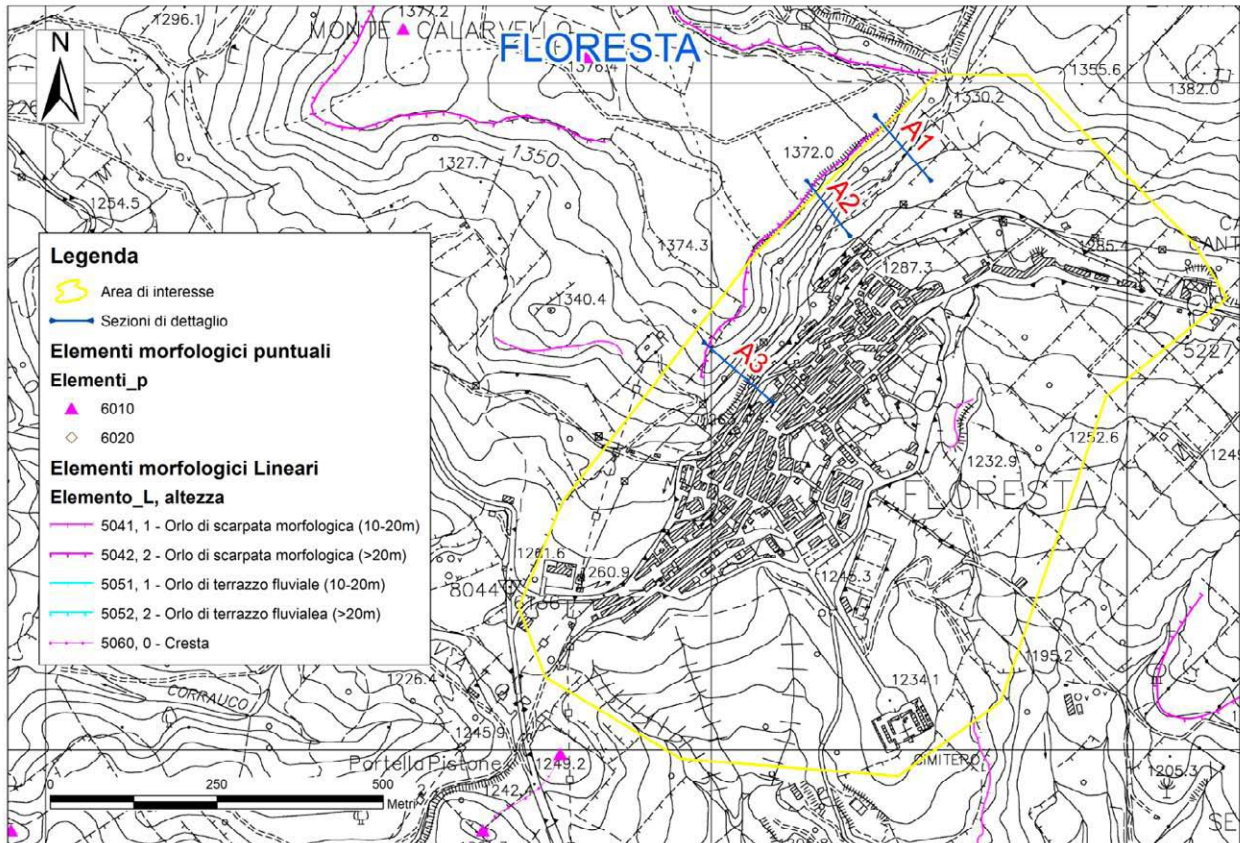


Fig. 8.5 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio della scarpata A.

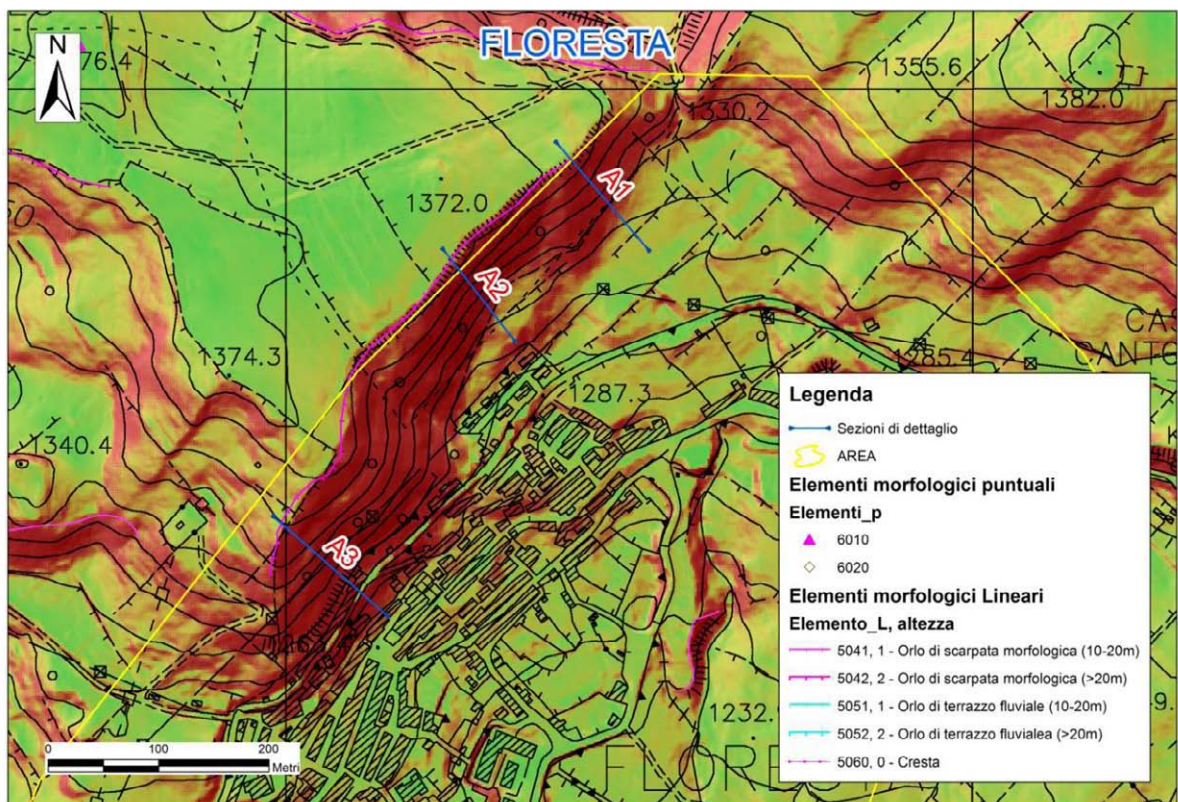


Fig. 8.6 – Immagine di dettaglio della linea di scarpata A.



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

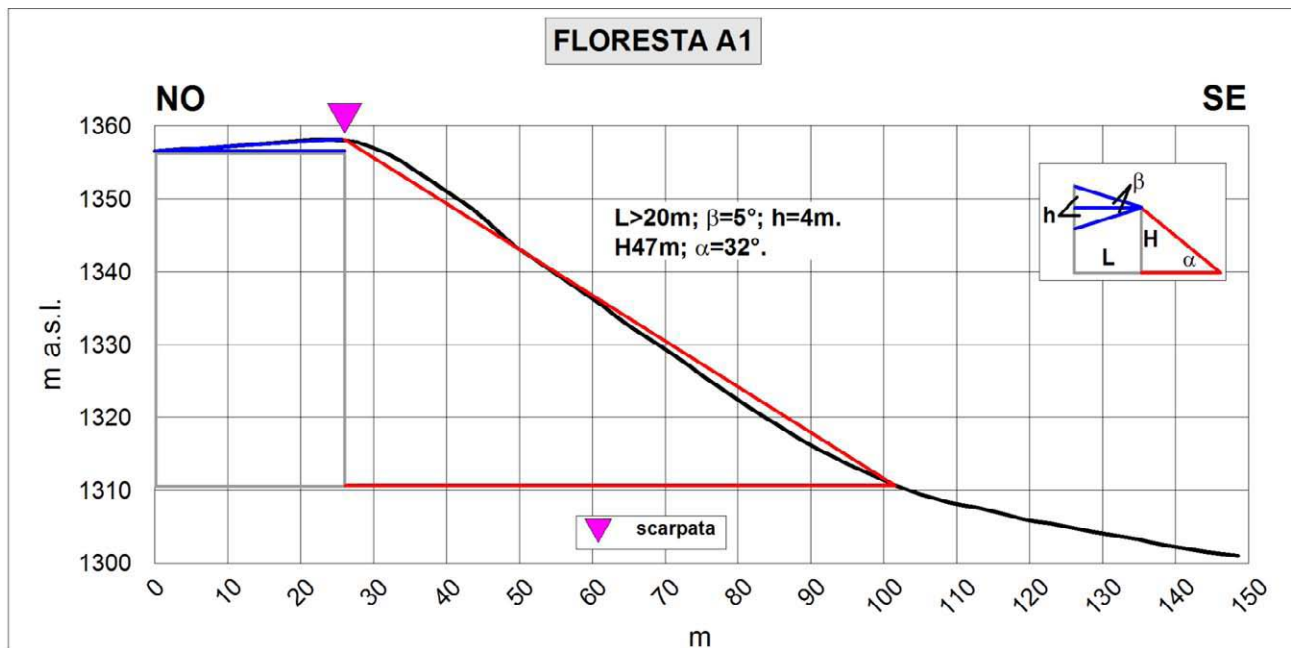


Fig. 8.8 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Floresta A1.

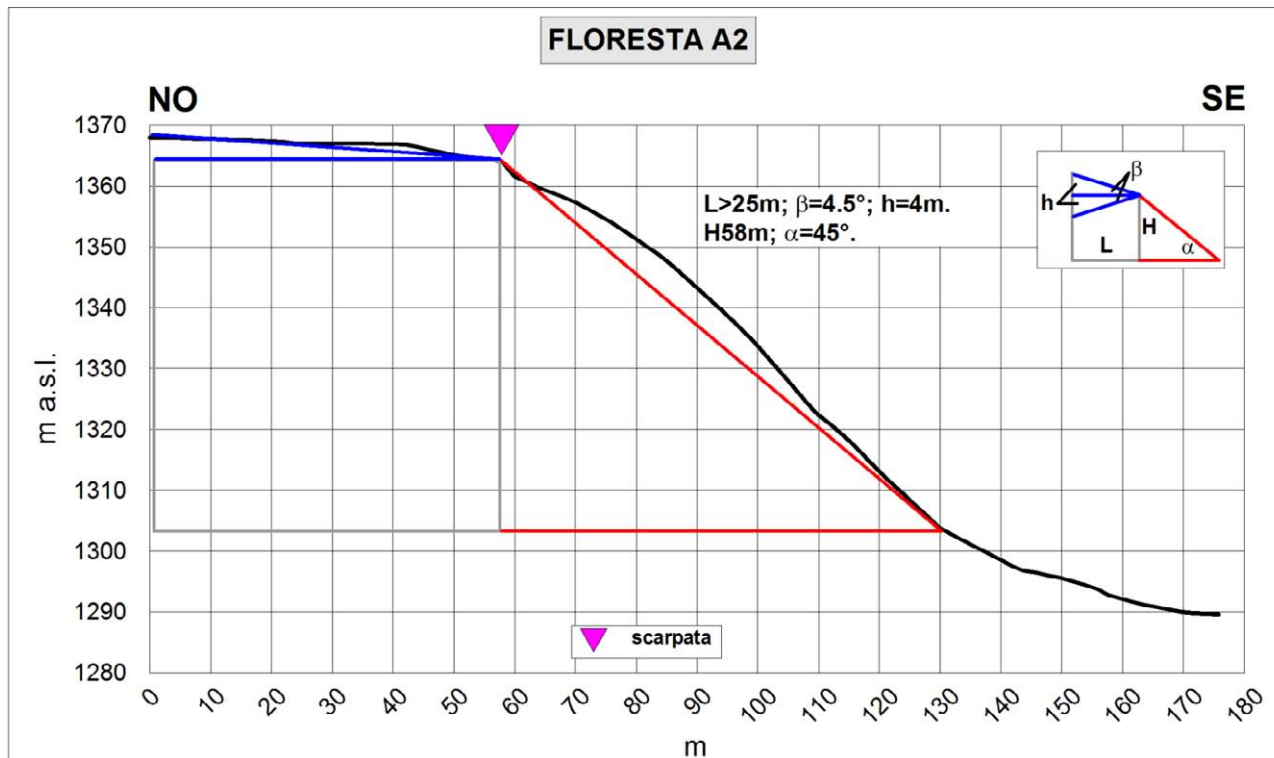


Fig. 8.9 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Floresta A2.

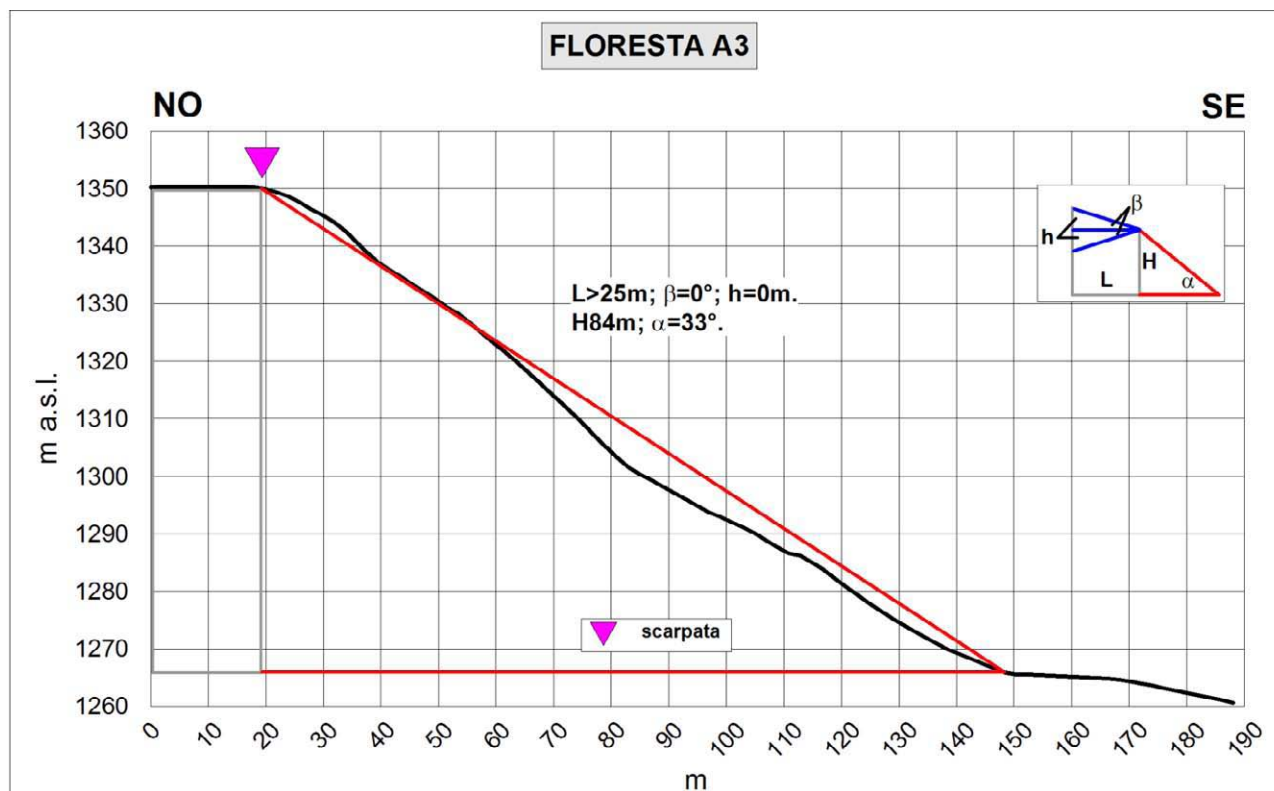


Fig. 8.10 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Floresta A3.

8.4. Carta delle frequenze

Tutti i punti di misura HVSR mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico a bassa frequenza (0. – 1.4 Hz). Sono inoltre presenti possibili fenomeni di risonanza a frequenze medie (2 – 10 Hz) e ad alta frequenza (maggiore di 10 Hz) in tutti i dati .

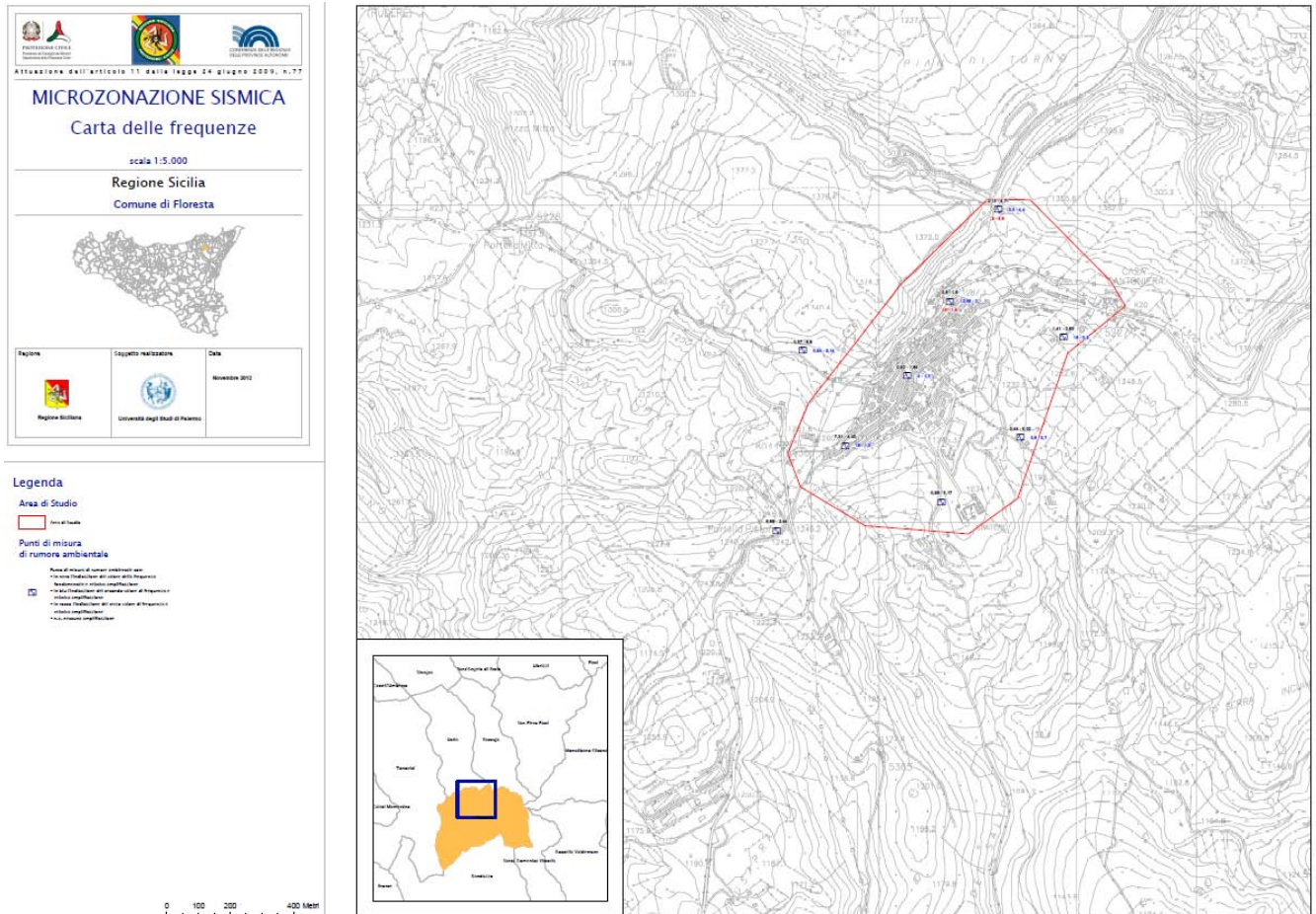


Fig. 8.11 – Riduzione della carta delle frequenze del centro urbano di Floresta (v. PDF in cartella PLOT).

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

Nell'area del territorio comunale di Floresta 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 Zuppeta 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 Alì (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-indenter 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.
- 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