

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

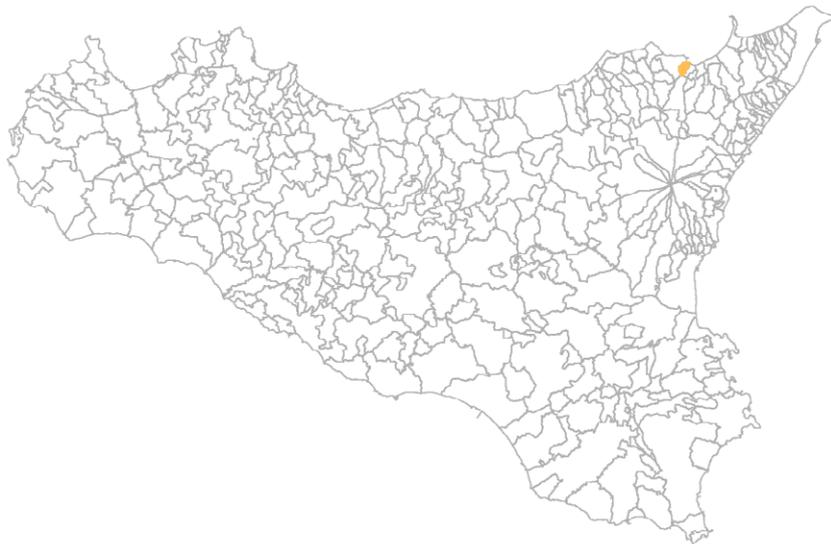
MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia

Comune di OLIVERI (ME)



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

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

INDICE

	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>	7
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	7
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 Oliveri</i>	13
2.3	<i>Faglie attive</i>	19
2.4	<i>Pericolosità geo-idrologica</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 Oliveri</i>	25
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	25
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	26
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Oliveri</i>	30
4.	Dati geotecnici e geofisici	31
4.1	<i>Il database</i>	31
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	32
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	32
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	33
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	36
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>	41
6.	Interpretazioni e incertezze	42
6.1	<i>Inceteezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	42
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtrempi</i>	43
6.3	<i>Inceteezze sulle stime della profondità del bedrock sismico</i>	44
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	46
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	46
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	47
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	48
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	53

8.	Elaborati cartografici	54
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	54
8.2	<i>Carta Geologico – tecnica</i>	55
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	56
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	58
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	60
10.	Bibliografia	61
11.	Allegati	66

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 Oliveri (Provincia Regionale di Messina). Tale documento è stato redatto sulla base di carte tematiche e risultati di indagini esistenti (carte geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, indagini geognostiche e geofisiche etc.) e sulla base di studi geologici ed indagini geofisiche realizzati appositamente.

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

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

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

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

1. INTRODUZIONE

1.1. Finalità degli studi

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

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

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

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

Il **Livello 1**, che costituisce uno studio propedeutico ed obbligatorio per poter affrontare i successivi livelli, ha per obiettivo la precisazione del quadro conoscitivo di un territorio, derivante, prevalentemente, dalla raccolta ed analisi dei dati preesistenti, integrata se necessario dall'esecuzione di indagini in situ. Questo Livello è finalizzato alla realizzazione della **Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica**, cioè all'individuazione di aree a comportamento sismico omogeneo;

Le finalità dello studio sono:

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

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

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

Per le specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici della MS di **Livello 1** e per l'allestimento della banca dati, si è tenuto conto anche degli aggiornamenti forniti dalla Commissione Tecnica per il supporto e 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

Non vi è una data certa della nascita del comune di Oliveri, che avvenne probabilmente tra il 1810 e il 1815; ma si sa per certo che fino al 1857, sebbene i territori di Falcone e di Casino di Falcone facessero parte del comune di Oliveri, i suoi abitanti erano meno di 600.

Il territorio del Comune di Oliveri è ubicato lungo la fascia costiera della Sicilia nord – orientale, ad est del promontorio di Capo Tindari. Il territorio è limitato a nord dal Mar Tirreno e confina ad est con il comune di Falcone, a sud con Montalbano Elicona e, ad ovest, con Patti.

Dal punto di vista idrografico il territorio comunale ricade integralmente nel distretto idrografico del Torrente Elicona, per una superficie totale di circa 10,3 km², di cui 3,2 km² fanno parte del bacino idrografico del Torrente Elicona e 7,1 km² dell'area intermedia tra i bacini del T. Elicona e del T. Timeto.



Fig. 1.1 – Veduta del centro urbano di Oliveri e, sullo sfondo il Promontorio di Capo Tindari e i Laghi di Marinello

Il centro urbano di Oliveri si estende sulla pianura costiera larga circa 1 km. A sud ed a sud – ovest la piana è limitata da un sistema collinare con acclività variabili che, ad ovest, culmina con il promontorio di Capo Tindari (Fig. 1.1). La popolazione del comune risultante al 2010 è di 2168 abitanti. Il comune non ha frazioni.

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 – Sezioni n. 600050; 600090
	Foglio IGMI 1:50.000 n. 600 “Barcellona Pozzo di Gotto”
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. 600 “Barcellona Pozzo di Gotto” 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
	ITHACA (ITaly HAzards from CApable faults) – Catalogo delle faglie attive e capaci
	Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984)
ARTA SICILIA	Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamenti
	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 Oliveri 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. 1.2).

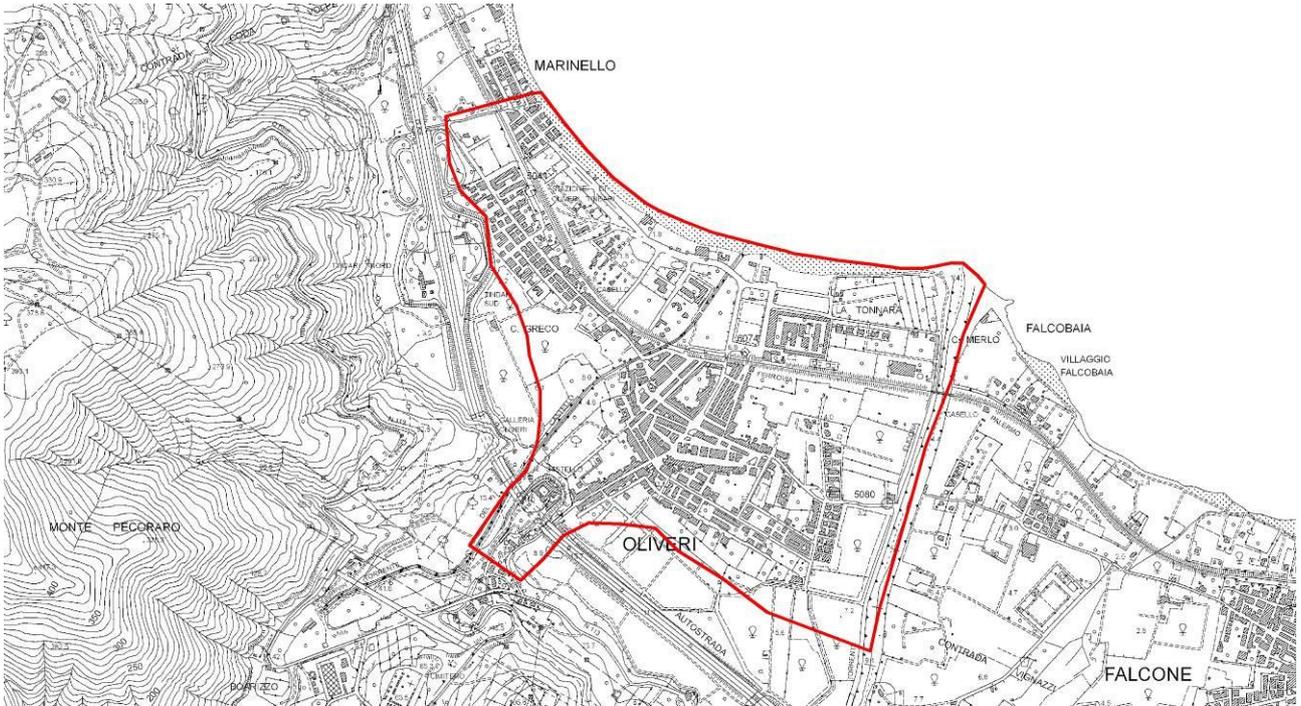


Fig. 1.2 – Comune di Oliveri: delimitazione dell'area sottoposta a microzonazione sismica

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1. Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale

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

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

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

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

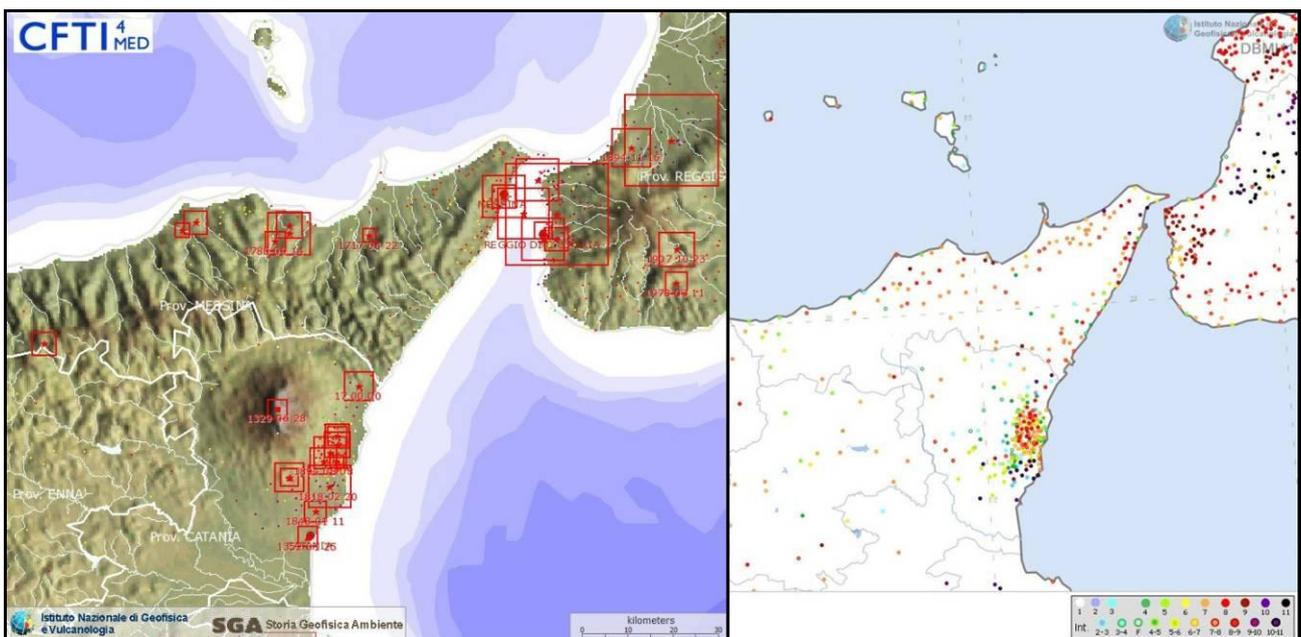


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

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

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

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

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

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

Terremoto del 06.02.1783, ore 00:20, lat=38.217°, lon=15.633°, $I_{max}=9.5$, $M_e=6.2$: il 5 febbraio 1783 iniziò un periodo sismico, protrattosi per più di tre anni, che presentò 5 massimi di attività: 5 febbraio, 6 febbraio, 7 febbraio, 1 marzo e 28 marzo 1783, e varie centinaia di scosse minori, che ebbero effetti cumulativi devastanti su un territorio di varie migliaia di 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.; colpì, 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 Oliveri

Il comune di Oliveri è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti avvenuti nell'area tra il 1981 e il 2011 con una indicazione della classe di magnitudo. Questa attività è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia (solo 3 eventi con epicentro distante da Oliveri 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 Oliveri 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 Oliveri e magnitudo momento maggiore di 5.5.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Oliveri estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come dalla fine del 1700 sei eventi sismici abbiano prodotto ad Oliveri effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica.

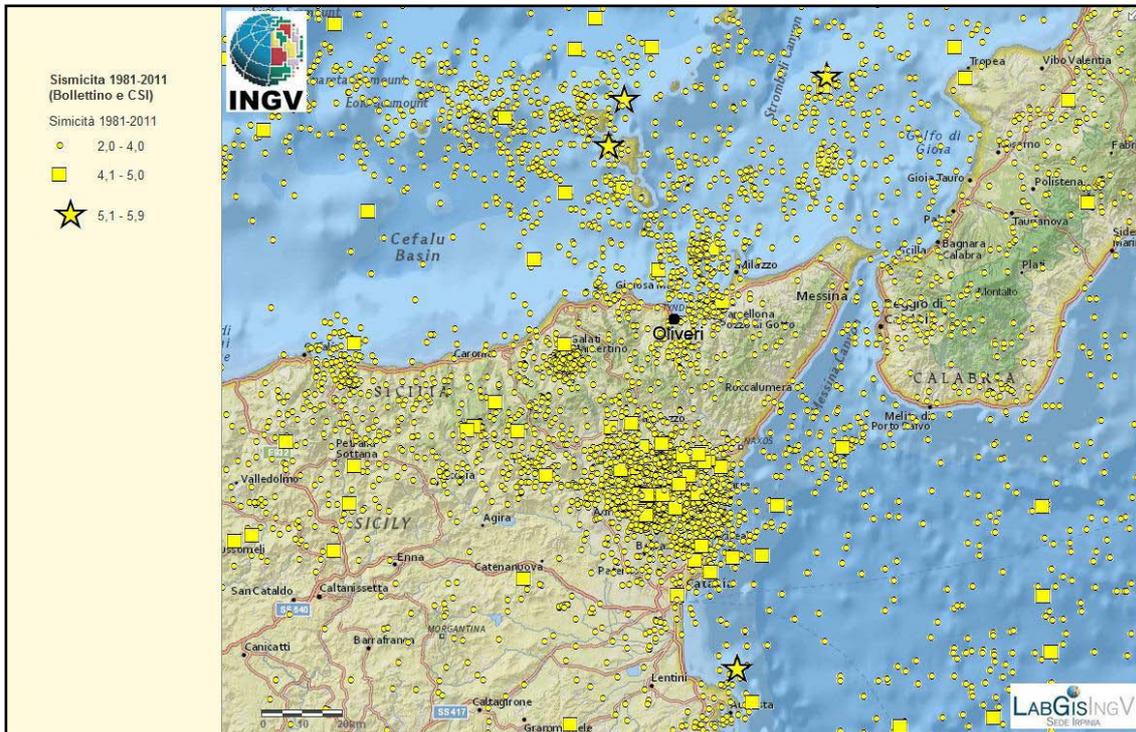


Fig. 2.2 – Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall'INGV tra il 1981 e il 2011



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 Oliveri [38.124, 15.061]

Numero di eventi: 6

Effetti

In occasione del terremoto del:

Is	Data	Ax	Np	Io	Mw
9	1786 03 10 14:10	Sicilia nord-orientale	10	9	6.15 ±0.38
5	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895	7	7.04 ±0.16
3	1975 01 16 00:0	Stretto di Messina	346	7-8	5.20 ±0.09
7	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6	6.06 ±0.09
4	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7	5.64 ±0.09
5-6	1999 02 14 11:4	Patti	101	4	4.69 ±0.09

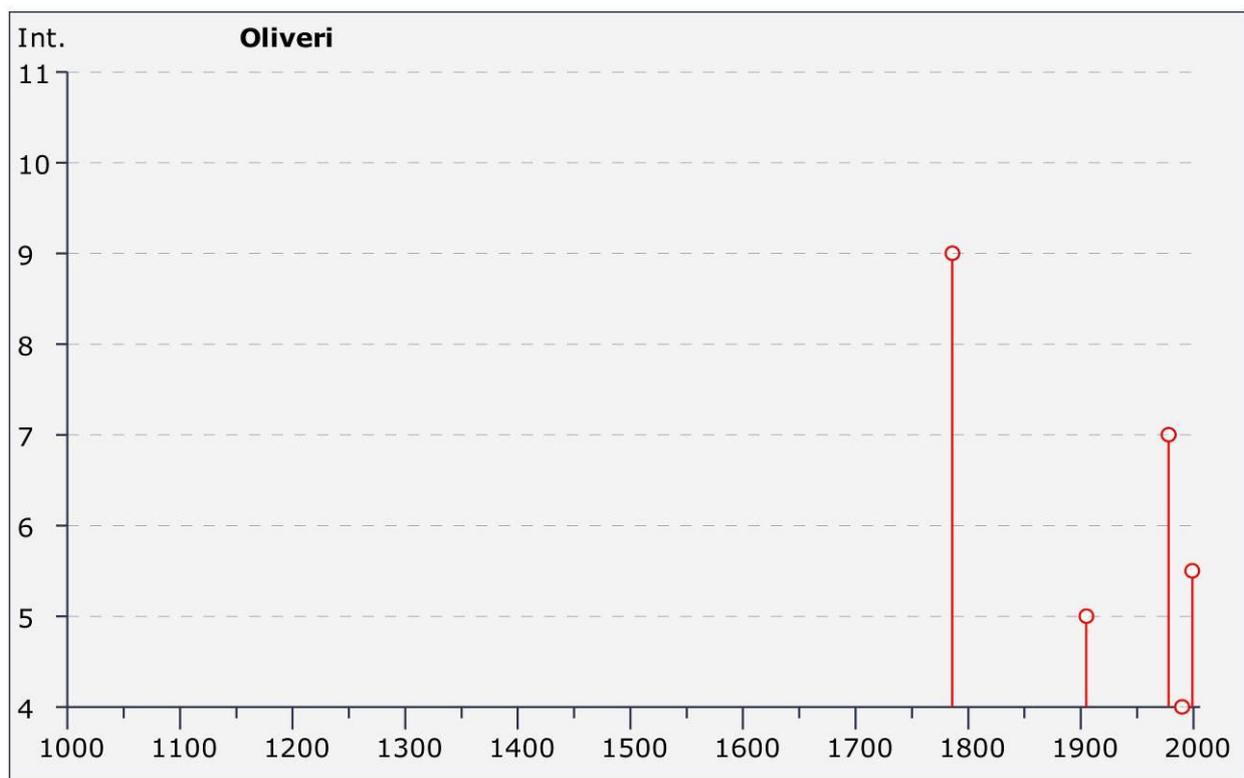


Fig. 2.4 – Storia sismica di Oliveri estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); Is è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica; Io è l'intensità macrosismica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

Il primo terremoto storico di cui si conosca il risentimento a Oliveri è quello del 10 marzo del 1786. La Fig. 2.5 mostra la distribuzione delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1786. Tale evento sismico è caratterizzato da $M_w = 6.15$ ha, massima intensità macrosismica pari al IX grado MCS, ed epicentro proprio in corrispondenza del Comune di Oliveri. La scossa avvenne alle ore 20:45 italiane e colpì soprattutto le località della Sicilia settentrionale affacciate sul golfo di Patti. Tale evento distrusse quasi completamente il centro abitato (Guidoboni *et al.*, 2007). In tempi più recenti il comune di Oliveri 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 Oliveri è pari al VII grado MCS. La

scossa causò seri danni su 6 edifici e lievi lesioni in ben 150; a seguito dell'evento furono inoltre osservate notevoli fenditure nel terreno (Barbano *et al.*, 1979).

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

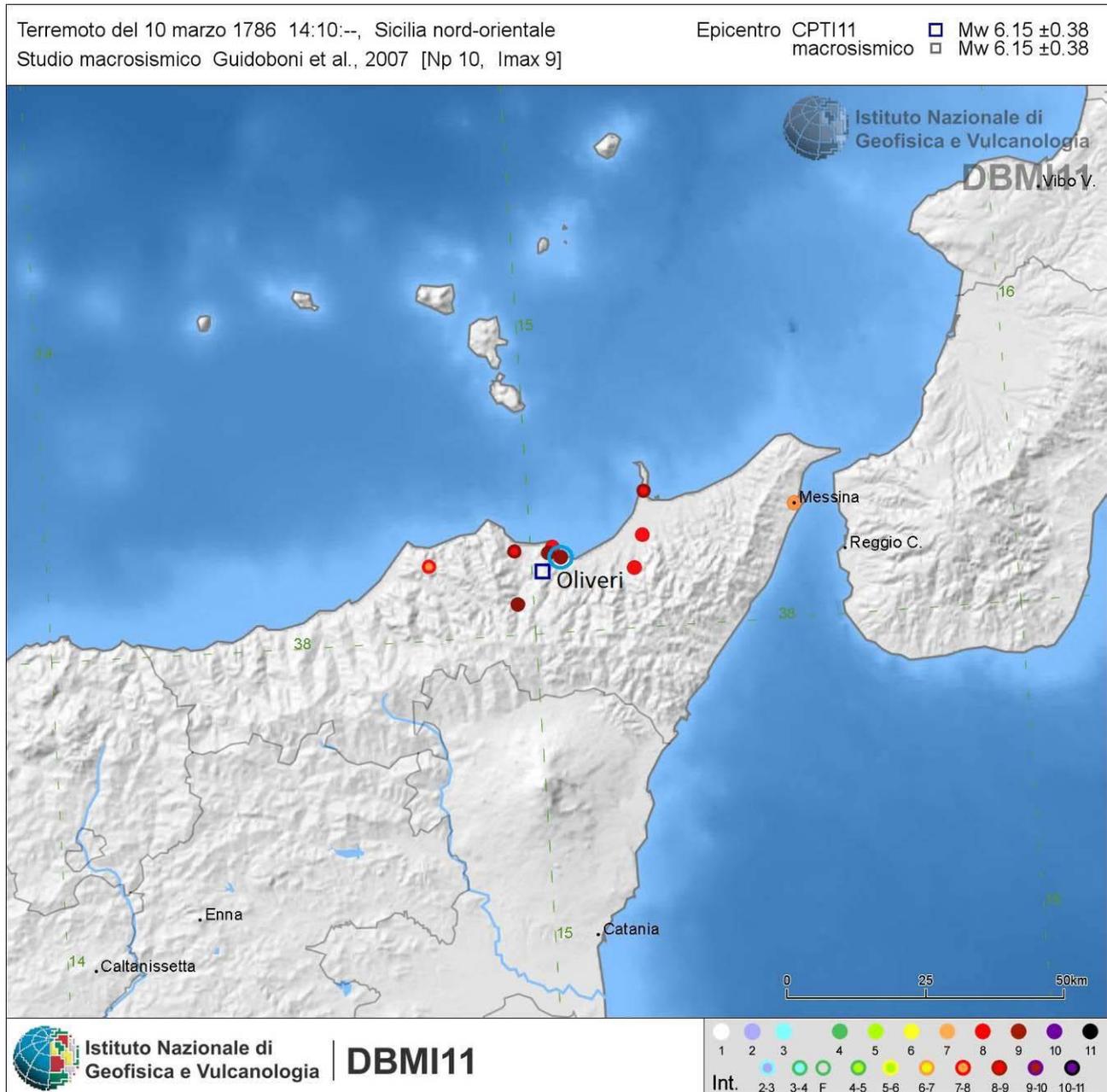


Fig. 2.5 – Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1786, estratta dal catalogo Database MacroSismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Oliveri

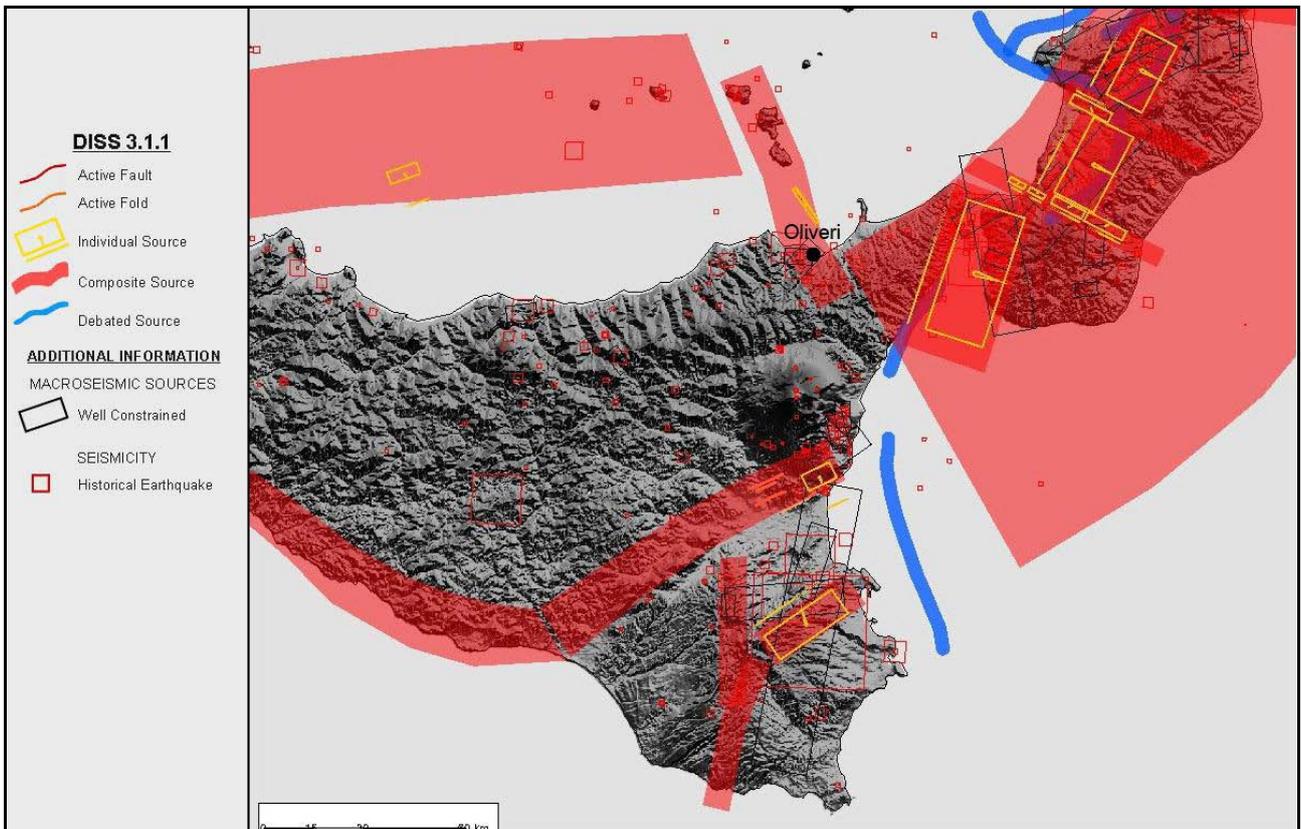


Fig. 2.6 – Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008)

In Tab. 2.1 riporta i valori della pericolosità sismica relativi al comune di Oliveri, 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 Oliveri sia vicino ad un'area con PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, cioè periodo di ritorno 475 a, compresa fra 0.20 g e 0.225 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 Ficarra risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

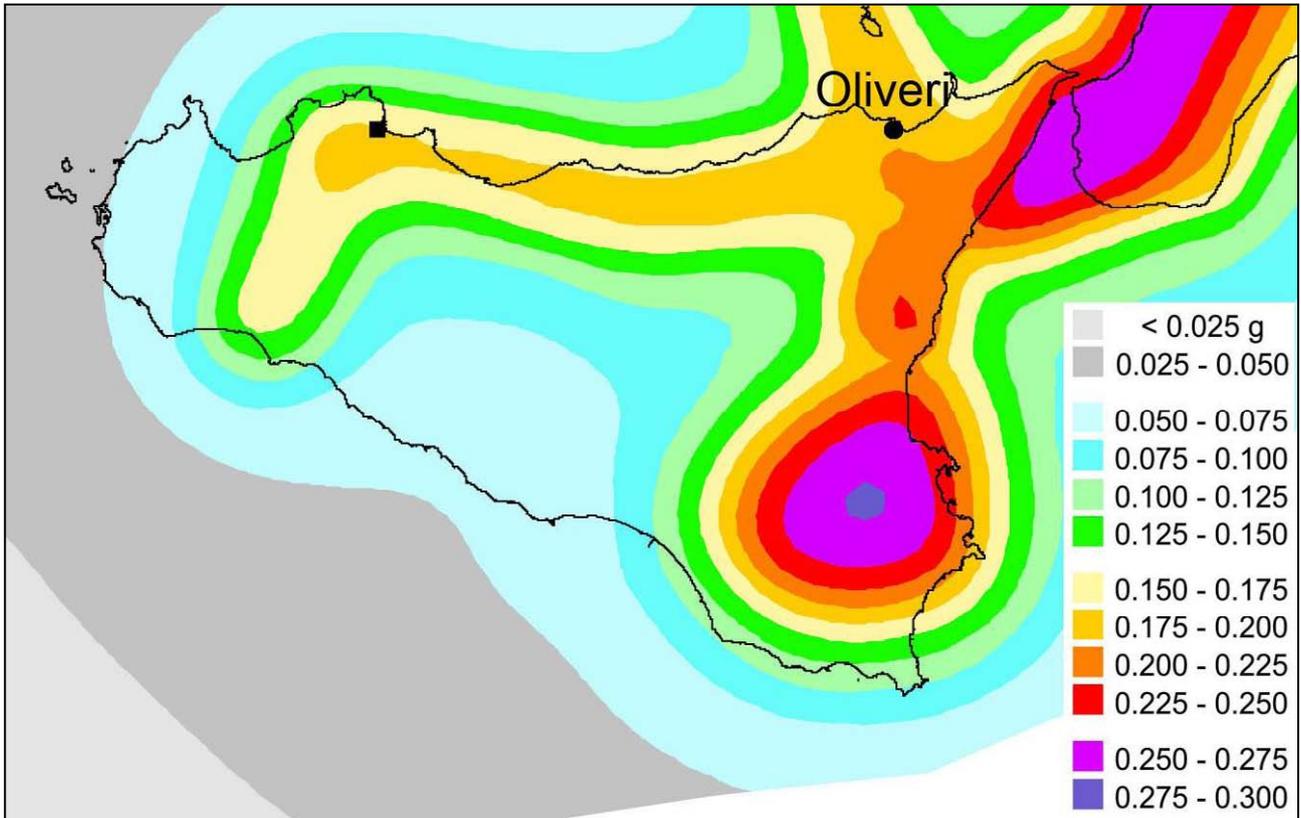


Fig. 2.7 – Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800$ m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>

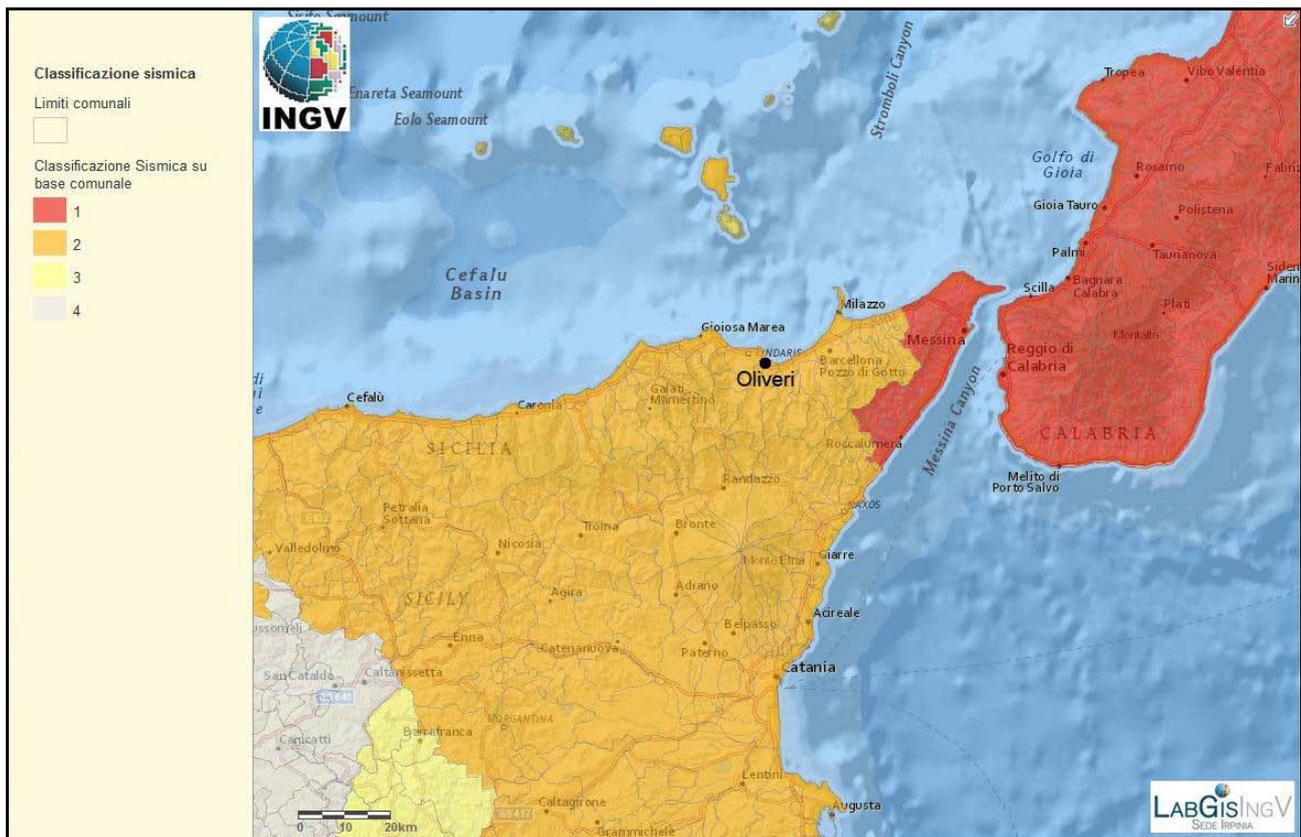


Fig. 2.8 – Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2462	0.1885	0.1493	0.1087	0.0936
	50	0.3285	0.2502	0.1989	0.1464	0.1272
	84	0.3929	0.2884	0.2231	0.1589	0.1366

Tab. 2.1 – Valori di PGA stimati per il comune di Oliveri 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 nel territorio di Oliveri si è fatto riferimento al database on-line predisposto dall'ISPRA. Il progetto **ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults)**, prevede un database per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione cosismica permanente in superficie. Dopo la sua prima implementazione il database ha subito numerose modifiche. Molte faglie sono state nuovamente analizzate e alcune strutture sono state eliminate ed altre aggiunte. Un miglioramento significativo al database si ha avuto per le regioni Calabria e Sicilia, per le quali sono state aggiunte alcune strutture a mare (Mar Ionio e Canale di Sicilia) che certamente possono produrre significativi effetti sulle aree costiere circostanti, compresi gli tsunami.

Secondo tale catalogo, il centro urbano di Oliveri è attraversato da una faglia attiva di tipo diretto, denominata Tindari – Novara di Sicilia, orientata NNW – SSE, con immersione ENE (http://sgi2.isprambiente.it/website/ithaca/scheda_faglia.asp?tnid=12700#). Questa faglia corrisponde alla già citata struttura sismogenetica "Patti-Eolie" (cfr. par. 2.2).

Nessuna informazione è fornita riguardo all'entità dei rigetti, all'ultimo evento occorso, o agli studi che hanno permesso l'identificazione di questa faglia. Pertanto a causa della mancanza di informazioni puntuali e di effetti riscontrabili sul campo, non è stato possibile determinare l'esatta ubicazione e orientazione di questa potenziale fonte sismogenetica.

2.4 Pericolosità geo-idrologica

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

Nel caso del Comune di Oliveri, in ragione dell'assetto geomorfologico che non vede la presenza di versanti lungo i quali possano attivarsi fenomeni franosi, all'interno dell'area da sottoporre agli studi di MS per il Comune di Oliveri, non è presente alcuna area R4, né, in generale, sono segnalati fenomeni di dissesto che minaccino le aree di interesse, segnalate dai Comuni.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1. Inquadramento geologico

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

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

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

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

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

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

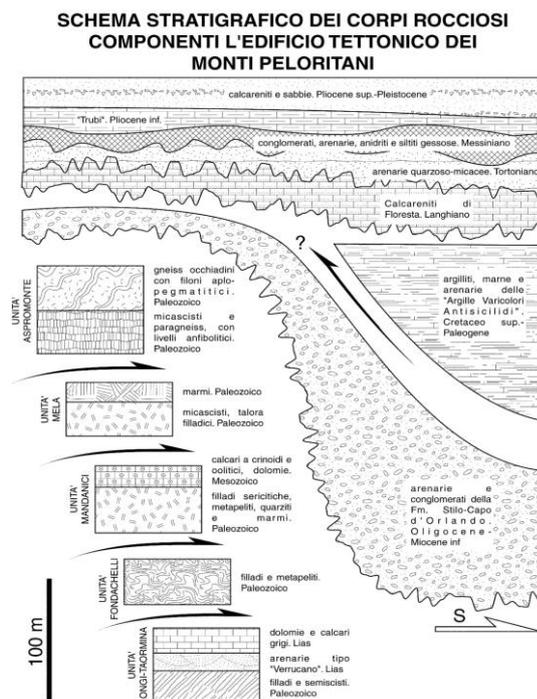


Fig. 3.1 – Schema tettono – stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

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.

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, 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 & 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 ed impilato con polarità meridionale le diverse unità tettoniche.

Il fronte esterno dell’Arco Calabro, nei settori ionici sommersi antistanti la Calabria è attualmente soggetto a processi di sovrascorrimento (Finetti, 1982; Finetti *et al.*, 1996), mentre nei settori tirrenici sono in atto processi di assottigliamento crostale iniziati a partire dal Miocene superiore probabilmente conseguenti a fenomeni di collasso della catena legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico (Giunta *et al.*, 2000a; Pepe *et al.*, 2000). Le unità tettoniche di primo ordine sono limitate da estese superfici di *thrust* a basso angolo, e spesso mostrano piegamenti alla meso- e macroscale e delle dislocazioni fragili successive. Le superfici di sovrascorrimento principali esprimono l’effetto della fase deformativa alpina oligo – miocenica, attraverso la quale si è determinata la sovrapposizione tettonica delle unità di primo ordine, mentre le dislocazioni successive (mediamente ad angolo più elevato) ed i piegamenti delle superfici di sovrascorrimento appaiono riferibili alle fasi tettoniche del Miocene sup. e del Plio – Pleistocene. Lungo i contatti tettonici di primo ordine, specie tra le unità Fondachelli e Mandanici, e tra queste e l’Unità Aspromonte, sono presenti lembi di successioni sedimentarie meso – cenozoiche (“trucioli tettonici” degli Autori), interessati a luoghi da metamorfismo alpino di basso grado.

Nei Monti Peloritani le geometrie dei sovrascorrimenti sono spesso di tipo *ramp – flat – ramp* (Nigro, 1994; Giunta & Nigro, 1998) o date da strutture di tipo duplex di vario ordine (Nigro, 1994;

Giunta & Somma, 1997). Tali geometrie, e la presenza di una pronunciata disarmonia nel piegamento, sono determinate dalla presenza di una serie di superfici di scollamento ad andamento regionale che si impostano sia all'interno dei basamenti prealpini sia all'interno delle loro coperture sedimentarie mesozoico – terziarie.

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

Nell'intervallo Langhiano – Serravalliano ulteriori strutture fuori sequenza coinvolgono anche le coltri "antisicilidi". Durante questo periodo si realizza la progressiva sovrapposizione tra le due porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la linea di Taormina che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

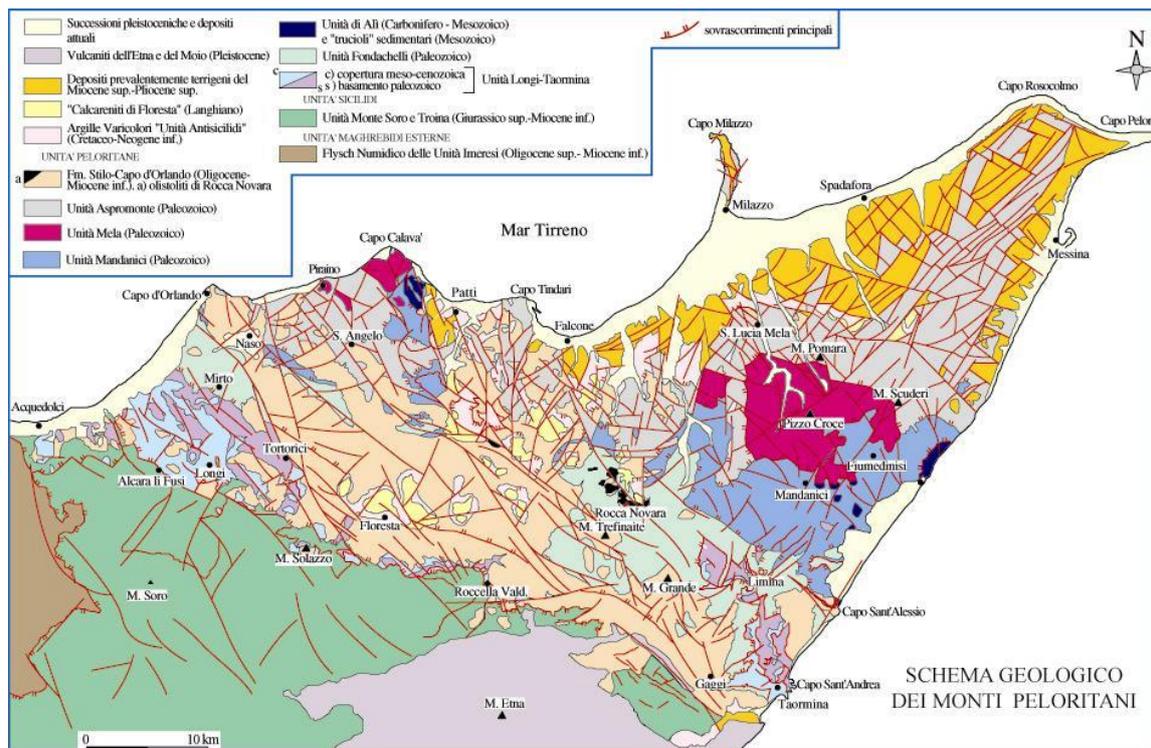


Fig. 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

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

Questo tipo di raccorciamenti si sarebbe protratto fino alla fine del Miocene quando i primi effetti connessi con l'evoluzione del bacino Tirrenico meridionale hanno determinato l'attivazione di 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 della 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 tettonogenesi coinvolge le aree più meridionali e il fronte della catena si sposta nelle aree marine del canale di Sicilia (Nigro & Renda, 1999).

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).

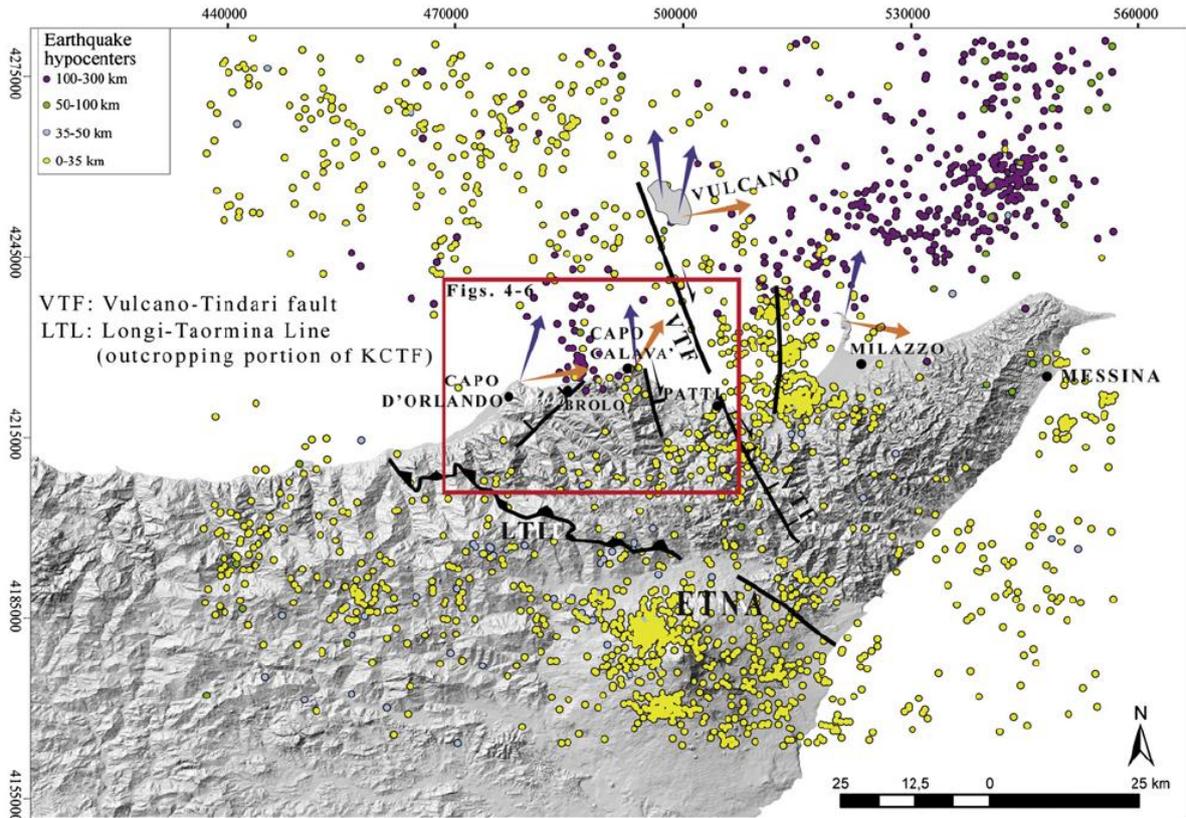


Fig. 3.3 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

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- 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, ed alla rotazione antioraria dell' Africa stabile (Giunta *et al.*, 1998; Renda *et al.*, 2000).

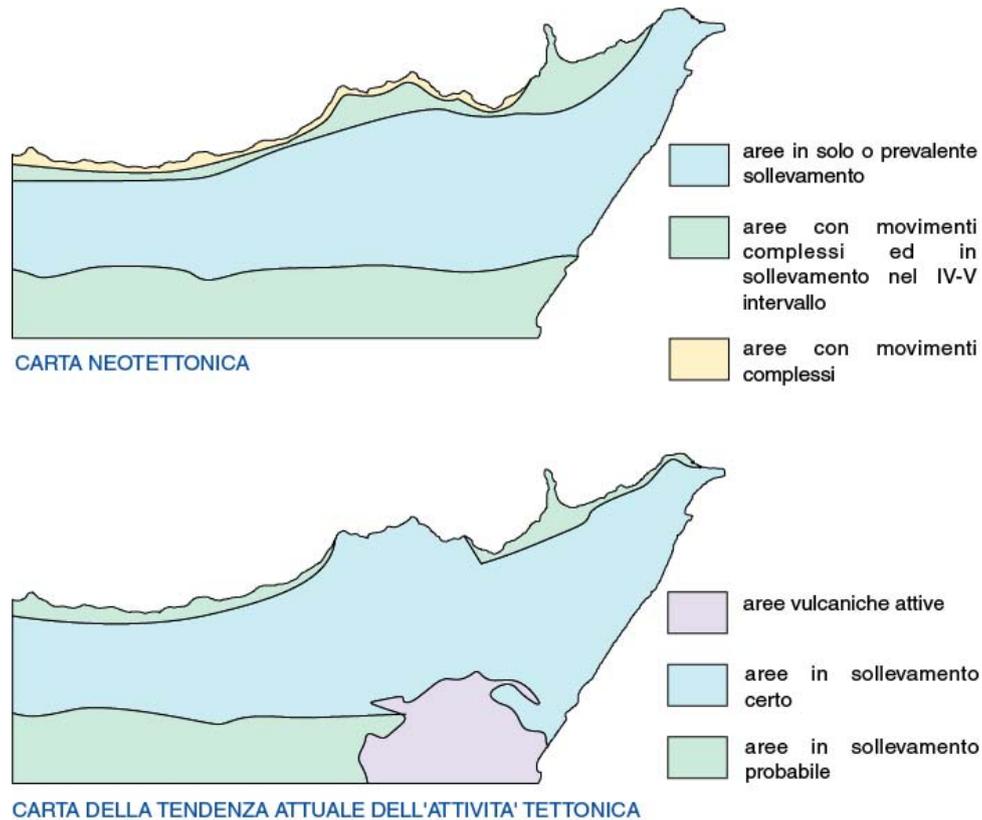


Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici

3.3. Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Oliveri

3.3.1. Caratteri morfologici

L'assetto morfologico della porzione settentrionale del territorio del comune di Oliveri è quello della fascia costiera peloritana con zone pianeggianti e con forme dolcemente degradanti verso la linea di costa, derivanti dal trasporto e deposito di ingenti quantitativi di clasti alluvionali nel Pleistocene; in tale zona ricadono il centro abitato di Oliveri e strutture viarie di primaria importanza. La pianura alluvionale passa ad occidente alla fascia collinare attraverso dei versanti ad elevata acclività, mentre ad oriente prevalgono delle aree terrazzate a debole declivio verso nord e forme addolcite; sia il settore collinare che la piana costiera sono incise dalle valli fluviali del Torrente Castello e del Torrente Elicona, che si caratterizzano per un letto fluviale sabbioso – ciottoloso. In particolare il Torrente Castello, il cui alveo è cementato, attraversa il centro urbano principale, mentre il Torrente Elicona segna il confine del territorio comunale, ad est, con il Comune di Falcone.

La fascia alto collinare è contrassegnata da rilievi con versanti scoscesi, soggetti all'azione erosiva delle acque di scorrimento superficiale, che trasportano e depositano a valle ingenti quantitativi di clasti alluvionali e, talora, da rotture di pendenza notevoli. Questa fascia è interessata da diversi tipi di dissesti.

Le quote variano dal livello del mare fino ai 350-400 metri s.l.m. in corrispondenza delle cime più alte. Gli elementi morfologici selezionati all'interno del territorio comunale sono scarpate di altezza minore e maggiore di 20 metri (25) con una lunghezza massima che può raggiungere e superare i 1000 metri, creste di displuvio (7) e cime isolate (7). Il diverso combinarsi di fattori geologici, morfologici e climatici dà luogo ad un'ampia varietà di fenomeni che differiscono per tipologia, cinematismo, caratteri evolutivi e dimensioni delle aree potenzialmente coinvolte.

Generalmente, la maggior parte dei fenomeni franosi identificati (103) sono eventi di riattivazione di movimenti superficiali, a cinematisma variabile, da lento (colate argillose) a rapido (fenomeni di crollo) che interessano il territorio per 1.76 km². La tipologia è, nella maggioranza dei casi, classificabile come colamento, soprattutto in litologie argillose, anche se si evidenziano alcune nicchie da distacco per crollo (in litologie più compatte e cementate). Nelle aree di massimo rischio geomorfologico (R4) ricadono su un tratto dell'autostrada A20 Messina-Palermo in prossimità dello svincolo Tindari Sud e alcuni tratti della S.S. 113.

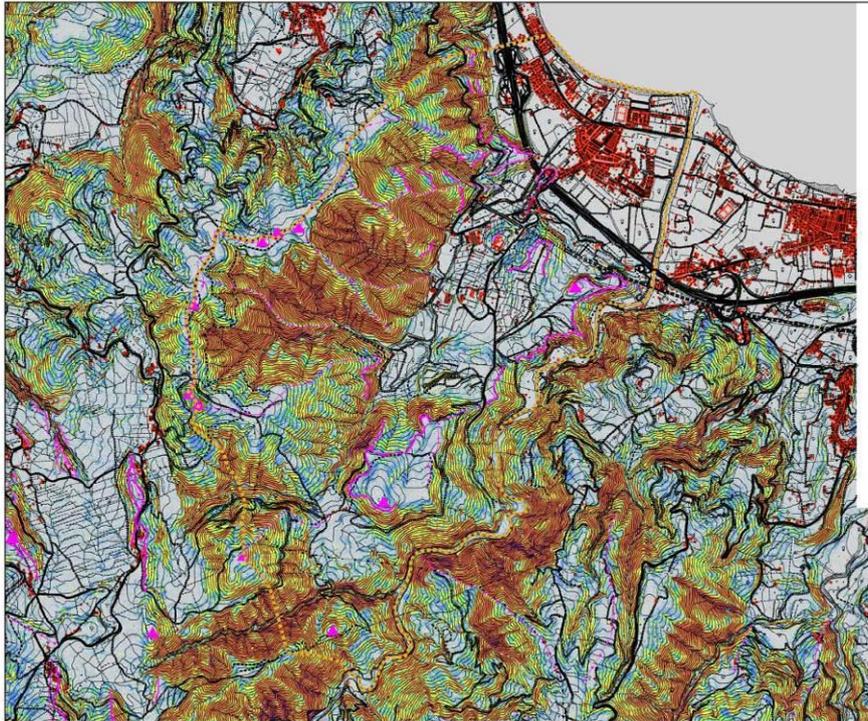


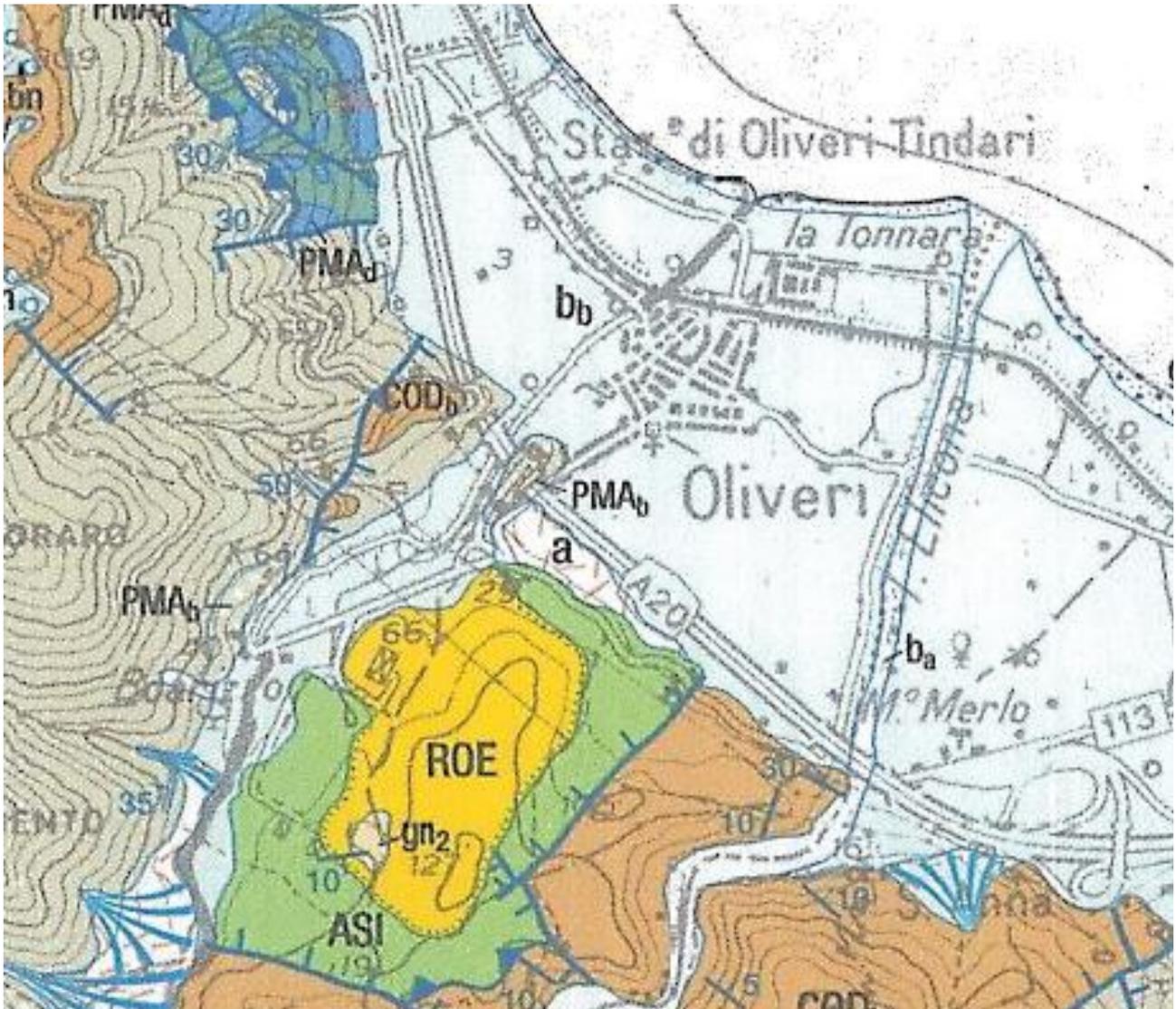
Fig. 3.5 - Carta delle acclività

Cod. Elemento	Tipo Elemento	N° elementi Individuati	Lunghezza Massima (m)	Lunghezza Media (m)
5041	Scarpate con altezza inferiore a 20 m	4	345	269
5042	Scarpate con altezza superiore a 20 m	21	1167	343
5060	Creste di displuvio	7	1107	707
6010	Cime isolate	7		

Tab. 3.1 - Tabella degli elementi morfologici individuati dal presente studio e dai dati di letteratura.

3.3.2. Litostratigrafia

L'assetto litostratigrafico del territorio comunale è costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili all'Unità dell'Aspromonte. Sui terreni metamorfici poggiano in discordanza le facies arenaceo – pelitiche del Flysch di Capo d'Orlando cui sono sovrapposte tettonicamente le Argille Scagliose Antisicilidi. Seguono verso l'alto sabbie e calcareniti, con intercalazioni argillose, del Pliocene – Quaternario. I terreni più recenti sono costituiti da depositi terrazzati marini e fluviali e da alluvioni attuali e depositi di spiaggia (Fig. 3.6 e Tab. 3.2).



LEGENDA

a - depositi di versante

ba – depositi alluvionali attuali

bb – depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale

bn - depositi alluvionali terrazzati

gn2 – depositi marini terrazzati

ROE – Calcareniti bioclastiche – Formazione di Rometta – Pleistocene inferiore

ASI - Argille scagliose dei Monti Peloritani – Cretacico Superiore

CODb - Flysch di Capo D'Orlando: facies arenacea (arkose e arkose litiche) con intercalazioni di livelli argillo-marnosi.
Oligocene superiore - Burdigaliano

PMAb - Gneiss occhiadini, localmente con metagranitoidi - PMA_d – Marmi - Metamorfiti dell'Aspromonte – Paleozoico

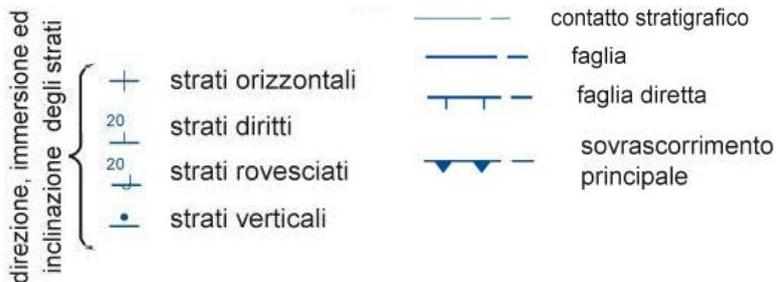


Fig. 3.6 – Carta geologica dell'area di Oliveri. Da uno stralcio del Foglio Geologico 600 "Barcellona Pozzo di Gotto" in scala 1:50.000 disponibile sul sito CARG-ISPRA.

3.3.2.1. Metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte (Paleozoico)

Di questa unità affiorano nell'area prevalentemente metamorfiti erciniche di alto e medio grado metamorfico, rappresentate da paragneiss passanti talora a micascisti cui si intercalano anfiboliti, meta-orneblenditi, rare granuliti e marmi. Il colore dominante è bruno rossiccio e presentano una scistosità ben sviluppata. Affiorano nella zona collinare che si sviluppa ad ovest della piana di Oliveri e sono incise dal Torrente Castello che isola un modesto rilievo sul quale è edificato il Castello. Nelle aree a modesta acclività le metamorfiti presentano estese coltri di alterazione. In alcuni casi originano costoni rocciosi e pareti subverticali, spesso intensamente fratturate, soggette a fenomeni di crollo.

3.3.2.2. Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore – Burdigaliano)

Sulle metamorfiti dell'Unità d'Aspromonte poggia in trasgressione il Flysch di Capo d'Orlando. Questa formazione è conosciuta in letteratura anche come "Formazione di Stilo – Capo d'Orlando" (Bonardi *et al.*, 1980). Si tratta di una potente successione torbiditica 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 arcossico – litica di colore grigio – giallastra 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.

Nell'area di Oliveri affiora in prevalenza la facies arenacea che costituisce piccoli lembi di modesto spessore sulle metamorfiti del settore del Castello. Affiora poi estesamente nel settore collinare che si sviluppa a sud-est di Oliveri. L'unità è anche presente nel sottosuolo della Piana di Oliveri come indicato dal sondaggio 083063P20 (v. cap. 4.1) che ne segnala il tetto alla profondità di circa 20 m (Archivio ISPRA). Lo spessore, in base al dato di sottosuolo, supera i 50 m.

3.3.2.3. Argille Scagliose dei Monti Peloritani (Cretacico Superiore)

Si tratta di argille varicolori scagliettate, a giacitura caotica cui si intercalano siltiti carbonatiche grigie. Possono contenere blocchi di quarzareniti giallastre tipo Flysch Numidico e livelli centimetrici di argilloscisti bituminosi e radiolariti. Questi depositi sono sovrascorsi durante il Miocene inferiore – medio sul Flysch di Capo d'Orlando e quindi, si trovano al di sopra dei terreni flyschoidi per contatto tettonico. Nell'area di Oliveri affiorano, molto alterate e, spesso, coperte da suoli, in una fascia pedemontana che si sviluppa attorno al cimitero. Si estendono nel sottosuolo della Piana di Oliveri dove sono incontrate dal sondaggio 083063P20. Lo spessore è stimato in circa 30 m.

3.3.2.4. Calcareniti e Sabbie (Pliocene Sup. – Pleistocene)

Si tratta di calcareniti organogene con pectinidi, ostreidi e brachiopodi, a stratificazione incrociata o pian parallela con diverso grado di cementazione. Passano lateralmente o superiormente a sabbie bioclastiche giallastre. A luoghi sono presenti intercalazioni di argille. Nell'area costituiscono un terrazzo (Contrada Isola) alla base del quale insiste il cimitero di Oliveri. Lo spessore oscilla fra 20 e 30 m.

Sabbie limose e argillose grigie con lamellibranchi, di probabile età Pleistocenica sono documentate nel substrato della piana alluvionale di Oliveri, in prossimità del Torrente Elicona, dal sondaggio S1 (Provincia di Messina). Questi depositi, la cui estensione areale e verticale non è definita possono rappresentare una facies eterpica alle calcareniti.

3.3.2.5. Depositi alluvionali (Pleistocene – Olocene)

Si tratta di depositi prevalentemente incoerenti con diverso grado di addensamento costituiti in prevalenza da sabbie con tenori variabili di ghiaie e limi. Questi depositi si estendono nelle valli fluviali dei Torrenti Castello ed Elicona e formano la piana alluvionale di Oliveri, dove, in base agli scarsi dati di sottosuolo, è possibile indicare uno spessore di circa 16 metri (sondaggio S1 Provincia di Messina). Nella fascia pedemontana della piana lo spessore si riduce progressivamente fino a lasciar posto al substrato metamorfico (nel settore sud – occidentale) o alle argille scagliose e al Flysch di Capo d'Orlando (settore meridionale e sud – orientale).

3.3.2.6. Depositi alluvionali e depositi di spiaggia in evoluzione (Attuale)

Anche questi depositi sono caratterizzati da miscele sabbie, ghiaie e limi, in genere poco addensati ed occupano l'alveo del Torrente Elicona, oltre a costituire il cordone, prevalentemente sabbioso della spiaggia di Oliveri.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	depositi alluvionali e costieri in rielaborazione	Attuale	Sabbie, ghiaie e limi	3-10 m
	Depositi alluvionali	Pleistocene - Olocene	Sabbie, ghiaie e limi	15-20 m
	Sabbie e calcareniti	Pliocene Superiore - Pleistocene	calcareniti organogene e sabbie bioclastiche passanti a sabbie fini limose	20-30 m
contatto tettonico	Argille Scagliose Antisicilidi		argille varicolori scagliettate, a giacitura caotica	30-50 m
contatto stratigrafico discordante	Flysch di Capo d'Orlando (facies arenacea)	Oligocene superiore - Burdigaliano	arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzate 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.	Localmente non definibile
	Unità dell'Aspromonte	Paleozoico	basamento metamorfico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti, con intercalati grossi corpi di gneiss occhadini, gneiss anfibolitici e metagranitoidi, lenti di anfiboliti, marmi a silicati e quarziti.	Localmente non definibile

Tab. 3.2 – Rappresentazione schematica della successione litostratigrafica del settore di Oliveri

3.3.3. Lineamenti tettonici di Oliveri

I principali lineamenti tettonici che interessano il territorio di Oliveri sono riportati nello stralcio del Foglio Geologico in scala 1:50.000 n. 600 "Barcellona Pozzo di Gotto", realizzato nell'ambito del progetto CARG-ISPRA (Fig. 3.5).

Nel settore occidentale del territorio comunale, sono presenti alcuni sovrascorrimenti che mettono a contatto metamorfiti di diverso grado e composizione dell'Unità d'Aspromonte.

Nella zona pedemontana sono inoltre riportate due faglie dirette, con direzione subparallela NNE-SSW che ribassano il settore centro meridionale dell'area, occupato dai depositi Plio-Pleistocenici. Queste faglie potrebbero anche estendersi al di sotto della piana alluvionale di Oliveri interessando il sottosuolo dell'area urbana. La loro possibile prosecuzione è stata ipotizzata nella carta Geologico-Tecnica.

L'esistenza di una ulteriore faglia diretta, sub-parallela alla precedente, è inferita, in questo studio, sulla base del sondaggio 083063P20 (v. cap 4.1). Tale faglia produrrebbe il ribassamento, ad est, del substrato metamorfico affiorante nell'area del Castello e porterebbe a contatto le metamorfiti con le Argille Scagliose Antisicilidi.

Un cenno a parte merita la Faglia Tindari-Novara di Sicilia localizzata dal catalogo ITHACA nella Piana di Oliveri con decorso da NNW – SSE. Tale struttura, probabilmente corrispondente alla struttura sismogenetica "Patti-Eolie", risulta di difficile localizzazione e viene inferita sulla base del posizionamento riportato dallo stesso Catalogo ITHACA.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1. Il database

I dati geotecnici e geofisici di base utilizzati per lo studio consistono di:

- 1) Dati pregressi ritenuti utili ai fini degli studi tra quelli resi disponibili da Amministrazioni pubbliche e/o private (Tabb. 4.1 e 4.2);
- 2) Rilevamenti geologici di controllo sul terreno;
- 3) Misure passive del rumore ambientale, mediante tecnica a stazione singola.

I dati geotecnici raccolti ai fini dello studio derivano da:

- a) Comune di Oliveri – Progetto di variante con ampliamento del piano per gli insediamenti produttivi riguardante le aree in zona (Dr. Geol Michele Orifici, gennaio 2012);
- b) Provincia Regionale di Messina – indagini geognostiche per i lavori di costruzione del ponte per il collegamento tra i comuni di Oliveri e Falcone (Me) (Dr. Geol. Salvatore Perdichizzi);
- c) Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984);
- d) Comune di Oliveri – Carta delle isofreatiche allegata al PRG.

Indagini Oliveri	QUANTITA'
Revisione PRG	
Sondaggi a carotaggio continuo	3
Prelievo campioni nei sondaggi	2
Prove penetrometriche del tipo SPT	2
Prove piezometriche	1
Ponte di collegamento tra il Comune di Oliveri e il Comune di Falcone	
Sondaggi a carotaggio continuo	1
Prelievo campioni nei sondaggi	3
Analisi di laboratorio (analisi granulometriche ed indagini geotecniche)	3
Prove penetrometriche del tipo SPT	1
Indagini sismiche di tipo Down Hole	1
Microtremori a stazione singola (HVSR) Unipa	
Indagini sismiche di tipo HVSR	23
Catalogo ISPRA	
Sondaggi a carotaggio continuo	1

Tab. 4.1 – Prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio disponibili e di nuova acquisizione che riguardano il territorio comunale di Oliveri con indicazione della provenienza dei dati

TOTALE PROVE: OLIVERI	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	5
Prelievo campioni nei sondaggi	5
Analisi di laboratorio (analisi granulometriche ed indagini geotecniche)	3
Prove penetrometriche del tipo SPT	3
Prove piezometriche	1
Indagini sismiche di tipo Down Hole	1
Indagini sismiche di Microtremori stazione singola (HVSR)	23

Tab. 4.2 – Sintesi delle prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio che riguardano il territorio comunale di Oliveri

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 rigido.

Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m e per la loro descrizione è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (leggermente modificato, ASTM, 1985), un sistema di classificazione dei suoli, utilizzato sia in ingegneria che 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>	<i>Grado di fratturazione</i>
Metamorfiti dell'Aspromonte	Lapideo	LP	Non stratificato	Medio-elevato

Tab 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato

Terreni di copertura

Depositi di piana alluvionale	SM Sabbie limose, miscela di sabbia e limo. Intercalazioni nel substrato di GM Livelli di ghiaie sabbioso-limose.
Depositi di spiaggia attuali	GP Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscele di ghiaia e sabbia.
Depositi alluvionali attuali	GM Ghiaie limose, miscele di ghiaia, sabbia e limo.

Tab 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

4.3. Indagini geofisiche precedenti

Per la determinazione della velocità delle onde di compressione V_p e di quella delle onde di taglio V_s sono stati presi in considerazione i risultati dell'unico profilo verticale Down Hole (083063P4-DH11) disponibile tra i dati geofisici reperibili, dalla relazione per la costruzione del Ponte di collegamento tra il Comune di Oliveri e il Comune di Falcone. L'indagine 083063P4-DH11 è stata eseguita con un sismografo MAE A6000S corredato da un singolo geofono da foro a 5 componenti (1 verticale e 4 orizzontali per consentire uno stacking dei segnali trasformati per rotazione). Le misure dei tempi di propagazione delle onde di compressione e di taglio sono state acquisite fino ad una profondità massima di 30 m, con passo pari a 1 m. I due modelli di velocità ottenuti presentano una discontinuità a 15 – 18 m, in accordo con la stratigrafia del sondaggio geognostico 083063P4. L'attendibilità di questa indagine va comunque considerata limitata per i seguenti motivi: non si può valutare la precisione del *picking* delle fasi perché nella relazione manca una adeguata rappresentazione dei dati sperimentali e non è descritta la tecnica adottata, la tecnica di inversione usata non è sufficientemente stabile, in particolare a causa del tipo di acquisizione di dati adottato. Possibili effetti delle carenze evidenziate sono: stime dei rapporti di Poisson

eccessivamente basse per i tipi litologici che costituiscono i primi 15 m di sottosuolo, la stima del parametro V_{s30} (pari a 461 m/s) probabilmente errata per eccesso.

4.4. Il metodo HVSR

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

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

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

Si può dimostrare che in corrispondenza alle frequenze di risonanza di una sequenza di strati, il rapporto tra gli spettri delle componenti orizzontale e verticale delle vibrazioni del suolo prodotte da sorgenti naturali, che viene indagato nel metodo HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) presenta dei picchi generalmente indicativi delle frequenze di risonanza (Fig. 4.2). Ma è ovvio che non necessariamente un picco del segnale HVSR debba essere attribuito ad una frequenza di risonanza di strutture sepolte. Esso potrebbe dipendere da caratteristiche delle sorgenti del rumore o da complessi fenomeni interferenza e focalizzazione di onde P ed S. Opportune tecniche di analisi dei dati permettono, comunque, di discriminare con buona frequenza di successo i picchi spettrali da attribuire alla propagazione ondosa dagli effetti di sorgente.

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

sovrapposizione di onde sismiche superficiali e di volume, considerando che l'effetto di sito sia causato dalla presenza di uno strato sedimentario giacente su di un semispazio rigido (Fig. 4.3).

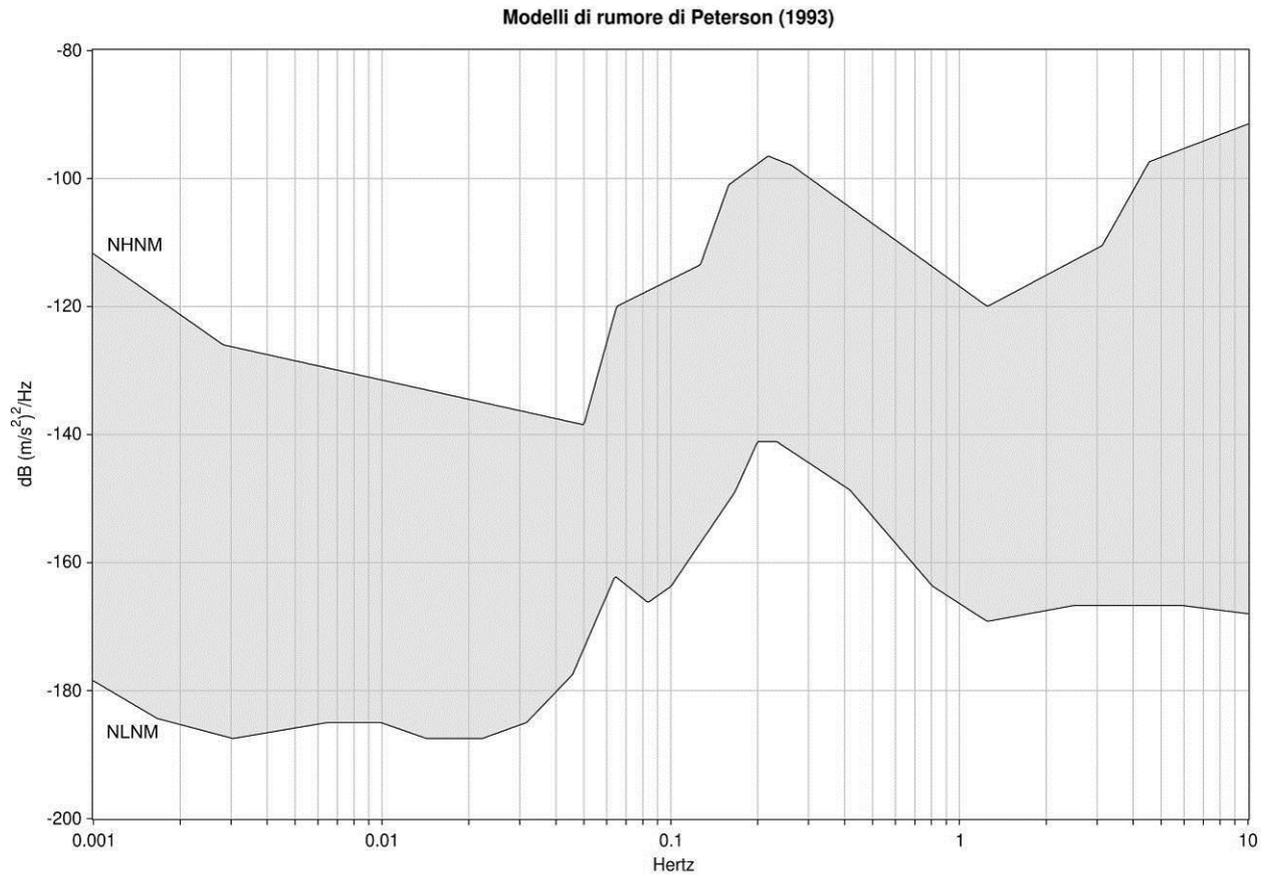


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

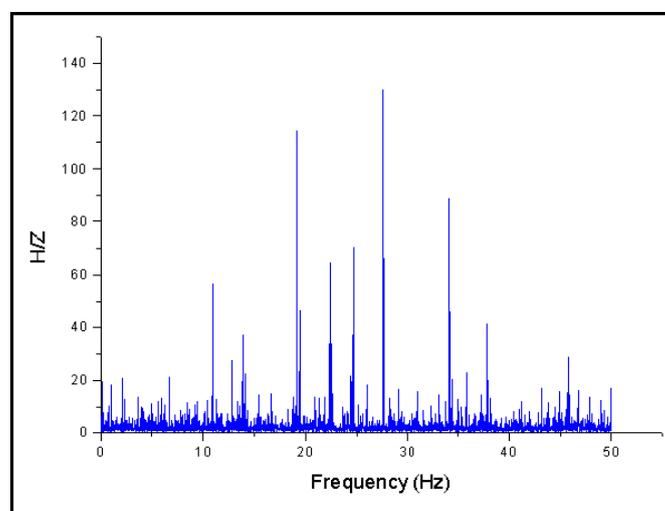


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

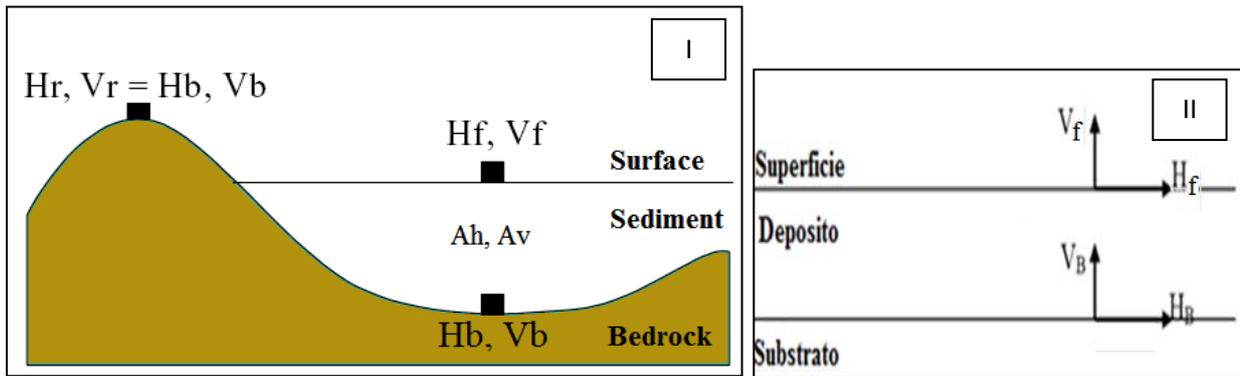


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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

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

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

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

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

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

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

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 23 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini. Di questi, 14 punti sono stati ubicati all'interno della zona oggetto della microzonazione. Gli altri 9 punti, esterni all'area, sono stati utilizzati per ottenere ulteriori informazioni sul contesto geologico e per ottimizzare le condizioni a contorno nell'algoritmo di interpolazione delle frequenze di vibrazione e della quota del bedrock sismico.

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 rumore microsismico 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 segnale 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 rumore. 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

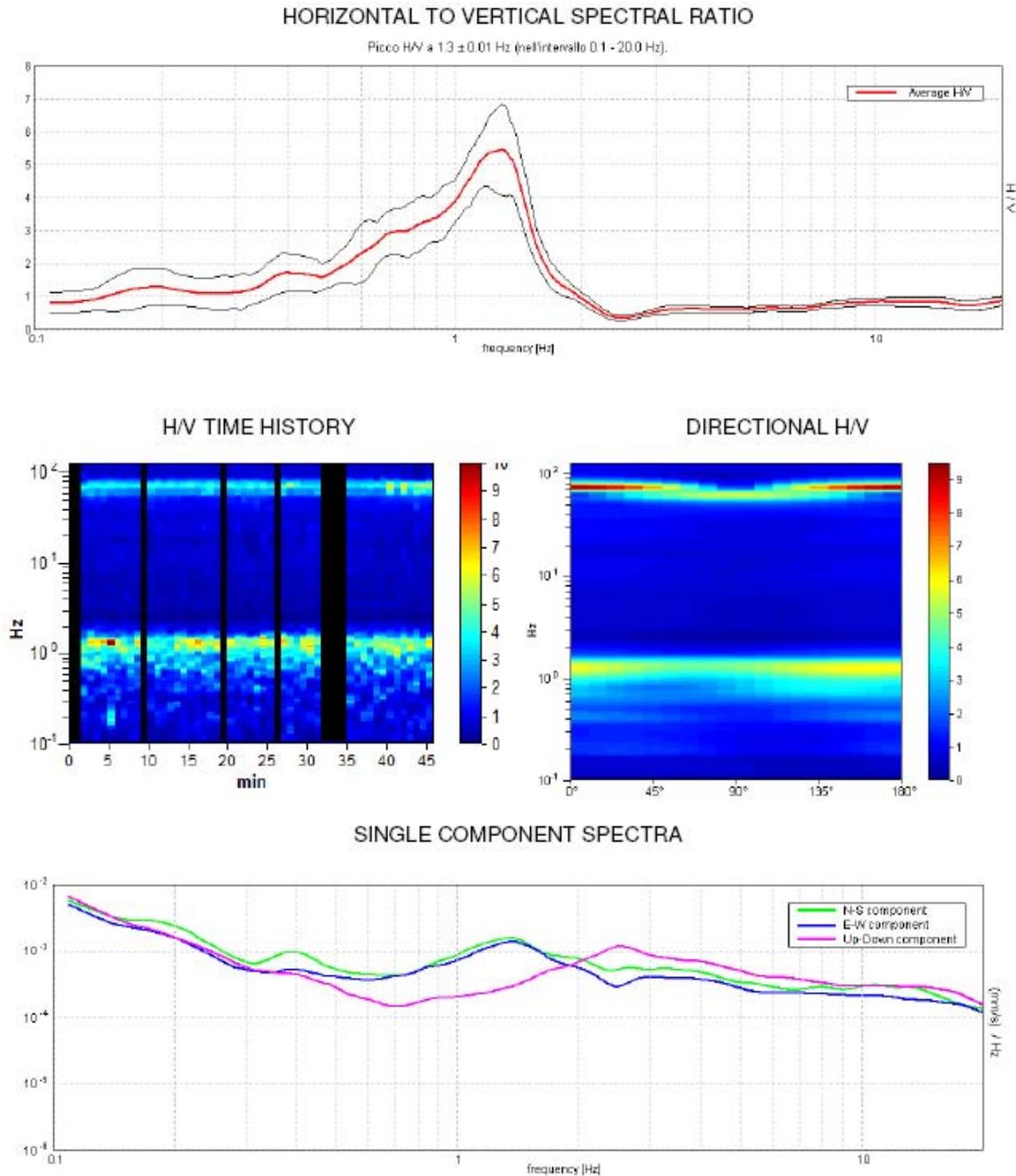


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083063P14-HVSR27

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Oliveri 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 urbano (Fig. 4.5). Tutti i picchi significativi, relativi alle curve HVSR, sono stati inseriti nella Tab. 4.5. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.5. 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 ricoprissero porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.6). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare soltanto due cluster e tale discriminazione è realizzata mediante

una semplice soglia di frequenza il cui valore ottimale, determinato tenendo in considerazione anche le correlazioni litologiche dell'area esaminata, è risultato di 2.5 Hz.

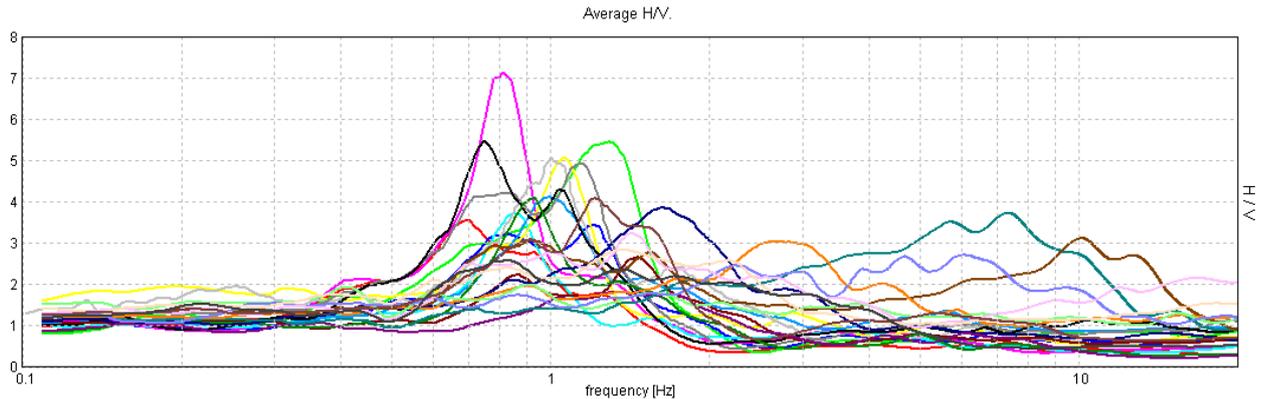


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 23 stazioni singole

Misure HVSR	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	Profondità bedrock sismico
083063P13-HVSR26	0.7	3.54					73
083063P14-HVSR27	1.3	5.44					39
083063P16-HVSR29	0.82	3.2	1.2	3.44			42
083063P18-HVSR31	0.81	7.12					61
083063P19-HVSR32	0.86	3.72					60
083063P17-HVSR30	1.06	5.15					48
083063P15-HVSR28	0.98	4.12					48
083063P10-HVSR23	1.03	1.27	1.8	2.1			50
083063P11-HVSR24	0.85	4.2	1.13	4.92			45
083063P12-HVSR25	0.75	5.48	1.1	4.3			64
083063P7-HVSR20	0.85	2.2	1.45	2.65			33
083063P9-HVSR22	0.94	4.1					32
083063P5-HVSR18	1.63	3.85					31
083063P6-HVSR19	1.3	1.81					29
083063P8-HVSR21	7.34	3.73					9
083063P21-HVSR35	0.9	3.1	1.5	2.8	10.14	3.1	53
083063P21-HVSR34	2.64	3					25
083063P24-HVSR37							0
083063P27-HVSR40	2.2	2.5	4.8	2.7	6.08	2.8	31
083063P25-HVSR38	1.41	3.2					43
083063P26-HVSR39	1.36	2.8	2.2	2.5			39
083063P28-HVSR41	0.92	3.1	1.22	4.1			42
083063P23-HVSR36	0.83	2.5	1.3	2.4			60

Tab. 4.5 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati. I punti in evidenza ricadono all'interno nell'area oggetto di microzonazione

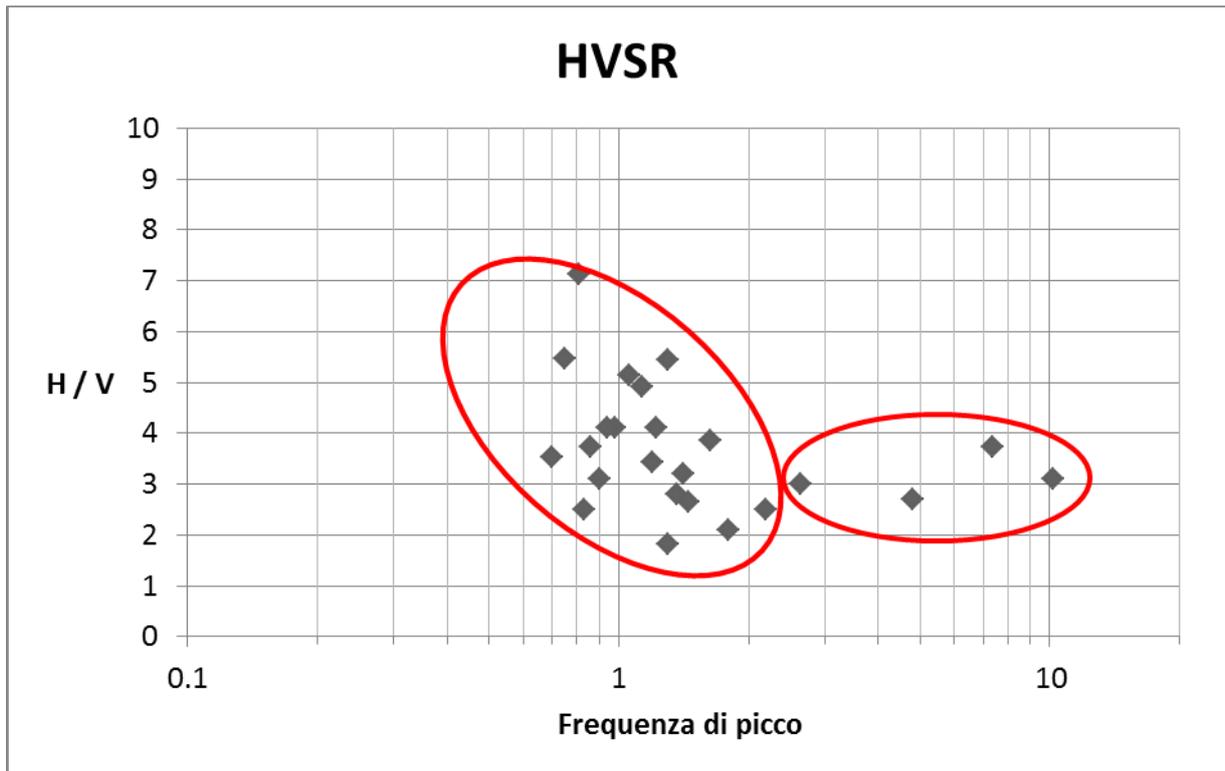


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione dei cluster utilizzati per la costruzione delle carte delle frequenze

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, dai limitati dati di sottosuolo provenienti dai sondaggi e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio, hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico – tecnico del sottosuolo presente al di sotto del centro urbano di Oliveri. Il modello è da ritenersi preliminare e la distribuzione, le caratteristiche geotecniche e l'accertamento di eventuali discontinuità dei corpi rocciosi presenti nel sottosuolo 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. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico-Tecnica.

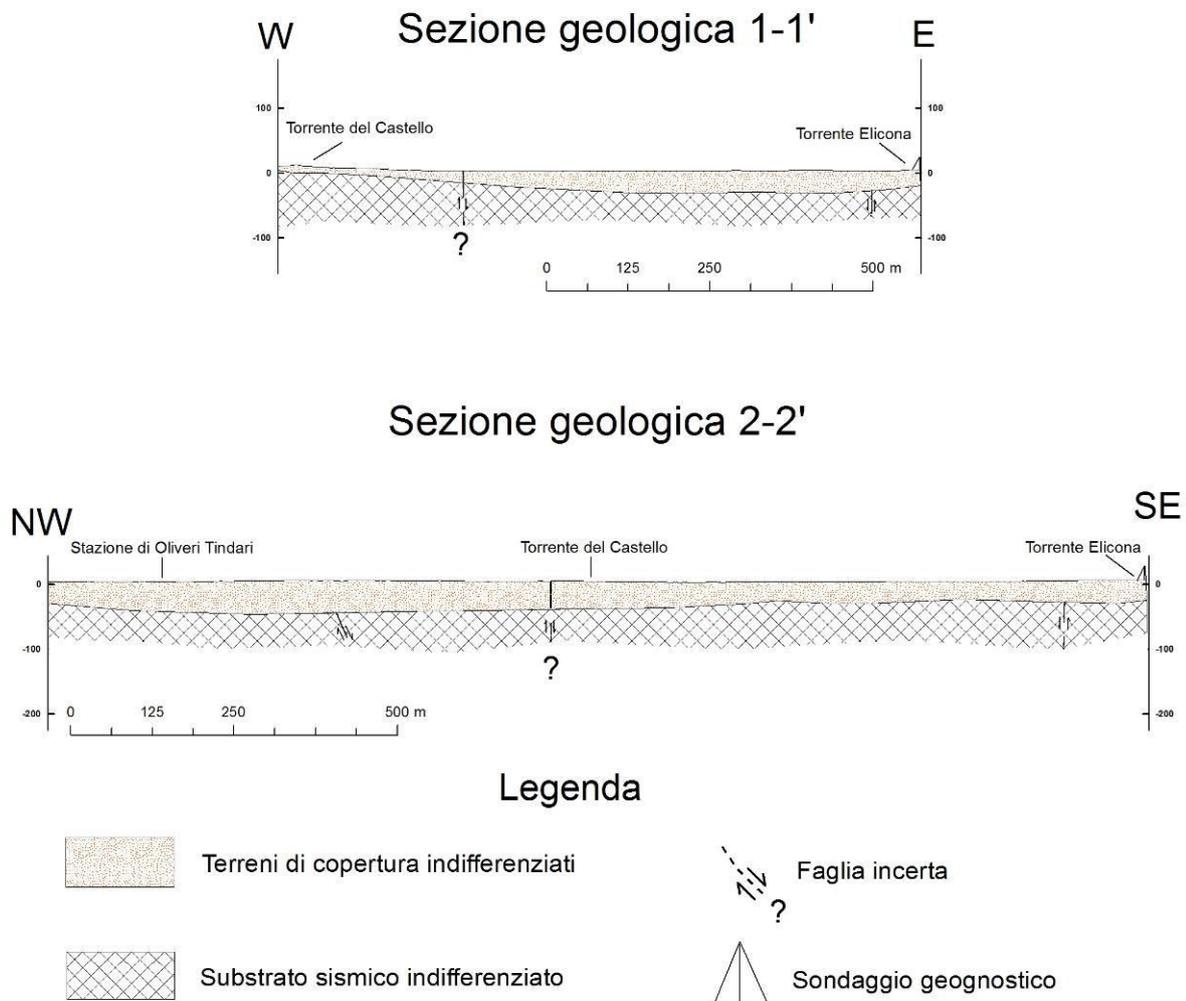


Fig. 5.1 – Sezioni geologiche della Piana di Oliveri (per l'ubicazione si veda la carta geologico-tecnica).

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

Sulla base di dati pregressi relativi alla configurazione geologica del sottosuolo e di informazioni dedotte da misure dirette in foro (sondaggio 083063P4-DH11) è stato possibile tentare una prima identificazione e modellazione dell'interfaccia geologica responsabile dei fenomeni di risonanza che hanno generato i picchi osservati nel segnale HVSR.

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

Per le motivazioni indicate nel par. 4.3, per l'inversione della curva HVSR relativa al punto più vicino al sondaggio 083063P4-DH11 si sono utilizzati come vincoli gli spessori degli strati osservati nella perforazione, ma si è preferito non prendere in considerazione i valori di velocità delle onde S dedotti dall'indagine Down Hole. Le stime di V_s ottenute imponendo questi vincoli geometrici sono risultati, d'altra parte, compatibili, secondo le informazioni disponibili in letteratura, con i valori di velocità di propagazione delle onde di taglio delle litologie prevalenti nello strato di copertura. In particolare, le velocità medie delle onde di taglio delle coperture sono state considerate dell'ordine dei 200÷250 m/s in corrispondenza del materiale alluvionale e circa 350÷400 m/s in corrispondenza delle sabbie limose.

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall'inversione di alcuni sondaggi HVSR (Tab. 4.5, Fig. 5.2) 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 (Fig. 4.6).

In quasi tutte le misure HVSR eseguite sul materiale alluvionale (ad esclusione dei punti 083063P8-HVSR21, 083063P21-HVSR34, 083063P24-HVSR37 e 083063P27-HVSR40), si evidenzia infatti la presenza di un massimo nell'intervallo 0.7 – 1.4 Hz. Tale picco, dai risultati delle inversioni realizzate, sembra compatibile con una variazione discontinua delle velocità di propagazione delle onde di taglio che, da una profondità minima variabile tra 40 e 60 metri assume valori attribuibili ad un *bedrock* sismico (circa 800 m/s).

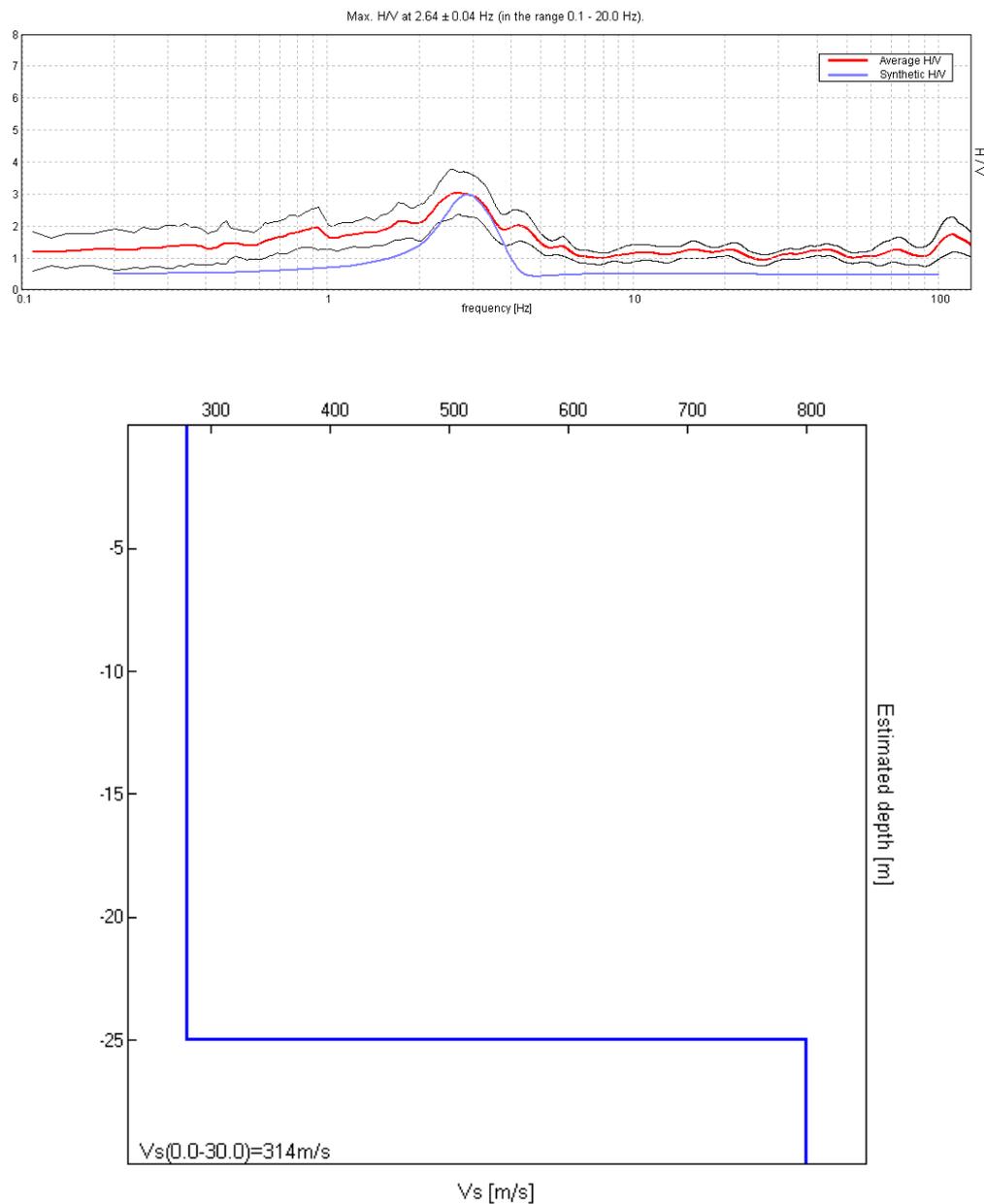


Fig. 5.2 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio (in basso) ottenuta dall'inversione del sondaggio 083063P21-HVSR34 (in alto).

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

6.1 Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

Il modello geologico – tecnico del sottosuolo di Oliveri prevede la presenza di uno strato superficiale di depositi clastici incoerenti costituiti da sabbie con tenori variabili di ghiaie e limi il cui spessore è definito soltanto in prossimità del Torrente Elicona (sondaggio 083063P4), ove è compreso fra 16 e 17 metri.

In questo settore, al di sotto della coltre alluvionale, sono presenti delle miscele di sabbie fini e limi con lamellibranchi. La falda freatica viene posta nel sondaggio ad una profondità di 7,5 m. Nella vasta area della Piana che si sviluppa ad ovest del Torrente Elicona non sono disponibili dati di indagini dirette tuttavia, sulla base della carta delle isopiezometriche allegata al PRG si evince la presenza della falda freatica a profondità inferiori a 15 m in tutta la piana alluvionale.

Le indagini HVSR evidenziano la presenza del *bedrock* sismico a profondità variabili fino a 70 m in prossimità della Foce del Torrente Elicona.

I dati disponibili non permettono di definire l'eventuale estensione nell'area del centro urbano delle faglie ad andamento NE-SW che ribassano progressivamente, verso est, il substrato metamorfico. Sulla base del sondaggio 083063P20 (archivio ISPRA), si ipotizza una significativa dislocazione tettonica con tale orientazione, non segnalata dalle carte geologiche consultate che, in prossimità del Torrente Castello, mette a contatto le AS con il basamento cristallino. I dati geofisici acquisiti sono compatibili con tale soluzione.

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

- a) Caratteristiche geotecniche e spessore dei depositi della piana alluvionale;
- b) Litologia e geometria dei corpi rocciosi al di sotto della coltre alluvionale;
- c) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti;
- d) Presenza della Faglia Tindari – Novara di Sicilia, presente nel catalogo ITHACA dell'ISPRA e che attraverserebbe da nord a sud, secondo il posizionamento fornito da ITHACA, l'abitato di Oliveri (v. carta Geologico – Tecnica).

E' evidente come le sezioni geologiche, elaborate sulla base dei pochi dati disponibili distribuiti in modo piuttosto irregolare, debbano essere considerate soltanto come una prima approssimazione alla definizione di un modello geologico-tecnico di sottosuolo di Oliveri.

Per giungere ad una caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica del sottosuolo sufficientemente dettagliata, sarà necessario pertanto programmare, per il secondo livello di indagini di microzonazione, un piano di indagini geofisiche e geotecniche in grado di integrare ed estendere le informazioni acquisite nella fase precedente.

Un primo passo nella programmazione delle indagini di esplorazione multidisciplinare del sottosuolo sarà la progettazione di una indagine sismica a che consenta uno studio integrato della propagazione di fasi P ed SH a grande angolo e di onde di superficie. Tale indagine dovrebbe essere caratterizzata da una profondità d'indagine sufficiente alla determinazione accurata del parametro Vs30 e consentire di definire, con modelli almeno bidimensionali, particolari geometrie sepolte, potenzialmente causa di amplificazione del moto del suolo.

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

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 Oliveri non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. Per le considerazioni espresse nel par. 4.4, la velocità di propagazione delle onde di taglio compatibile con i vincoli sugli spessori degli strati, che è stato possibile imporre nell'inversione di un'unica curva HVSR acquisita in prossimità di una perforazione, sono stati adottati anche nell'inversione delle altre curve. Si è cioè assunta una struttura stratificata del sottosuolo, con strati omogenei separati da interfacce ondulate. I valori di velocità utilizzati sono comunque risultati prossimi a quelli caratteristici dei litotipi presenti nell'area.

Nella valutazione dell'attendibilità della stima della profondità del bedrock sismico (interfaccia litostratigrafica caratterizzata dal passaggio da una velocità delle onde di taglio minore di 800 m/s ad una maggiore), bisogna considerare che gli andamenti rappresentati sono fortemente condizionati dal processo di interpolazione tra i punti di misura HVSR. I valori tra i punti di misura sono infatti da considerarsi solo delle possibili stime nell'ipotesi di minime variazioni laterali. Per

evitare interpolazioni tra profondità di interfacce dovute a strutture di diversa natura geologica e stratigrafica, si è deciso di raggruppare e correlare frequenze relative ad uno stesso cluster (Fig. 4.6). Tuttavia non è possibile escludere che anche frequenze appartenenti allo stesso cluster siano dovute a strutture differenti o viceversa.

Nei grafici dei rapporti spettrali HVSR relativi a ogni punto di misura sono stati individuati tutti i picchi significativi. Questi sono stati caratterizzati mediante la loro frequenza centrale e ampiezza. L'insieme delle coppie frequenza di picco/ampiezza HVSR, relative a tutte le misure di microtremore eseguite, è stato rappresentato in un grafico a dispersione per individuare, se possibile in modo puramente visivo, clusters di punti con probabile omogeneità del fenomeno generatore e pertanto interpolabili in una singola mappa, nell'ipotesi di lievi variazioni continue dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata ci si è limitati ad individuare non più di tre cluster significativi. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza possono essere altresì individuati punti anomali, attribuibili a effetti topografici o alla predominanza di sorgenti antropiche, che non vengono considerati per la costruzione delle carte.

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

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7.2. Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Descrizione	Tipo_ep
Picco isolato	6010
Cavità sepolta isolata	6020

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

7.3. Elementi di amplificazione topografica

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

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

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

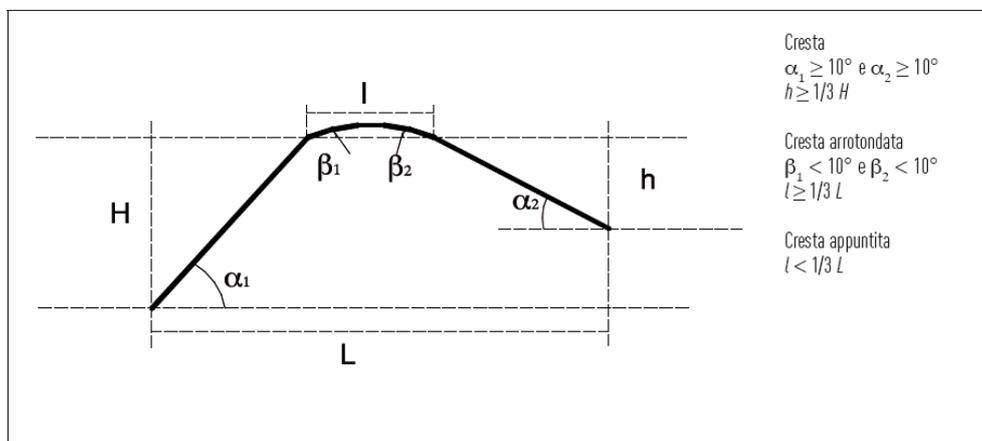


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

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

(H), nel caso di scarpate in contropendenza (per $h \geq 1/3H$ la situazione è da considerarsi una cresta appuntita); un'inclinazione al piede del fronte principale α pari almeno a 10° .

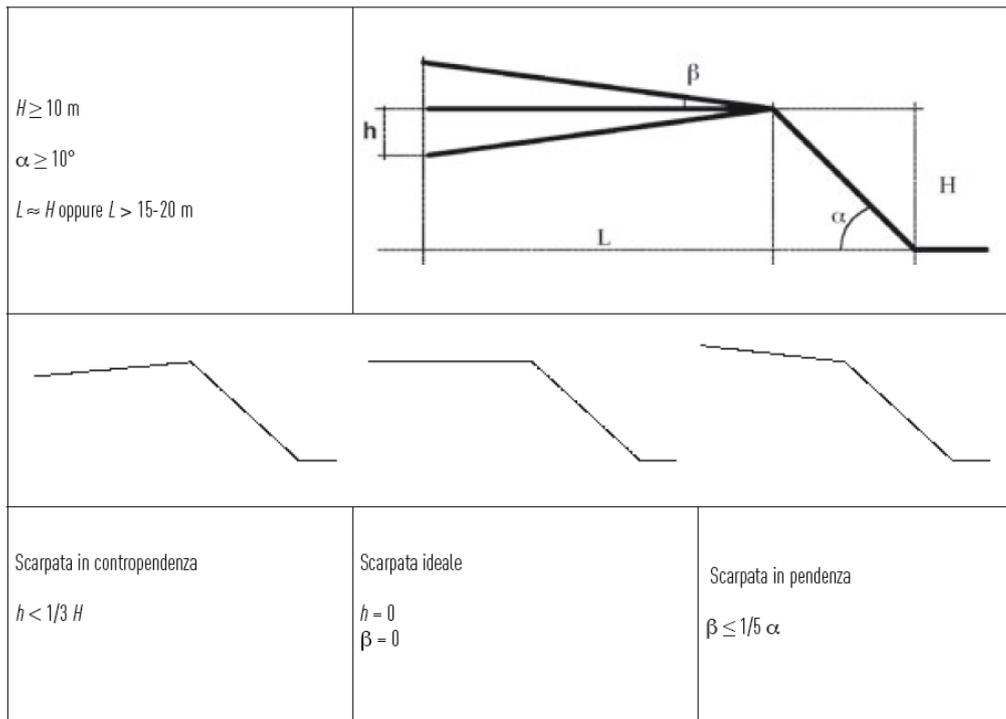


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

I criteri morfometrici e le soglie che connotano gli elementi morfologici di interesse, in quanto potenzialmente in grado di determinare condizioni di amplificazione sismica, suggeriscono come i concetti di scarpata o cresta normalmente utilizzati in ambito geomorfologico, richiedano nelle applicazioni finalizzate alla microzonazione un adattamento. Infatti, in geomorfologia si intende per scarpata una porzione di versante ad elevata acclività. Non esistono standard assoluti di riferimento circa l'angolo di inclinazione minimo per poter classificare un versante o una sua porzione come scarpata, ma è ben evidente come i valori di riferimento siano nell'ordine delle diverse decine di gradi.

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

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

In questa sede, si è scelto dunque di seguire una procedura che individua le linee di scarpata, corrispondenti a brusche variazioni di inclinazione, spesso associate a tratti di versante costituenti scarpate "in senso classico" (in parete o con inclinazioni tra 45° e 90°), ancorché, frequentemente, con altezze anche inferiori ai 10 m, procedendo poi ad analizzare, mediante la realizzazione di

sezioni topografiche di dettaglio, le caratteristiche morfometriche dei versanti, che vengono limitati superiormente dalle linee di scarpata riconosciute. Per ciascuna linea di scarpata, vengono realizzati uno o più profili, in modo da fornire un'indicazione della variabilità spaziale delle caratteristiche morfometriche; queste ultime dipendono infatti dall'assetto geomorfologico del versante lungo cui si imposta la linea di scarpata, così come dalla morfodinamica del versante stesso.

Analisi delle pendenze

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

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

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

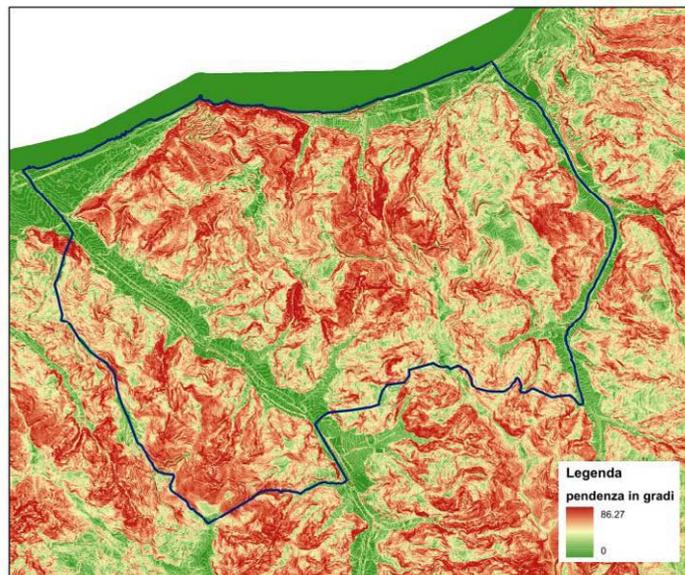


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

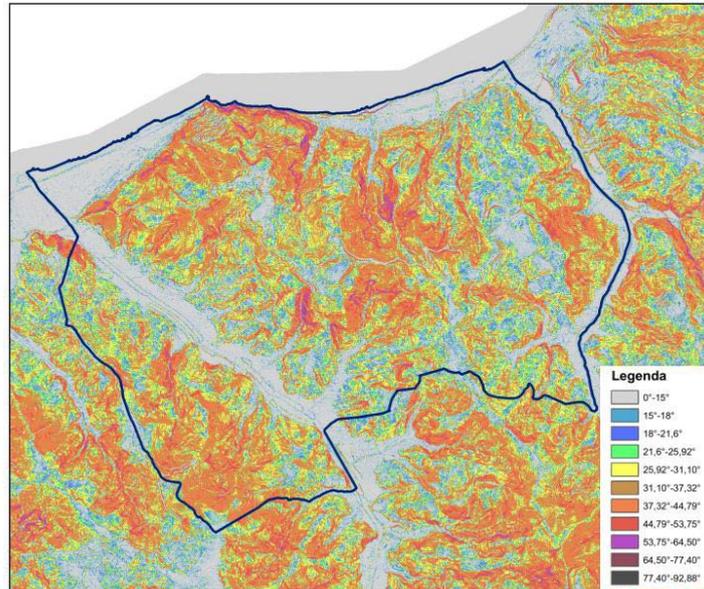


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

Individuazione degli elementi morfologici

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

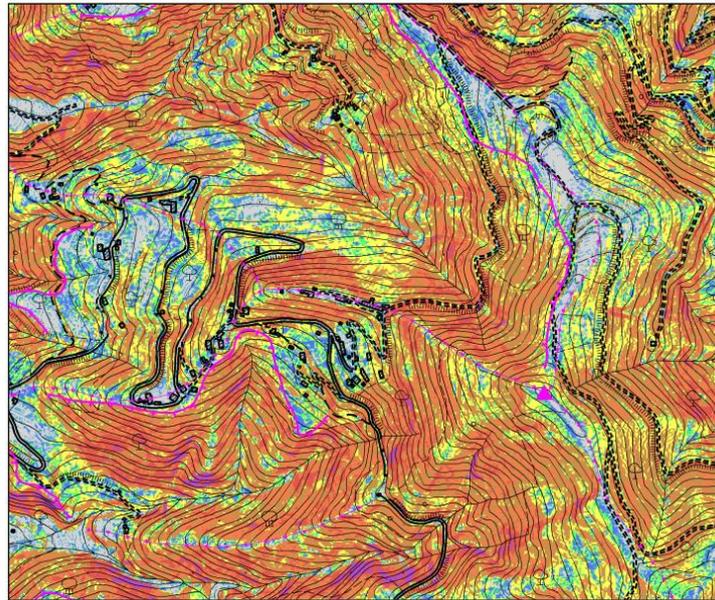
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze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

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

Le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:

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

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



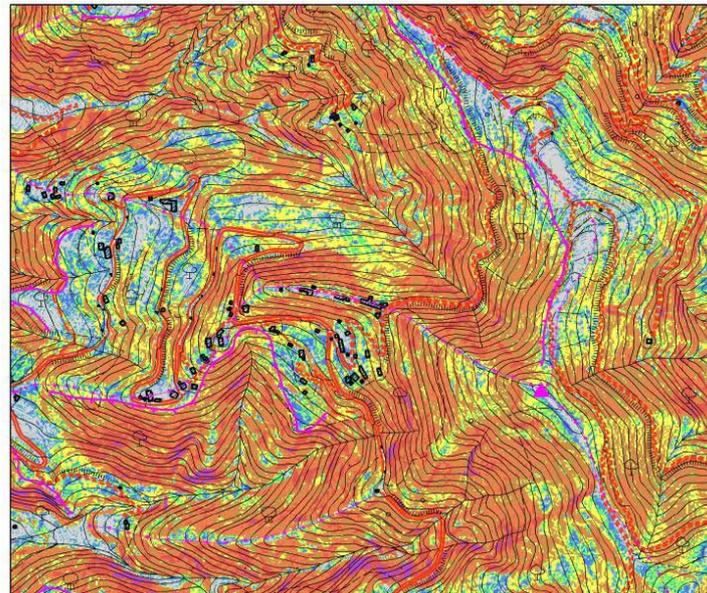
Legenda

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

Elementi morfologici

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

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



Legenda

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

Elementi morfologici

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

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

7.4. Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze

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

8. ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1. Carta delle indagini

Le indagini presenti all'interno del territorio del Comune di Oliveri sono state ricavate da precedenti campagne di indagini, rese disponibili da pubbliche amministrazioni e da nuove acquisizioni effettuate per il presente studio (cfr. par. 4.1).

Per quanto riguarda la loro distribuzione, esse sono localizzate prevalentemente all'interno della piana costiera. In particolare due sondaggi a carotaggio continuo (083063P2 e 083063P4) su cui sono state eseguite prove penetrometriche, analisi su campioni e misure dei livelli piezometrici e acquisite misure di *down hole*, si trovano in prossimità della sponda sinistra del Torrente Elicona. Un altro sondaggio (083063P3) si trova al limite meridionale della piana in località Case Pareti ed un altro (083063P20) si trova alla base sud – orientale del rilievo del Castello. Un altro sondaggio (083063P1) si trova al di fuori del campo carta in località Contrada Isola, posta quasi 2 km sud del centro urbano.

I 23 siti dove sono stati eseguite le acquisizioni dei microtremori a stazione singola (HVSr) si trovano distribuiti in modo piuttosto uniforme all'interno della piana costiera e lungo il percorso terminale del Torrente Castello.

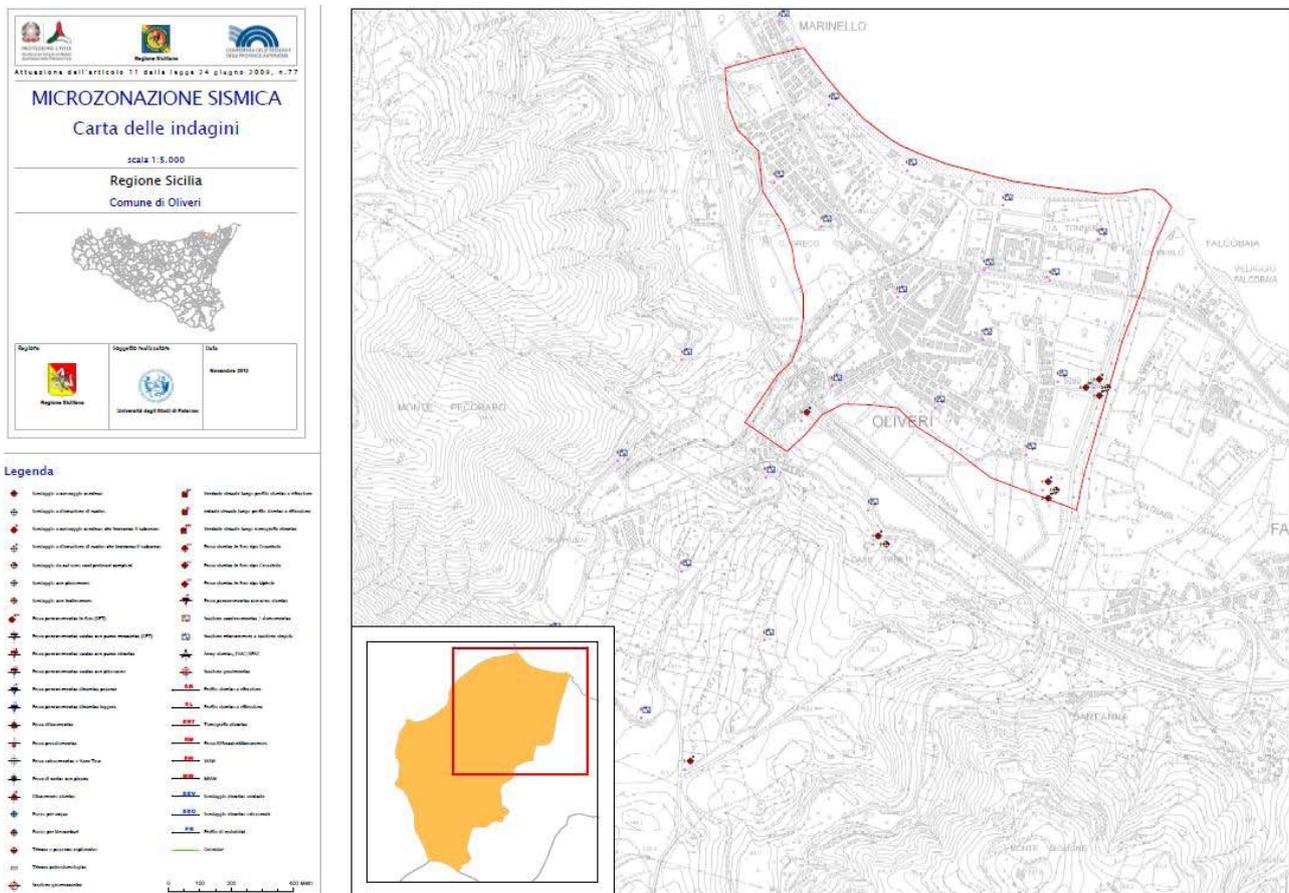


Fig. 8.1 Riduzione della carta delle indagini del territorio di Oliveri ed indicazione dell'area oggetto di microzonazione (v. PDF in cartella PLOT).

8.2. Carta Geologico – tecnica

La caratterizzazione dei terreni nei dintorni del centro urbano di Oliveri ha permesso di cartografare la distribuzione degli affioramenti e delle coperture, gli elementi tettonici e morfologici caratterizzanti l'area.

Nella zona di raccordo tra il Torrente del Castello e la piana si erge il rilievo del Castello, allungato e sormontato da una cresta in direzione NE–SW, costituito da un substrato lapideo (metamorfiti di medio grado) e limitato da scarpate comprese tra 10 e 20 m.

La piana di Oliveri, attraversata dal Torrente Elicona e dal Torrente del Castello, è caratterizzata da coperture prevalentemente sabbioso limose di natura alluvionale cui si intercalano ghiaie sabbioso-limose. A causa della mancanza di un adeguato numero di sondaggi e prove di laboratorio non è stato possibile definire in dettaglio la distribuzione e la granulometria di questi depositi, soprattutto al di sotto dell'edificato.

Il settore costiero e l'alveo del torrente Elicona sono occupati da ghiaie più o meno sabbiose. Il settore del Castello, a sud-ovest dell'area di studio, costituisce l'unico modesto rilievo del settore, caratterizzato dall'affioramento delle metamorfiti di alto grado della falda di Aspromonte. Il rilievo presenta una cresta orientata NE-SW e, nel settore settentrionale, è bordato da una scarpata.

La Carta Geologico-Tecnica (Fig. 8.2) riporta anche la presenza di una faglia diretta inferita che attraversa la piana con andamento NNW – SSE, senza alcuna evidenza superficiale. Tale faglia viene riportata in quanto posizionata e definita come faglia attiva dal catalogo ITHACA.

Nella carta sono anche riportate le tracce delle sezioni geologiche, i sondaggi che intercettano il substrato e la profondità della falda.

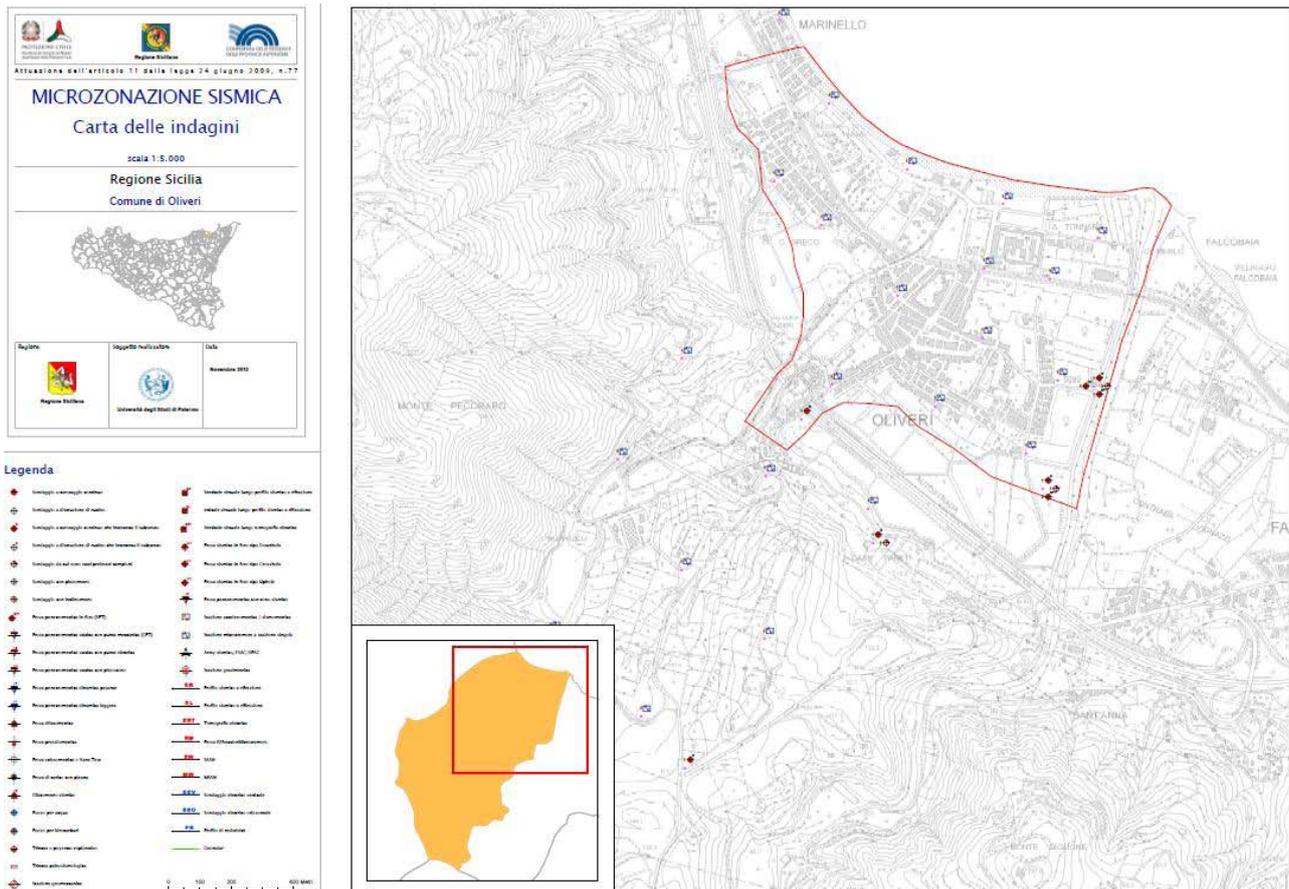


Fig. 8.2 Riduzione della carta Geologico-Tecnica (v. PDF in cartella PLOT).

8.3. Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La carta delle microzone del comune di Oliveri, ha un estensione di circa 113 ettari.

Non è stata individuata nessuna zona che può essere considerata stabile.

E' stata distinta una zona suscettibile di amplificazioni locali per motivi topografici (Zona 1) in corrispondenza del rilievo del Castello (circa 2 ha).

Al contatto tra l'affioramento dei terreni lapidei del rilievo del Castello e le coperture alluvionali è stata indicata una fascia di 30 m come area soggetta a cedimenti differenziali a causa delle differenti caratteristiche meccaniche dei terreni (circa 2 ha).

L'intera piana, in considerazione della presenza di una falda al disopra dei 15 m e alla natura delle coperture, è stata considerata come area soggetta a possibili fenomeni di liquefazione (oltre 110 ha).

In corrispondenza dell'ubicazione della faglia attiva segnalata è stata indicata una fascia di 150 m soggetta a deformazioni cosismiche (circa 13 ha).

Tale area insieme, alla corona delle coperture intorno al rilievo del Castello, sono state indicate come aree nelle quali si ha una possibile sovrapposizione di differenti fenomeni di instabilità (liquefazione + cedimenti e liquefazione + deformazioni cosismiche).

Complessivamente oltre il 97 % dell'area del territorio comunale sottoposta a microzonazione è soggetta a potenziali fenomeni di instabilità, in particolar modo per rischio liquefazione.

Il limitato numero di sondaggi e di prove di laboratorio utili a caratterizzare nel dettaglio la stratigrafia e le geometrie dei corpi sepolti nella piana di Oliveri, impediscono di procedere alla elaborazione di un dettagliato modello del sottosuolo. A titolo esemplificativo si riporta in Fig. 8.3 la stratigrafia del sondaggio 083063P4 effettuato in prossimità del limite orientale del territorio comunale.

In Fig. 8.4 sono rappresentate le colonne litotecniche della zona soggetta a liquefazione e della zona 1 soggetta ad amplificazione per effetti topografici su substrato lapideo.

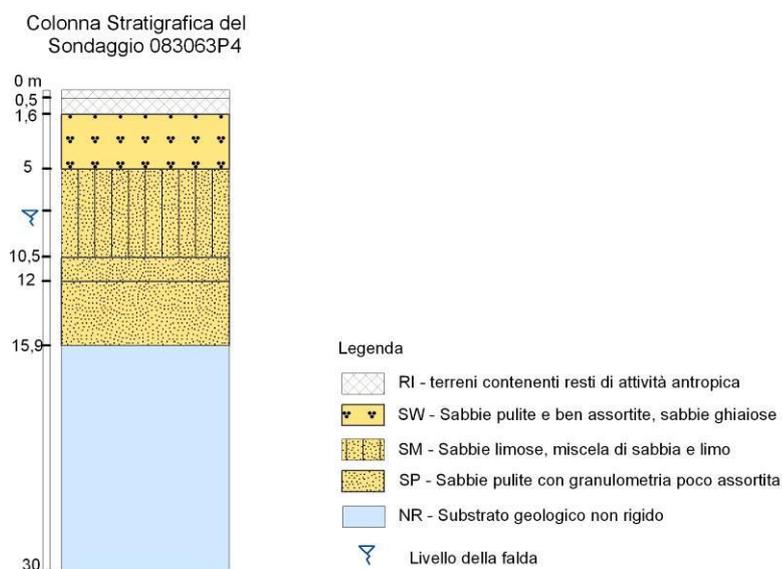


Fig. 8.3 – Stratigrafia del sondaggio 083063P4: RI, terreni contenenti resti di attività antropica, SW, sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose; SM sabbie limose, miscela di sabbia e limo; SP, Sabbie pulite con granulometria poco assortita



Fig. 8.4 – Stratigrafia delle aree soggette ad amplificazione per effetti topografici su substrato lapideo (metamorfiti di medio grado) (zona1) ed a liquefazione.

Nella Tab. 8.1 vengono mostrate le condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Oliveri. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica. In Fig. 8.5 si può osservare la Carta delle microzone in prospettiva sismica.

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
Tipologia Zona	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	Versanti con acclività > 15° e dislivello > 30 m	LP	amplificazione topografica	secondo livello ed eventuale terzo livello
ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Codice	Condizioni geologiche	DESCRIZIONE	Effetti attesi	Livello di approfondimento
3050	Corpi sabbiosi entro i primi 20 m in presenza di falda freatica < 15 m	Depositi alluvionali della Piana di Oliveri	Amplificazione e potenziale liquefazione	secondo livello ed eventuale terzo livello
3060	Aree interessate da deformazioni di faglie attive e capaci	Faglia Tindari-Novara di Sicilia	Amplificazione per effetto cosismico	terzo livello
3070	Area nella quale si ipotizzano fenomeni di liquefazione attraversata da faglie attive e capaci	Area della Piana di Oliveri attraversata dalla faglia Tindari-Novara di Sicilia	Sovrapposizione di zone suscettibili di instabilità	terzo livello
3080	Aree soggette a cedimenti differenziali	Zone di contatto tra substrato lapideo e coperture	Amplificazione per effetti stratigrafici	terzo livello

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

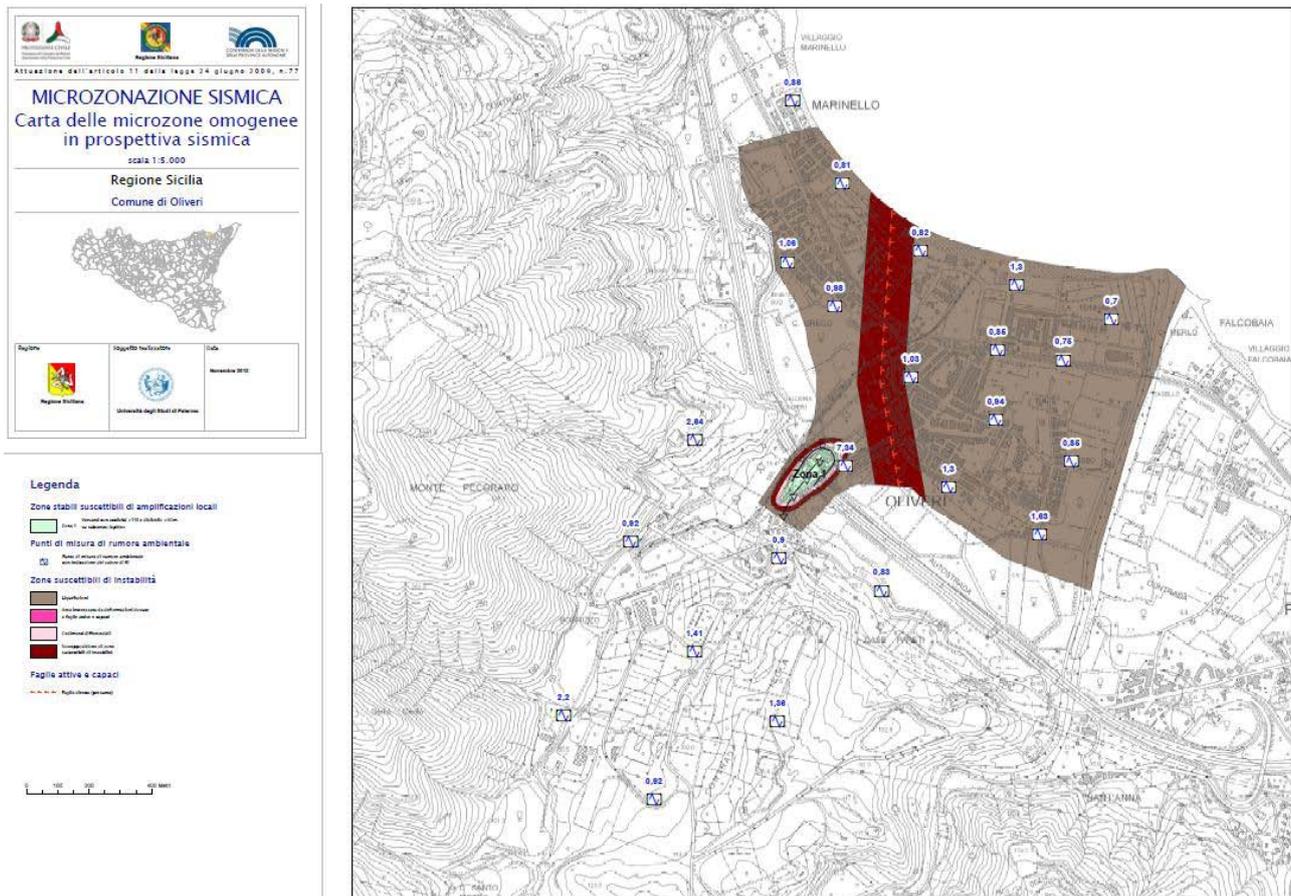


Fig. 8.5 Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (v. PDF in cartella PLOT)

8.4. Carta delle frequenze

La maggior parte dei punti di misura, ad esclusione dei punti 083063P8-HVSR21, 083063P21-HVSR34 e 083063P24-HVSR37, mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico del suolo in bassa frequenza (0.7 - 2.2 Hz) e quindi di interesse ingegneristico principalmente per manufatti di grandi dimensioni (p. es. palazzi con almeno 4 piani). È stata inoltre evidenziata anche una ampia porzione del territorio analizzato (nella parte meridionale del centro urbano, caratterizzata da possibile fenomeni di amplificazione su più alte frequenze (maggiori di 2.5 Hz) di maggiore interesse per le pianificazione territoriale. Tutte le frequenze riconosciute sono state riportare in una mappa delle frequenza di vibrazione misurate in sito attraverso l'esecuzione di prove HVSR (Fig. 8.6).

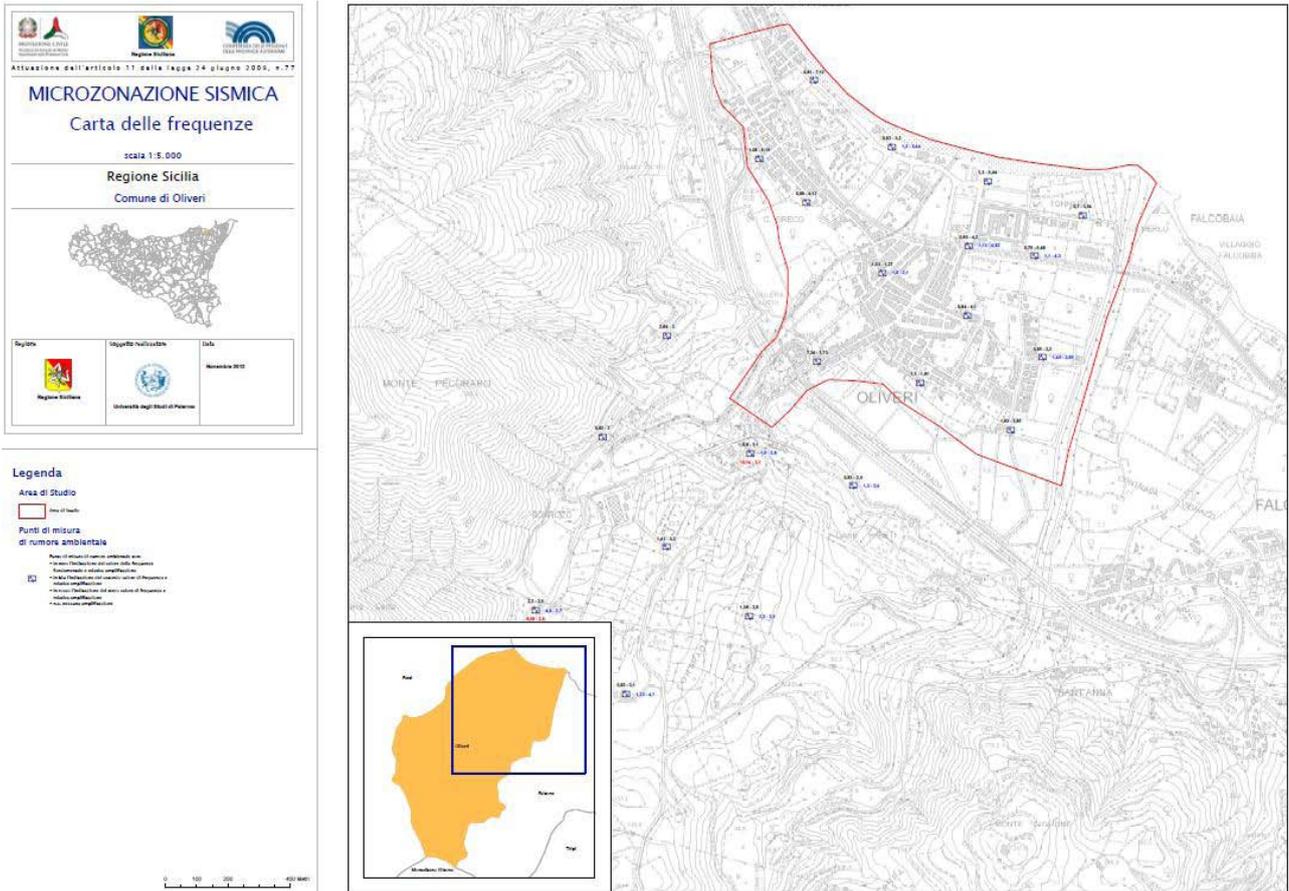


Fig. 8.6 Riduzione della carta delle frequenze (v. PDF in Cartella PLOT)

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

Nell'area del territorio comunale di Oliveri non sono presenti dati macrosismici, con una densità spaziale sufficiente per distinguere aree con diversa risposta sismica locale. Tuttavia si segnala la presenza, presso il comune di Oliveri di un catalogo contenente le schede dei dissesti procurati dal sisma del 1978 che potrà essere analizzato in un successivo livello di approfondimento della MS del comune di Oliveri.

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.
- Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzilli L.M. (2010) - The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzonation: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Vol. 52, n.3, pp. 513-538.
- Aki K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics*, **29**, 665–666.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni F., Paglionico A., Perrone V., Picarretta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. e Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico - Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17: 1-60.
- Argnani, A., 200 - Evolution of the Southern Tyrrhenian Slab Tear and Active Tectonics Along the Western Edge of the Tyrrhenian Subducted Slab. In: Geological Society of London, Special Publication 311, 193e212 pp.
- Barbano, M.S., Bottari, A., Carveni, P., Cosentino, M., Federico, B., Fonte, G., Lo Giudice, E., Lombardo G., Patanè, G., (1979) - Macroseismic study of the gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of the North-Eastern Sicily, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 98, 155-174.
- 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., 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., Galati 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. (2000) - 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., Gropelli 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 rhenic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening. *Boll. Soc. Geol. Pol.*, 69: 1-18.
- Nigro F. e Renda P. (1999) - Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 375-388.
- Nigro F. e Renda P. (2000) – Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119: 667-686.
- Nigro F. & Renda P. (2001a) – Occurrence of oblique-slip thrusting during the Maghrebides chain building in Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2001b) – Forced mode dictated by foreland fault-indentor shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2004a) - The contribution of the pre-existing structures in the mountain belt evolution: the example of the negative inversion in Northern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 175-187.
- Nigro F. & Renda P. (2004b) - Sequence of deformations in the Sicilidi Units (Northern Sicilian chain). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 97-110.
- Nigro F. & Renda P. (2005) - "Plio-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