





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

# MICROZONAZIONE SISMICA Relazione Illustrativa MS Livello 1

# Regione Sicilia

Comune di LIBRIZZI (ME)



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

Contraente: Regione Siciliana – Presidenza Dipartimento della Protezione Civile



Soggetto realizzatore: Università degli Studi di Palermo



Data: Novembre 2012

### INDICE

	Premessa	Pag. 4
1.	Introduzione	5
1.1	Finalità degli studi	5
1.2	Descrizione generale dell'area	6
1.3	Definizione della cartografia di base	7
1.4	Elenco archivi consultati	7
1.5	Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione	8
2.	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	10
2.1	Sismicità storica della Sicilia Nord –Orientale	10
2.2	Sismicità storica e pericolosità sismica nel comune di Librizzi	14
2.3	Faglie attive	21
2.4	Pericolosità geo-idrologica	21
3.	Assetto geologico e geomorfologico	23
3.1	Inquadramento geologico	23
3.2	Assetto Tettonico	24
3.2.1	Neotettonica	26
3.3	Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Librizzi	28
3.3.1	Caratteri morfologici	28
3.3.2	Litostratigrafia	32
3.3.3	Lineamenti tettonici di Librizzi	36
4.	Dati geotecnici e geofisici	37
4.1	II database	37
4.2	Unità geologico – litotecniche	37
4.3	Indagini geofisiche precedenti	38
4.4	Il metodo HVSR	38
4.5	Indagini HVSR	41
5.	Modello del sottosuolo	46
5.1	Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo	46
5.2	Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenuto da misure HVSR	48
6.	Interpretazioni e incertezze	50
6.1	Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo	50
6.2	Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori	50
6.3	Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico	51
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	52
7.1	Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	52
7.2	Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici	53
7.3	Elementi di amplificazione topografica	54
7.4	Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze	60

8.	Elaborati cartografici	61
8.1	Carta delle indagini	61
8.2	Carta Geologico – tecnica	62
8.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	65
8.4	Carta delle frequenze	76
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	77
10.	Bibliografia	78
11.	Allegati	85

### **PREMESSA**

La presente relazione sintetizza le attività di campo, di laboratorio, di acquisizione ed elaborazione dei dati acquisiti 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 Librizzi (Provincia Regionale di Messina) redatta sulla base di carte tematiche, risultati di indagini esistenti (carte geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, indagini geognostiche e geofisiche etc.) e sulla base di osservazioni, studi ed indagini condotte direttamente.

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. E' importante sottolineare che la scelta e l'utilizzo delle tabelle richiedono un'attenta valutazione dei risultati delle indagini stratigrafiche e geofisiche.

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

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

### 1.2. Descrizione generale dell'area

Il centro abitato di Librizzi (Fig. 1.1) ricade ad un'altezza minima di 450 m e massima di 530 m circa sul livello del mare, mentre il territorio comunale resta compreso tra le quote di 80 m (fondovalle T. Timeto) e di 1.108,5 m (Monte dei Saraceni) e si estende, per una superficie di 23,3 kmq, nel tratto centrale del versante Tirrenico della Provincia di Messina all'interno del bacino idrografico sotteso del Torrente Timeto.



Fig. 1.1– Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Librizzi (vista da sud, esagerazione verticale x1,5).



Fig. 1.2 – Panoramica del centro urbano di Librizzi

### 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.
	599080; 599120;
	Fogli IGMI 1:50.000 n. 599 "Patti"
Cartografia geologica	Carta Geologica Provincia di Messina scala 1:50.000 – Lentini F.,
	Catalano S., Carbone S SELCA Firenze 2000.
	CARG-ISPRA Foglio geologico n. 599 "Patti" scala 1:50.000
	Modello Strutturale d'Italia scala 1:500.000 AA.VV. 1990
Ortofoto	Ortofoto Regione Siciliana anno 2007-2008. Realizzazione ripresa
	aerea digitale pixel 0.25m.
DEM	Modello digitale del terreno passo 2m derivato da dati LIDAR volo
	ATA 2007-2008

### 1.4 Elenco archivi consultati

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

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

Nell'area pertinente il Comune di Librizzi, l'estensione territoriale delle zone da sottoporre agli studi particolareggiati di microzonazione sismica, è stata definita sulla base delle indicazioni formulate dall'amministrazione con nota prot. N 45518 del 4/11/2011. Nell'ambito dello studio di primo livello la perimetrazione proposta dal Comune (Fig. 1.3) è stata leggermente ampliata come riportato in Fig. 1.4.

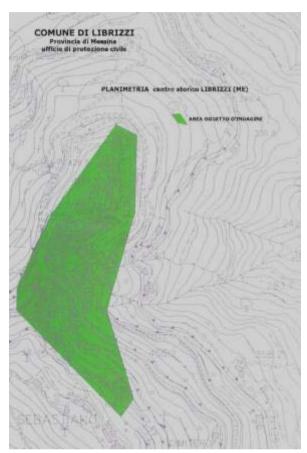


Fig. 1.3 – Indicazione dell'area da sottoporre a microzonazione sismica fornita dal Comune di Librizzi (scala di rappresentazione ridotta rispetto a quanto indicato).

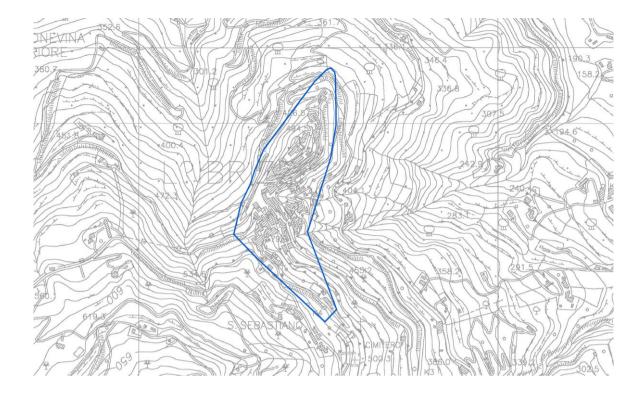


Fig. 1.4 – Perimetrazione dell'area interessata dallo studio di microzonazione sismica di primo livello.

### 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 incompletezza 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,  $I_{max}$ =9.5,  $I_{max}$ =9.

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.

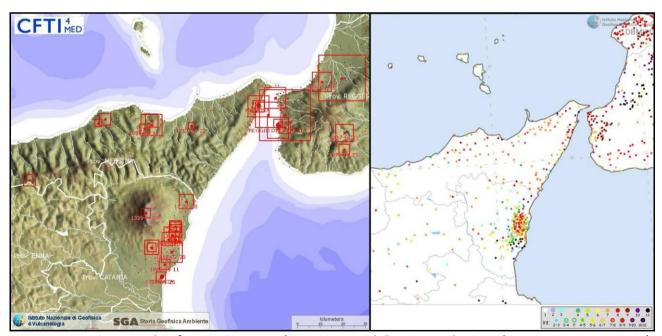


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

**Terremoto del 25.08.1613, ore 05:00, lat=38.117°, lon=14.783°, I**<sub>max</sub>=**9, Me=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<sub>max</sub>=8.5, Me=5: il terremoto avvenne all'alba del 22 aprile (ore 5:20 GMT ca.) e colpì gravemente Castroreale, 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°, l<sub>max</sub>=8.5, Me=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 nordorientale, per le quali non furono segnalati danni.

Terremoto del 14.09.1780, ore 17:20, lat=38.083°, lon=14.983°, I<sub>max</sub>=8, Me=5.4: il terremoto avvenne il 14 settembre 1780 e colpì le località della Sicilia nordorientale 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°, l<sub>max</sub>=9.5, Me=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 kmq. 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 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°, l<sub>max</sub>=9, Me=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 Ucria, 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°, l<sub>max</sub>=11, Me=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 kmq. 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 divisori, scale.

In Calabria il terremoto ebbe effetti distruttivi in una regione molto più estesa, comprendente tutto il versante occidentale del massiccio dell'Aspromonte. A Reggio le distruzioni furono di entità leggermente inferiore rispetto a Messina; tuttavia nei rioni più popolari della città i crolli totali furono estesissimi e in molti edifici sprofondarono tutte le strutture interne. Il terremoto fu quasi totalmente distruttivo in diversi centri abitati importanti come Calanna, Sant'Alessio e Sant'Eufemia in Aspromonte, Villa San Giovanni, e in tutte le località della riviera sia a nord che a sud di Reggio, che furono devastate anche dal grande tsunami che seguì la scossa. Distruzioni estese fino a circa il 50% degli edifici furono riscontrate in 35 località, fra cui, in Calabria, alcuni paesi posti sul versante ionico dell'Aspromonte. L'area all'interno della quale gli effetti del terremoto furono gravi, con crolli totali limitati, ma molti edifici gravemente lesionati e resi inagibili, fu molto vasta e comprese oltre 170 località. Tale area include, in Calabria, la piana di Gioia Tauro, la Grecanica, la Locride e arriva fino alla penisola di capo Vaticano e alle località dell'istmo di Marcellinara, in provincia di Catanzaro; in Sicilia, comprende tutto il versante ionico dei Peloritani fino alle pendici nordorientali dell'Etna. Secondo i dati statistici rilevati dal Ministero dei Lavori pubblici, approssimati per difetto, nelle tre province di Messina, Reggio Calabria e Catanzaro (che all'epoca comprendeva anche l'attuale provincia di Vibo Valentia), le case distrutte o demolite furono oltre 40.000; quelle gravemente danneggiate e rese totalmente o parzialmente inabitabili circa 33.000; quelle lesionate circa 68.000. La popolazione rimasta senza tetto fu certamente superiore a 120.000 persone. Danni più leggeri, con lesioni in genere non gravi e in un numero complessivamente limitato di case o edifici pubblici, furono rilevati in oltre 350 centri abitati sparsi su un'area estesa a nord fino alle province di Crotone e Cosenza; in Sicilia fino ad alcune località delle province di Enna, Caltanissetta, Agrigento e Ragusa. La scossa fu sentita dalle persone in un'area vastissima: in direzione nord fino all'isola d'Ischia e alla provincia di Campobasso; verso est fino al Montenegro, all'Albania e alle isole Ionie della Grecia; verso sud fu sensibile fino all'arcipelago maltese; a ovest fino a Ustica.

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

Il terremoto colpì la regione occidentale dei Monti Nebrodi, al confine tra le province di Messina e di Enna, causando gravi danni nei centri abitati del versante settentrionale e del versante meridionale. Nei giorni seguenti, e fino oltre la metà di dicembre, furono avvertite numerose repliche che, seppure più leggere, aggravarono progressivamente le condizioni statiche degli edifici, causando nelle località più colpite un diffuso stato di inagibilità. A Mistretta, su 2.700 abitazioni, 2.286 (85%) furono danneggiate più o meno gravemente e circa 300 (11%) furono dichiarate inabitabili e fatte sgomberare. A Capizzi, su 1.100 abitazioni, 907 (82%) risultarono danneggiate e più di 100 (9%) furono dichiarate inabitabili. A Santo Stefano di Camastra il 70% delle abitazioni fu lesionato e oltre il 10% divenne inabitabile; a Nicosia quasi tutte le abitazioni

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

Terremoto del 15.04.1978, ore 23:33:47, lat=38.117°, lon=15.017°, I<sub>max</sub>=8, Me=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 centromeridionale. 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, Castroreale, Falcone, Ucria, 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, Castroreale, 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 Librizzi

Il comune di Librizzi è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle numerose faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. Questa attività è in media caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di magnitudo locale inferiore a 4 (solo pochi eventi hanno superato tale magnitudo negli ultimi 20 anni). La profondità ipocentrale di questi eventi è variabile da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti localizzati dalla Rete Sismica Nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia tra il 1981 e il 2011. La mappa mostra come numerosi eventi di piccola e media magnitudo siano stati localizzati in prossimità del comune di Librizzi.

Gli studi di sismicità storica hanno permesso di individuare diversi forti terremoti con epicentro in Sicilia che, ipotizzando normali leggi di attenuazione dell'Intensità macrosismica, dovrebbero avere avuto a Librizzi effetti macrosismici di notevole intensità (> 6 MCS). Più di venti terremoti con queste caratteristiche sono riportati nel "Catalogo dei forti terremoti dal 461 a.C. al 1997" dell'INGV. La Fig. 2.3 mostra la distribuzione degli epicentri di eventi sismici storici, con epicentro

distante meno di 100 km da Librizzi e magnitudo momento maggiore di 5.5, estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida et al., 2011).

Per molti degli eventi i cui risentimenti potrebbero avere superato a Librizzi la soglia del danno mancano comunque documentazioni che consentano di effettuare attendibili stime di Intensità macrosismica relative all'attuale ubicazione del centro urbano di Librizzi e pertanto saranno trascurati nella descrizione seguente.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Librizzi estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011). Da questa si evince come dalla fine del 1700 diversi eventi sismici abbiano prodotto ad Librizzi danni a strutture che hanno permesso di stimare l'intensità macrosismica.

Il primo terremoto storico di cui si conosca risentimento a Librizzi è quello del 11 gennaio del 1693 (Guidoboni et al., 2007). Questo evento di  $M_W$  7.41 ebbe intensità macrosismica risentita pari al VII grado della scala MCS arrecando numerosi danni alla chiesa madre ed ad altre due chiese.



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

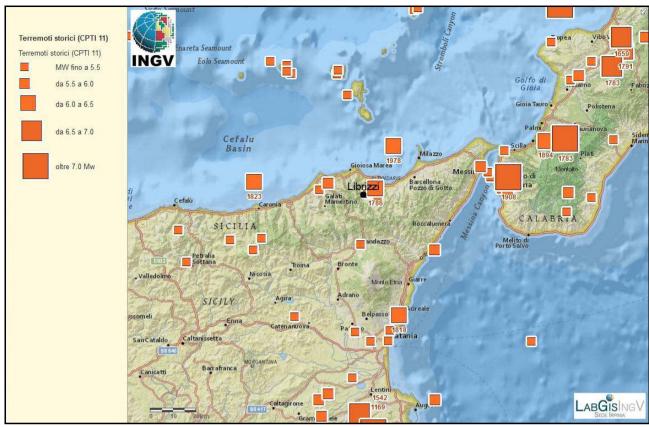


Fig. 2.3 Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida et al., 2011).

# Storia sismica di Librizzi [38.096, 14.959]

Numero di eventi: 8

Effetti					ΙI	n occasione del terremoto	del:			
I[MCS]	Data					Ax	Np	Io	Mw	
7	1693	01	11	13:30		Sicilia orientale	185	11	7.41	±0.15
7	1823	03	05	16:37		Sicilia settentrionale	107		6.47	±0.15
5	1905	09	08	01:43		Calabria meridionale	895		7.04	±0.16
2	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		6.06	±0.09
4-5	1990	12	13	00:2		Sicilia sud-orientale	304	7	5.64	±0.09
5-6	1999	02	14	11:4		Patti	101		4.69	±0.09
4-5	2001	05	08	03:5		Entroterra di Patti	21	5	3.88	±0.21

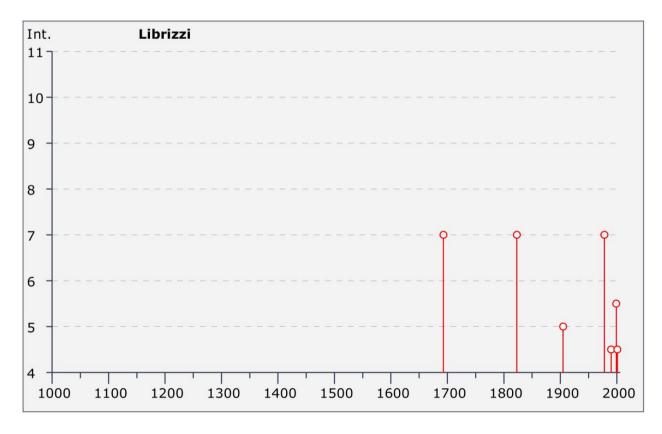


Fig. 2.4 - Storia sismica di Librizzi estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011); Is è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Io è l'intensità macrosismica epicentrale (MCS);  $M_W$  è la magnitudo momento dell'evento; Ax indica l'area epicentrale, Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica.

L'evento del 5 febbraio 1823, sebbene di magnitudo inferiore al precedente ( $M_W$  6.47) ebbe in Librizzi comunque intensità macrosismica risentita pari al VII grado della scala MCS arrecando questa volta numerosi danni alla chiesa e al convento del Carmine.

In tempi più recenti il comune di Librizzi ha risentito di effetti macrosismici a seguito del terremoto del 15 aprile del 1978. La Fig. 2.5 mostra la mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978. Tale evento di  $M_W$  6.06, localizzato nel Golfo di Patti ebbe massima intensità macrosismica risenta nel comune di Librizzi pari al VII grado MCS. La scossa danneggiò 62 abitazioni, il 20% delle quali gravemente; alcune case furono fatte evacuare a causa delle lesioni subite (Guidoboni et al., 2007).

Questo terremoto è stato attribuito alla struttura sismogentica "Patti-Eolie" che si estende dai Monti Peloritani sino alle Isole Eolie (DISS, Database of Individual Seismogenic Sources, Basili et al., 2008).

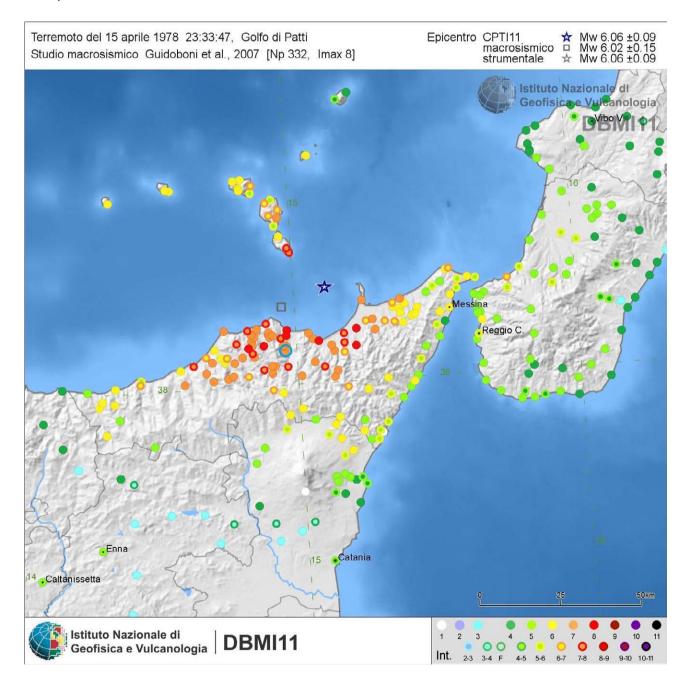


Fig. 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Librizzi.

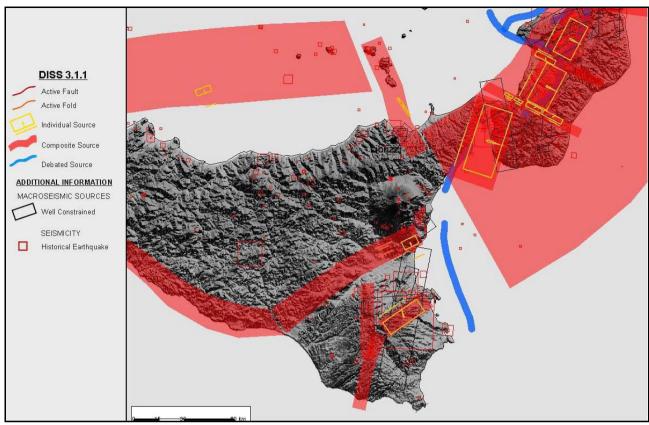


Fig. 2.6 - Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili et al., 2008).

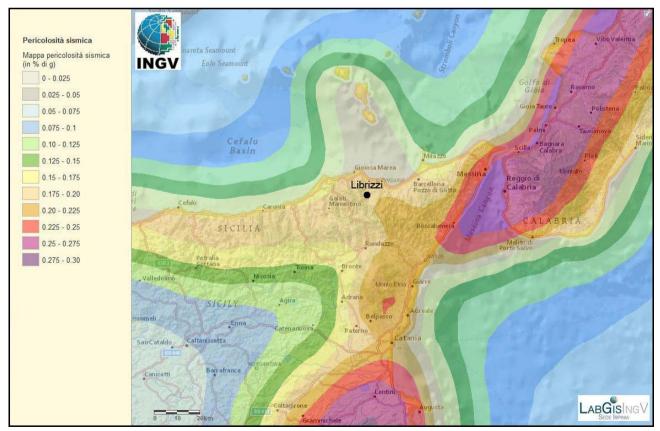


Fig. 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ( $V_s>800/m$ ), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: http://zonesismiche.mi.ingv.it.

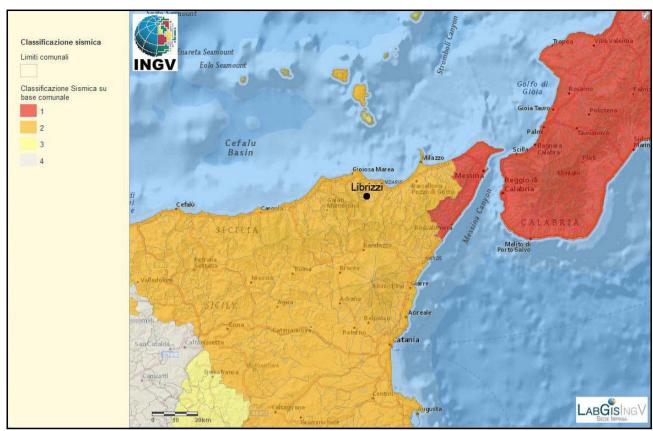


Fig. 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Il comune di Librizzi sorge in prossimità della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogeneticche, 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).

In Fig. 2.7 è riportata la mappa della pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione massima al suolo (PGA) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi (V<sub>S</sub>>800/m), come previsto dall'Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b, estratta da: http://zonesismiche.mi.ingv.it. I valori di PGA sono stati stimati con la tecnica proposta da Cornel (Cornell, 1968; Bender and Perkins, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004).

La mappa mostra come il comune di Librizzi abbia una pericolosità sismica, espressa in termini di PGA, paria a circa 0.20 g. La Tab. 2.1 riporta i valori di PGA determinati per il comune di Librizzi per differenti livelli di probabilità in 50 anni, o differenti periodi di ritorno, e percentile. Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Librizzi risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

Parametro di scuotimento		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno						
PGA (g)			2%	2% 5% 10%		22% 30%		
			2475a	975a	475a	201a	140a	
tile		16	0.2486	0.1895	0.1533	0.1088	0.0937	
Cent	centile	50	0.3232	0.2475	0.1985	0.1449	0.1259	
Per		84	0.3889	0.2841	0.2195	0.1557	0.1338	

Tab. 2.1 - Valori di PGA determinati per il comune di Librizzi per differenti livelli di probabilità in 50 anni, o differenti periodi di ritorno, e percentile. I dati sono stati estratti dalla mappa digitale della pericolosità sismica presente al sito <a href="http://esse1.mi.ingv.it/">http://esse1.mi.ingv.it/</a> e risultano riferiti a suoli rigidi (V<sub>S</sub>>800 m/s).

### 2.3 Faglie attive

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci nel territorio di Librizzi 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 facile consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione cosismica permanente in superficie. Molte faglie sono state nuovamente analizzate e, rispetto alla versione precedente del database, alcune strutture sono state eliminate ed altre aggiunte. Un miglioramento significativo al database si 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, nonostante le modeste conoscenze, sono certamente attive e capaci di produrre significativi effetti sulle aree costiere circostanti, compresi gli tsunami.

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

### 2.4 Pericolosità geo-idrologica

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

L'abitato di Librizzi si sviluppa lungo una dorsale limitata da versanti di acclività medio-alta, costituita da terreni metamorfici appartenenti alla unità dell'Aspromonte (costituiti da gneiss occhiadini), sovrascorsi su metamorfiti di più basso grado (filladi-metareniti) dell'Unità di

Mandanici. A luoghi, per faglia, al di sopra delle metamorfiti si trovano le arenarie del Flysch di Capo d'Orlando. Questo assetto geologico è in generale responsabile di condizioni di elevata suscettibilità da frana, la quale si manifesta attraverso la presenza di diverse aree instabili per tipologie di movimento di tipo scorrimento-colamento o colamento semplice, le quali interessano in modo significativo l'area del centro abitato.

Lo studio geologico allegato al piano regolatore riporta alcune note, derivanti dalla consultazione di fonti storiche, su eventi franosi che hanno interessato Librizzi nell'800 e nel '900. In particolare:

- Nell'ottocento si registrarono diverse frane di cui la più importate (anno 1800) colpì il centro abitato distruggendo l'antica chiesa della Madonna della Catena che sorgeva in area ricadente sul lato valle dell'attuale sede municipale; in particolare la frana interessò l'area compresa tra la Matrice, Piazza Catena ed il quartiere Forgia e fu causa di numerosi morti.
- Anni 1850-1852-1865-1890: si verificarono numerose frane le più importanti delle quali interessarono le contrade Cavallazzo e Fontanella, nonché le abitazioni sottostanti al quartiere Forgia del centro abitato.
- Nel Febbraio 1931 precipitazioni piovose di notevole intensità protrattesi ininterrottamente per oltre 10 giorni, rappresentarono la causa dell'innesco di alcuni movimenti franosi fra i quali i più importanti interessarono le zone di Passo Schiavo e Pantano.
- Nello stesso anno un altro esteso movimento franoso interessò le pendici del Monte dei Saraceni.

Attualmente, l'analisi incrociata del PAI e del piano regolatore, consente di distinguere, per l'area indicata come area di interesse per la microzonazione, alcuni fenomeni a pericolosità P2 e P3, in grado tuttavia di determinare condizioni di rischio R3 e R4.

Si tratta in generale di frane di una grande frana complessa di tipo scorrimento – colamento, che si muove in direzione S-N dalla località S. Sebastiano, sulla quale avanza, in direzione SE-NO, un corpo di frana per scorrimento rotazionale, la cui testata interessa il limite sud-occidentale del centro abitato. Quest'ultimo è poi interamente attraversato in direzione O-E e in direzione SO-NE, da due corpi di frana complessa.

Una disamina puntuale dei piccoli dissesti censiti, viene comunque svolta al cap. 8.

### 3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

### 3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Librizzi 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): <u>Unità Longi-Taormina</u>: 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;

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

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

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

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

In discordanza su queste unità tettoniche poggia estesamente la Formazione Stilo – Capo d'Orlando, di età Oligocene sup. (?) – Miocene inf., costituita essenzialmente da torbiditi silico – clastiche, il cui significato paleo-tettonico è di controversa interpretazione. La sedimentazione di questa formazione si interrompe durante il Langhiano, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegate (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.

# COMPONENTI L'EDIFICIO TETTONICO DEI MONTI PELORITANI Trubi. Piocene inf. Calcarenti e sabbie. Piocene sup. Piestocene arenarie quarzoso-micacee. Tortoniano Trubi. Piocene inf. Calcarenti di Piocesta Langhian on filori apio pe g ma 1111 ci. Paleozoico micascisti e paragneiss con inelia arinolitici. Paleozoico micascisti, talora filiadici. Paleozoico micascisti, talora filiadici. Paleozoico micascisti, talora filiadici. Paleozoico micascisti, talora filiadici. Paleozoico nicascisti, talora filiadici. Paleozoico ni

narie

SCHEMA STRATIGRAFICO DEI CORPI ROCCIOSI

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

100 m

### 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 subdzione al di sotto dell'arco calabro (Scandone et al, 1979).

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

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

La deformazione oligo – miocenica dell'area peloritana è stata contraddistinta da diversi momenti nei quali si è avuta la formazione di pieghe associate a sistemi di sovrascorrimenti che hanno frammentato 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 macroscala 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, 1994a; 1994b; Giunta & Nigro, 1998) o date da strutture di tipo duplex di vario ordine (Nigro, 1994a; 1994b; Giunta & Somma, 1997). Tali geometrie, e la presenza di una pronunciata disarmonia nel piegamento, sono determinate dalla presenza di una serie di superfici di scollamento ad andamento regionale che si impostano sia all'interno dei basamenti prealpini sia all'interno delle loro coperture sedimentarie mesozoico-terziarie.

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

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

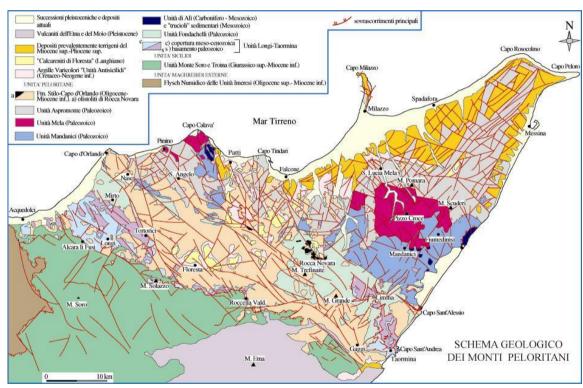


Fig 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

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

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

Questo tipo di raccorciamenti si sarebbero protratti 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 tettogenesi 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).

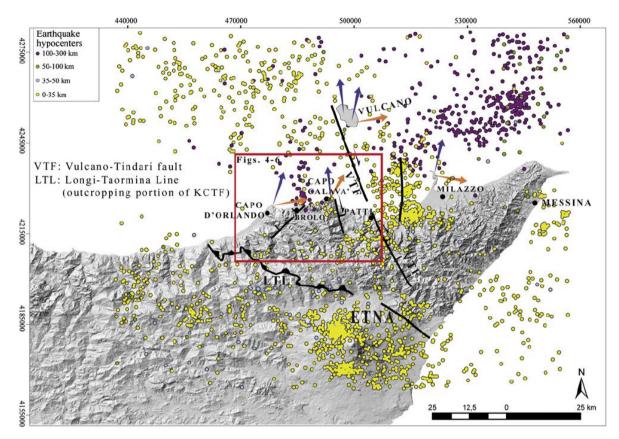


Fig 3.3 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

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).

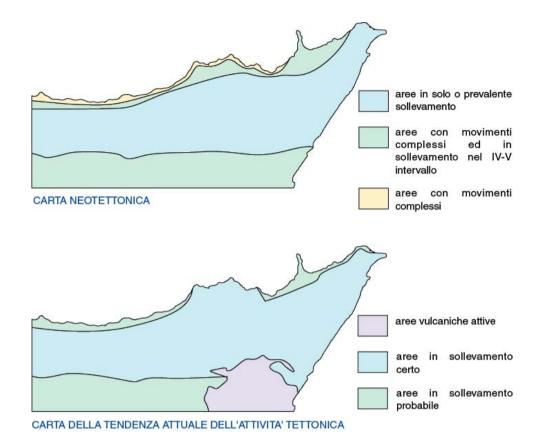


Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

### 3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Librizzi

### 3.3.1. Caratteri morfologici

L'abitato di Librizzi (Messina) sorge su di una dorsale, impostata su terreni metamorfici di alto grado (Gneiss e Micascisti) dell'Unità tettonica dell'Aspromonte, sovrapposti a termini di basso grado (filladi e metareniti) del basamento Varisico dell'Unità di Mandanici; la dorsale si sviluppa a partire dal rilievo di San Sebastiano (747m s.l.m.) in direzione SSO – NNE ed è isolata, alla base, ad una quota inferiore ai 200m s.l.m., dal Torrente di Librizzi e, in destra e sinistra, da due aste fluviali affluenti di sinistra dello stesso torrente, poco più a monte della confluenza dello stesso sul Torrente Timeto (Fig. 3.5, 3.6).

L'area si presenta estremamente complessa sotto il profilo dell'assetto geologico, a causa della presenza di numerosi lineamenti tettonici che riprendono, con varie direzioni di fagliazione, lo stesso piano di sovrascorrimento che separa le unità dell'Aspromonte da quelle di Mandanici.

Al fine di fornire una visione delle condizioni topografiche prevalenti, sono stati realizzati dei profili topografici di inquadramento.

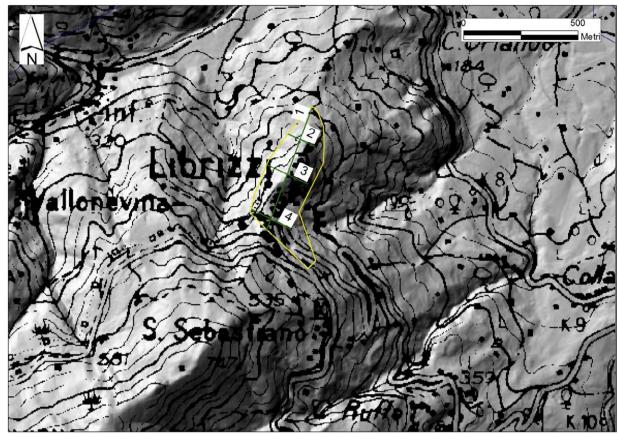
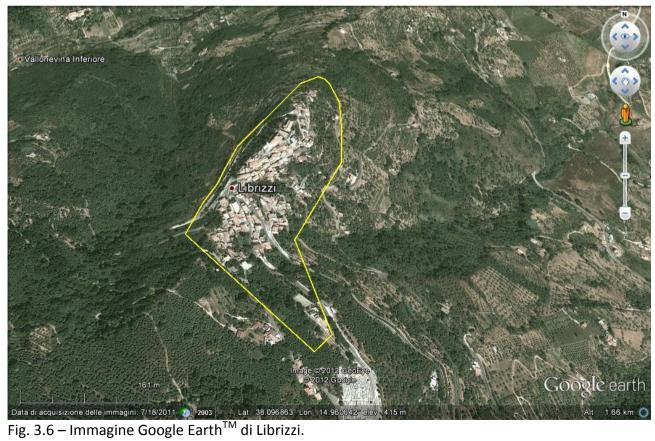


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 599: assetto morfologico del territorio di Librizzi (Me).



### Profili topografici di inquadramento

Al fine di mettere in evidenza le caratteristiche morfologiche dell'area, sono stati realizzati quattro profili topografici di inquadramento (Figg. 3.5). Il profilo 1 si sviluppa parallelamente alla dorsale, mentre i profili da 2 a 3 tagliano ortogonalmente il profilo 1, da NNE, verso SSO.

L'analisi dei profili di inquadramento (Figg. 3.7a-3.7d) mette in evidenza lo stile collinare del rilievo, che vede una cresta arrotondata e simmetrica centrale, dalla quale il profilo principale (profilo 1, Fig. 3.4a) digrada con un angolo di circa 25°, verso il Torrente Librizzi; verso monte si individua una sella prodotta dall'incisione, che si appoggia su due lineamenti tettonici, determinata dall'arretramento delle testate dei due torrenti che limitano i versanti nordoccidentali e sud-orientali della dorsale.

I profili ortogonali mettono in evidenza come il versante sud-orientale mantenga un profilo con caratteristiche morfometriche omogenee, mentre il versante nord-occidentale mostro caratteri variabili, muovendosi da NNE verso SSO, lungo l'asse principale della dorsale, passando da uniforme e debolmente inclinato (profilo 2, Fig. 3.4b), ad uniforme maggiormente inclinato (profilo 3, Fig. 3.4c) a complesso a gradinata (profilo 4, Fig. 3.4d).



Fig. 3.7a – Profilo topografico di inquadramento Librizzi 1.

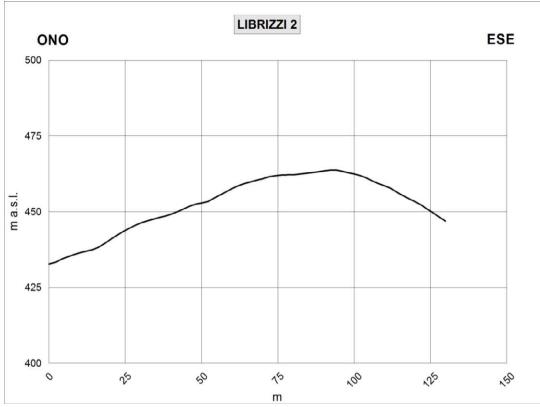


Fig. 3.7b – Profilo topografico di inquadramento Librizzi 2.

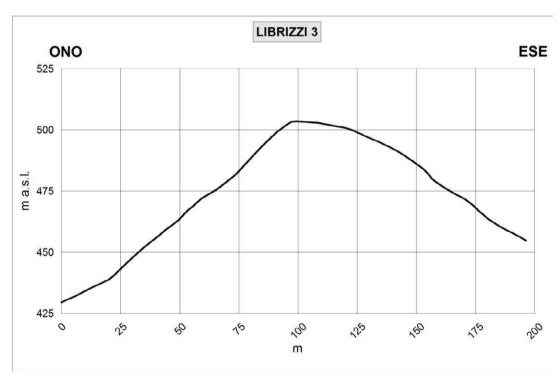


Fig. 3.7c – Profilo topografico di inquadramento Librizzi 3.

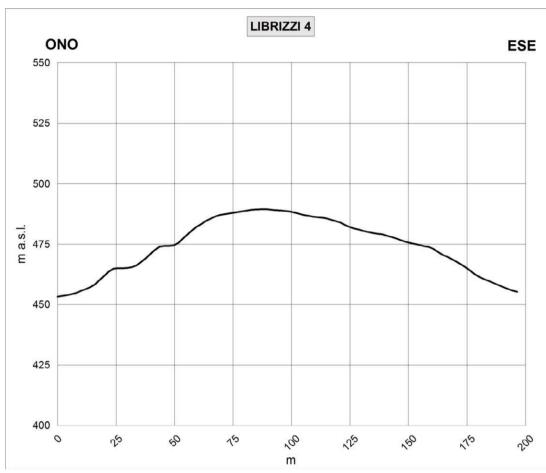


Fig. 3.7d – Profilo topografico di inquadramento Librizzi 4

### 3.3.2 Litostratigrafia

L'assetto litostratigrafico del territorio sul quale gravita il centro urbano principale del Comune di Librizzi è caratterizzato, dal basso da (Fig. 3.8, 3.9 e Tab. 3.1):

### 3.3.2.1 Filladi di Mandanici

Si tratta di rocce epimetamorfiche (filladi) di origine pelitica o pelitico-arenacea con frequenti intercalazioni carbonatiche e calciscistose. Gli scisti filladici sono costituiti da rocce a grana estremamente minuta a scistosità sempre marcata, spesso intersecate da vene e lenti di quarzo di colore bianco; hanno in genere colore grigio bruno e presentano patine rossastre di alterazione; presentano inoltre una caratteristica fissilità lungo i piani di scistosità, lucentezza sericea. Tali litotipi derivano da originari sedimenti pelitici trasformati da un processo metamorfico esplicatosi in ambiente abbastanza superficiale e che non ha obliterato del tutto l'originaria struttura dei sedimenti. Il basso grado di metamorfismo permette, infatti, anche se con discontinuità, il riconoscimento di originari piani di sedimentazione.

Il grado di fratturazione dei litotipi riconducibili a questa formazione è spesso elevato.

La parte superficiale dell'unità è, in genere, interessata da intensi processi di alterazione sia fisici che chimico-fisici ed assume l'aspetto di un deposito incoerente limoso-argilloso con inclusi filladici.

Questa unità affiora estesamente ad ovest del centro urbano di Librizzi nell'area del Vallonevina Inferiore e lungo un'ampia fascia orientata N-S che si sviluppa nelle immediate adiacenze ad est del Centro Urbano. Un piccolo affioramento di filladi di Mandanici si trova inoltre nella periferia sud dell'area perimetrata per lo studio di microzonazione.

### 3.3.2.2 Metamorfiti dell'Aspromonte

Si tratta di metamorfiti di alto grado costituite da gneiss occhiadini passanti a micascisti con lenti di paragneiss. Il colore di queste rocce è piuttosto chiaro, grazie all'abbondanza di minerali sialici. Il grado di fratturazione è assai variabile. Questi terreni costituiscono il substrato di gran parte del centro urbano principale di Librizzi. Ricoprono, in contatto tettonico, le sottostanti filladi dell'unità di Mandanici.

Al di fuori, dell'area oggetto dello studio di microzonazione affiorano anche i depositi del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore – Burdigaliano) che ricoprono in discordanza i terreni metamorfici delle unità di Mandanici e dell'Aspromonte. Sono presenti anche, in alcuni settori, le Argille Scagliose dei Monti Peloritani, sovrapposte tettonicamente al Flysch di Capo d'Orlando, ed alcuni lembi di calcareniti di Floresta (Fig. 3.9).

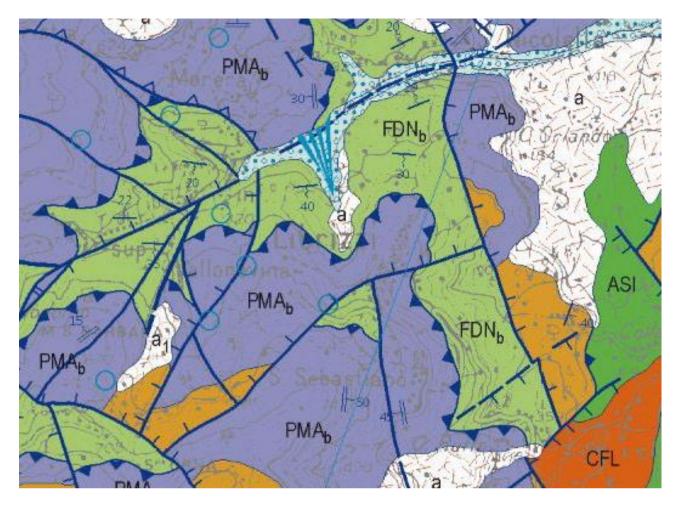
Per quanto riguarda più specificamente l'area oggetto di studio, i terreni metamorfici e, principalmente le metamorfiti di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte sono ricoperti da:

### 3.3.2.3 Coperture detritiche

I terreni precedentemente descritti sono in genere interessati da coltri superficiali di alterazione e detritiche di spessore assai variabile. Si tratta di sabbie limose e limi più o meno sabbiosi con inclusi lapidei eterometrici a spigoli vivi di varia natura.

### 3.3.2.4 Depositi alluvionali recenti

Si tratta di sabbie, sabbie limose e ghiaie che si sviluppano al di fuori del centro urbano, a Nord dell'area di studio e costituiscono una conoide alluvionale in destra orografica del Torrente Librizzi.



### **LEGENDA**

a - depositi di versante
a1 - depositi di frana
b - depositi alluvionali
CFL - Calcareniti di Floresta
Burdigaliano - Langhiano

ASI - Argille scagliose dei Monti Peloritani Cretacico Superiore 96666666666666666666666666666666666

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

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

FDNb - Filladi e metareniti - Filladi di Mandanici Paleozoico

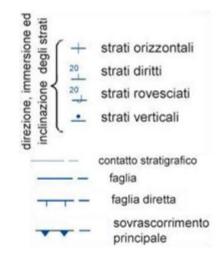
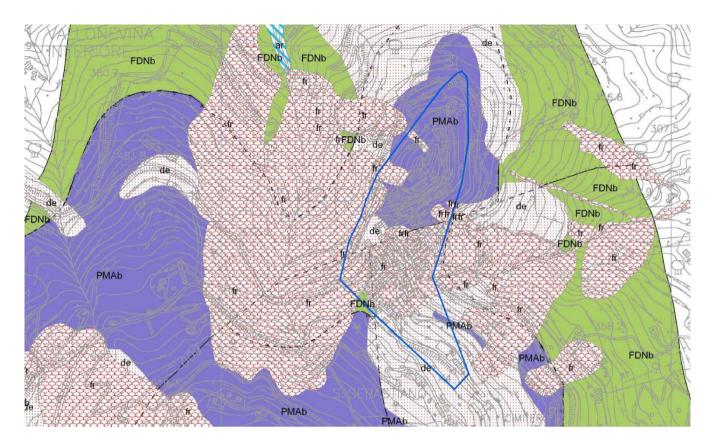


Fig. 3.8 – Stralcio del Foglio Geologico CARG in scala 1:50.000 "Patti" relativo all'assetto geologico dell'area di Librizzi.



### **LEGENDA**

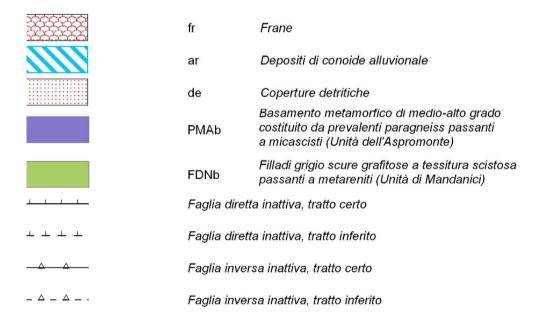


Fig. 3.9 – Carta geologica dell'area di Librizzi realizzata nell'ambito del presente studio.

Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
Coperture detritiche ed antropiche, frane	Recente	Materiali incoerenti a tessitura caotica, costituiti da sabbie limose passanti a limi sabbiosi, con ciottoli e blocchi arenacei e metamorfici, depositi di discarica a composizione eterogenea, arenarie intensamente alterate.	
contatto stratigrafico discordante			
Unità dell'Aspromonte	Paleozoico	basamento metamorfico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti.	
Contatto tettonico			
Unità di Mandanici	Paleozoico	Filladi e metareniti Filladi di Mandanici	

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

### 3.3.3 Lineamenti tettonici di Librizzi

I principali lineamenti tettonici che interessano il territorio sul quale gravita il centro urbano di Librizzi sono rappresentati dai sovrascorrimenti fra le unità metamorfiche di Mandanici e dell'Aspromonte. I piani di sovrascorrimento affiorano lungo un ampio perimetro che si sviluppa al di fuori dell'area di studio (Fig. 3.9) e sono dislocati da faglie ad alto angolo che attraversano il centro urbano evidenziate dalla cartografia CARG (Fig. 3.8). La prima di queste faglie, con andamento N-S interessa il settore centro-meridionale dell'abitato e disloca le Filladi di Mandanici rispetto all'Unità dell'Aspromonte.

La seconda decorre in senso NE-SW attraversando il settore mediano del centro urbano di Librizzi, dislocando i fronti di sovrascorrimento.

Non si hanno evidenze tuttavia che possano far considerare queste faglie come attive.

Al di fuori dell'area perimetrata ai fini dello studio di microzonazione, è da segnalare la presenza di una faglia con andamento NNW-SSE che decorre a circa 1,5 Km ad est del centro abitato e mette a contatto le unità metamorfiche, affioranti nel settore di Librizzi, con i depositi del Flysch di Capo d'Orlando che si estendono, ad est. Tale faglia, riportata nello stralcio del Foglio Geologico n. 599 "Patti" di Fig. 3.8 viene ritenuta da recenti lavori (Sulli et al. 2012, cum bibl.) come la prosecuzione di una faglia attiva (Fig. 3.3).

#### 4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

#### 4.1 II database

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

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

I dati geotecnici raccolti ai fini dello studio derivano da:

- a) Studio geologico allegato al P.R.G. del Comune di Librizzi (redatto dal Dott. Alfredo Natoli in data Febbraio 2012).
- b) Progetto di Massima ed Esecutivo relativo all'Arredo Urbano Librizzi centro, completamento Via Pascoli (Dr. Geol. Francesco Musarra, 10 luglio 2000).
- c) Studio integrativo relativo all'Arredo Urbano Librizzi centro, completamento Via Pascoli (Dr. Ing. Alfredo Natoli, 5 febbraio 2001).

E' stato inoltre reperito un rapporto geognostico preliminare per lo studio della frana di Contrada Nasidi, che tuttavia non riguarda l'area perimetrata

À ùINDAGINI PREGRESSE	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	13
Prove penetrometriche tipo SPT	44
Sezioni geologiche	10

Tab. 4.1: sintesi delle prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio che riguardano il territorio comunale di Librizzi.

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE	QUANTITA'
Analisi dei microtremori a stazione singola (HVSR) UNIPA	8

Tab. 4.2 – Indagini di nuova acquisizione che riguardano il territorio comunale di Librizzi

## 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 substrato geologico rigido e non rigido e terreni di copertura.

Per quanto riguarda le coperture detritiche presenti nelle cartografie geologiche consultate e riportate nella carta litotecnica, in assenza di informazioni sulle caratteristiche granulometriche e geomeccaniche di tali depositi, oltre che di indicazioni sugli spessori, si è scelto di non procedere ad una classificazione basata sul *Unified Soil Classification System* e di non inserire tali coperture nello shape "geotec". Pertanto ci si è limitati alla loro perimetrazione riportata nello shape "forme". Per tale ragione, tali depositi, presenti con significative estensioni nel settore meridionale dell'area perimetrata, vengono riportati nella sottostante tabella relativa ai terreni di copertura come coperture detritiche indifferenziate (Tab. 4.3).

#### Terreni di substrato

Unità litostratigrafica	Tipologia di substrato	Sigla	stratificazione
Metamorfiti dell' Aspromonte	Substrato geologico non rigido	NR	Non stratificato
Metamorfiti dell' Aspromonte	Lapideo	LP	Non stratificato
Filladi di Mandanici	Substrato geologico non rigido	NR	Non stratificato
Filladi di Mandanici	Lapideo	LP	Non stratificato

Tab 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato del centro urbano di Librizzi

### Terreni di copertura

Coperture detritiche indifferenziate	
--------------------------------------	--

Tab 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

## 4.3. Indagini geofisiche precedenti

Relativamente all'area da sottoporre a microzonazione non è stato possibile reperire dati geofisici precedenti.

## 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).

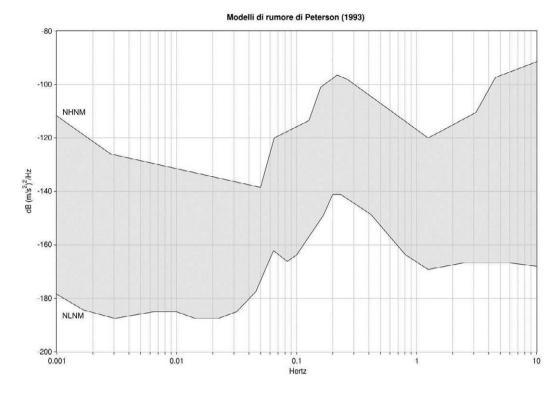


Fig. 4.1 – Minimo e massimo spettro della componente verticale della velocità rumore sismico

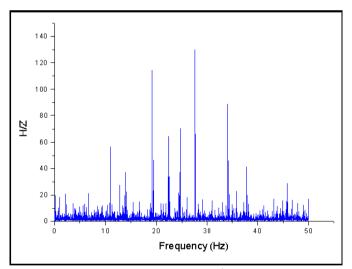


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

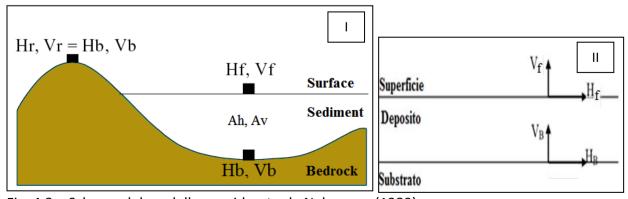


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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:  $QTS \approx Hs / Vs$ .

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  $\approx$  1 e che le ampiezze delle componenti orizzontali e verticali delle onde di Rayleigh diminuiscono bruscamente in corrispondenza alla frequenza fondamentale di risonanza delle onde SH nello strato superficiale, si ottiene:  $QTS \approx A_h$ .

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

### 4.5. Indagini HVSR

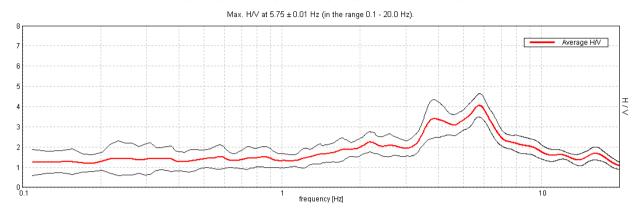
La scelta dell'ubicazione dei punti di misura HVSR è stata eseguita secondo quanto specificato nel "Documento Tecnico per l'elaborazione delle indagini e degli studi di microzonazione sismica" secondo le specifiche e le condizioni stabilite dall'OPCM 3907/2010. Considerando l'estensione e la topografia dell'area soggetta alle indagini, sono stati ubicati 24 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini. Tuttavia i punti di misura 083020P45-HVSR73 e 083020P48-HVSR76 non sono stati considerati per valutazioni sulle frequenze di vibrazione a causa dell'elevata presenza di effetti di sorgente nel rapporto spettrale.

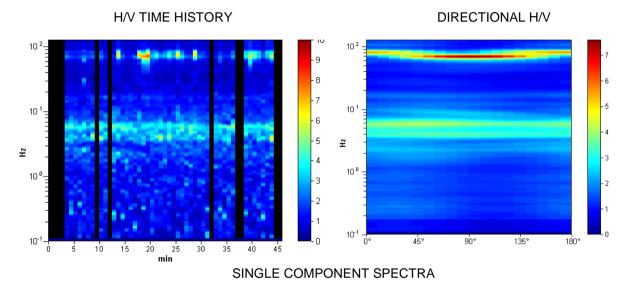
Tutte le misure sono state eseguite utilizzando il rilevatore sismico digitale TROMINO $^{\circ}$  della Micromed s.p.a., che utilizza una terna di sensori velocimetrici, smorzati criticamente, la cui funzione di trasferimento è dichiarata costante dal costruttore nell'intervallo di frequenze (0.1  $\div$  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 secondi ciascuna, è stata effettata 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

#### HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO





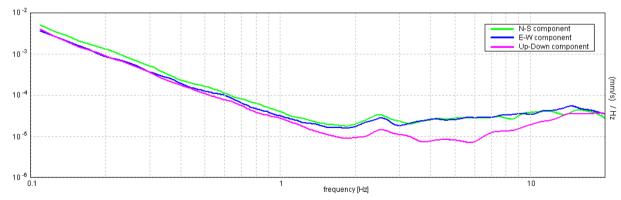


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083039P28-HVSR78.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Librizzi hanno messo in evidenza la presenza di alcuni possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovuti a fenomeni di risonanza su parte del territorio (Fig. 4.5). Tutti i picchi significativi relativi alle curve HVSR sono stati inseriti nella Tab. 4.5. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.5. 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 due cluster.

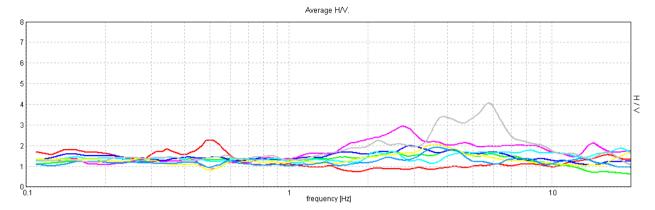


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 8 stazioni singole

Misure HVSR	F <sub>0</sub>	H/V di <i>F</i> <sub>0</sub>	F <sub>1</sub>	H/V di <i>F</i> <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	H/V di F <sub>2</sub>	Profondità bedrock sismico
083039P34-HVSR84	0.52	2.3	16	1.6			3.6
083039P31-HVSR81	4	1.8					9
083039P29-HVSR79							
083039P27-HVSR77	2.7	2.9					3.2
083039P30-HVSR80	2.5	1.8	18.25	1.9			8.2
083039P33-HVSR83	3.59	2.1	20	1.8			4
083039P32-HVSR82	3.66	1.9	13	1.5			6
083039P28-HVSR78	3.8	3.3	5.75	4	17	1.8	4

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

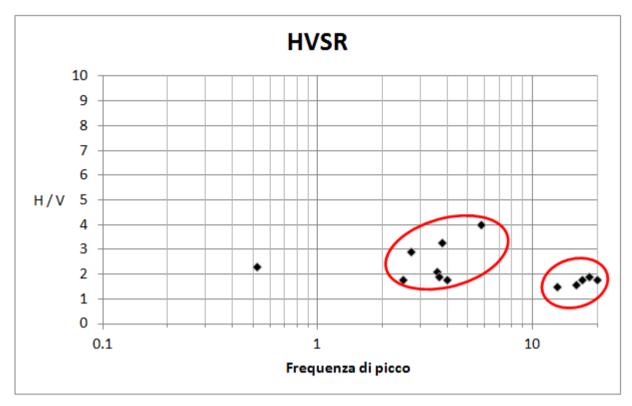


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione dei cluster individuati.

### 5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

## 5.1 Il Modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo

L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie, dai 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 del centro urbano di Librizzi. 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 4 sezioni di Fig. 5.1. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico – Tecnica.

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

In Particolare la sezione 1-1' mostra, nella porzione settentrionale, il substrato geologico non rigido (NR) affiorante. Tale substrato, procedendo verso SSW risulta ricoperto da depositi di frana. Al di sotto della porzione alterata, lungo la sezione, il substrato lapideo è rappresentato dalle metamorfiti di alto grado dell'Unità di Aspromonte. Nella porzione mediana della sezione è inferita, al di sotto dei depositi di frana e del substrato alterato, una faglia ad alto angolo con andamento NE-SW che disloca le metamorfiti. Viene pertanto ipotizzata, al di sotto del substrato non rigido, la presenza di una fascia cataclastica associata a tale faglia.

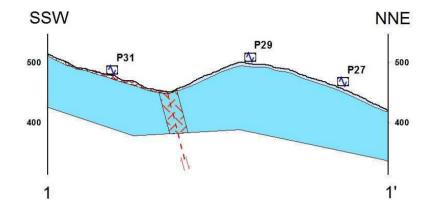
La sezione 2-2' evidenzia la presenza di frane lungo il versante occidentale di Librizzi e il substrato non rigido affiorante che deriva dalla alterazione delle metamorfiti di Aspromonte.

La sezione 3-3' evidenzia come, nel settore centro-meridionale dell'abitato prevalgano i fenomeni di dissesto. I depositi di frana ricoprono il substrato lapideo dislocato, nel settore occidentale da una faglia ad alto angolo.

La sezione 4-4' attraverso la Zona Forgia riporta le indicazioni ricavate dai sondaggi disponibili nell'area che indicano la presenza, al di sotto di una coltre detritica di circa 4 metri, di filladi grigie con vene e noduli di quarzo ad elevata scistosità, intensamente tettonizzate fino alla profondità di 20 metri. Si tratta delle Filladi di Mandanici che, verso NE vengono a contatto per faglia con le metamorfiti di più alto grado dell'Aspromonte che risultano alterate nella porzione superficiale ed interessate da fenomeni franosi.

# **COMUNE DI LIBRIZZI**

# SEZIONE GEOLOGICA 1-1'



# **SEZIONE GEOLOGICA 2-2'**

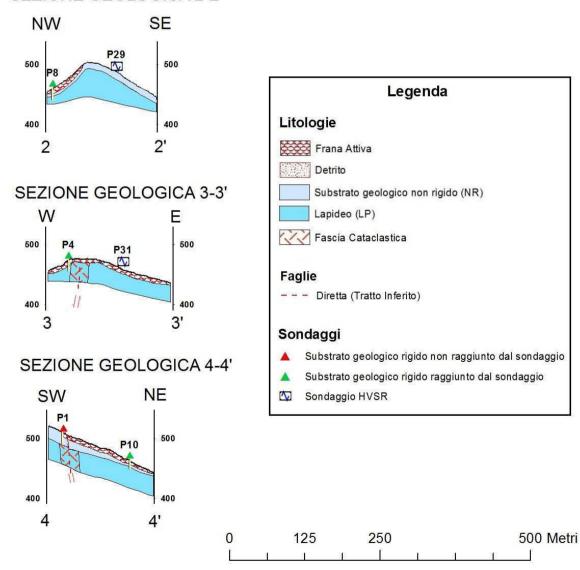


Fig. 5.1 – Sezioni geologiche attraverso l'abitato di Librizzi (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

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

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

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

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

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

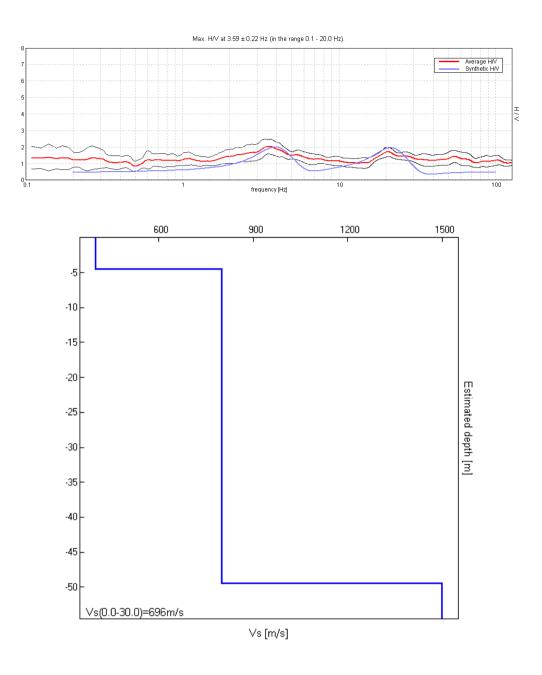


Fig. 5.2 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083039P33-HVSR83.

#### 6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

## 6.1. Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

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

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

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

Sarà opportuno pertanto definire 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 al fine di giungere ad una caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica del sottosuolo.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

La limitata disponibilità di dati geognostici e geofisici nell'area di Librizzi non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. Per le considerazioni espresse nel par. 4.3, le velocità di propagazione delle onde di taglio compatibili con i vincoli sugli spessori degli strati e sulle litologie presenti nell'area sono stati adottati nell'inversione di alcune curve. In particolare sono state interpretate tutte le curve relative ai punti di misura. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione delle sezioni geologico-tecniche riportate in relazione.

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

Nei grafici dei rapporti spettrali HVSR relativi a ogni punto di misura sono stati individuati tutti i picchi significativi. Questi sono stati caratterizzati mediante la loro frequenza centrale e ampiezza. L'insieme delle coppie frequenza di picco/ampiezza HVSR, relative a tutte le misure di microtremore eseguite, è stato rappresentato in un grafico a dispersione per individuare, se possibile in modo puramente visivo, clusters di punti con probabile omogeneità del fenomeno generatore e pertanto interpolabili in una singola mappa, nell'ipotesi di lievi variazioni continue dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata 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 Vs> 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 Vs> 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 ai 3 metri e dei substrati affioranti caratterizzati da velocità di propagazione delle onde di taglio <800 m/s, a causa delle loro caratteristiche litologiche o dello stato di alterazione e/o fratturazione.

Le discontinuità morfologiche in grado di determinare l'amplificazione del moto del suolo in seguito a meccanismi di focalizzazione delle onde sismiche, sono state individuate attraverso diverse fasi di lavoro. In una prima fase è stato acquisito ed elaborato il modello digitale di terreno con cella 2 metri (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<sup>TM</sup>. 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≥ 0.25)*	5081
Valle sepolta larga (C< 0.25)*	5082

<sup>\*</sup>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
Тіро_ер	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° 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°).

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°

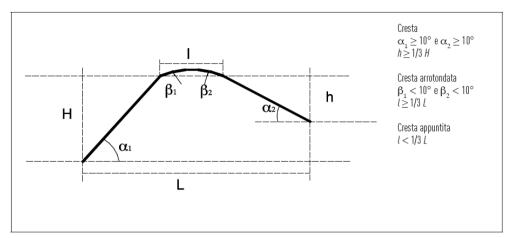


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

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

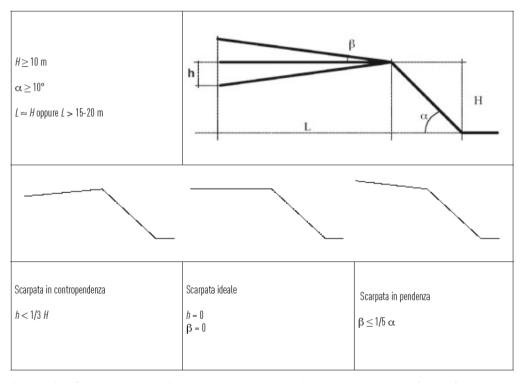


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

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 10m, procedendo poi ad analizzare, mediante la realizzazione di sezioni topografiche di dettaglio, le caratteristiche morfometriche dei versanti, che vengono limitati superiormente dalle linee di scarpata riconosciute. Per ciascuna linea di scarpata, vengono realizzati uno o più profili, in modo da fornire un'indicazione della variabilità spaziale delle caratteristiche morfometriche; queste ultime dipendono infatti dall'assetto geomorfologico del versante lungo cui si imposta la linea di scarpata, così come dalla morfodinamica del versante stesso.

### Analisi delle pendenze

Per l'individuazione degli elementi morfologici quali scarpate, creste e cime isolate sono stati realizzati degli elaborati intermedi, confrontando i quali è stato poi possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse 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 successi 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).

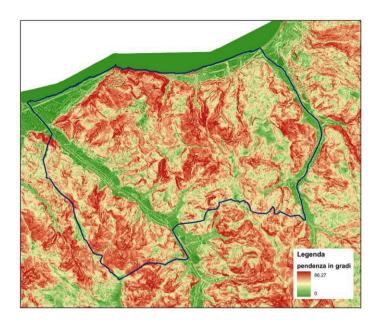


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

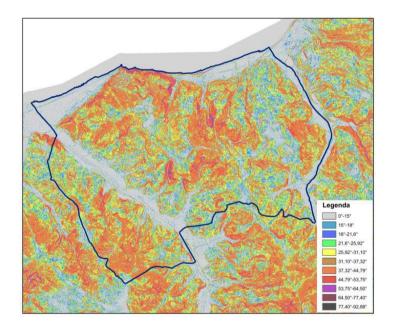


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

# 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 linea 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</li>
- 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.

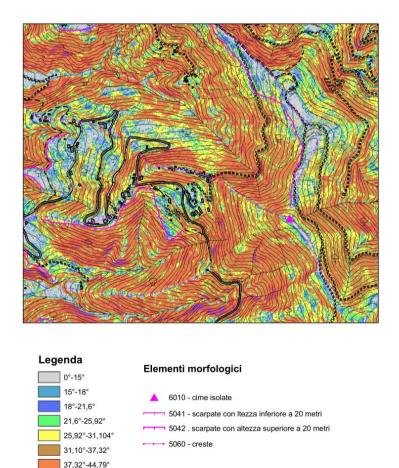


Fig. 7.5 – Individuazione di elementi morfologici di interesse (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).

44,79°-53,75° 53,75°-64,50° 64,50°-77,40° 77,40°-92,88°

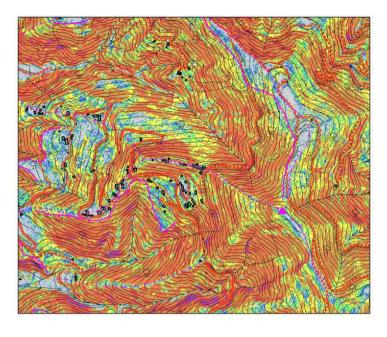




Fig. 7.6 – Sovrapposizione degli elementi antropici (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).

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</li>
- 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.

### 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

La carta delle indagini (Fig. 8.1) mostra l'ubicazione dei sondaggi e delle prove rese disponibili per lo studio di microzonazione.

Le indagini presenti all'interno del territorio del Comune di Librizzi 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 del centro urbano principale.

In particolare i 12 sondaggi a carotaggio continuo a corredo del PRG interessano le zone Forgia - Via Segreto, Forgia- Salita Febo, Piazza Catena, Piazza Marconi, Via Pascoli e si estendono lungo la periferia nord occidentale del centro urbano (da 083039P1 a 083039P8, 083039P24, 083039P25, 083039P26).

Altri due sondaggi riguardano il completamento della Via Pascoli (083039P9, 083039P10). In tutti i sondaggi, sono state eseguite prove penetrometriche SPT.

Tali sondaggi hanno permesso di ricostruire, sebbene in modo parziale, la stratigrafia del substrato e lo spessore delle coperture.

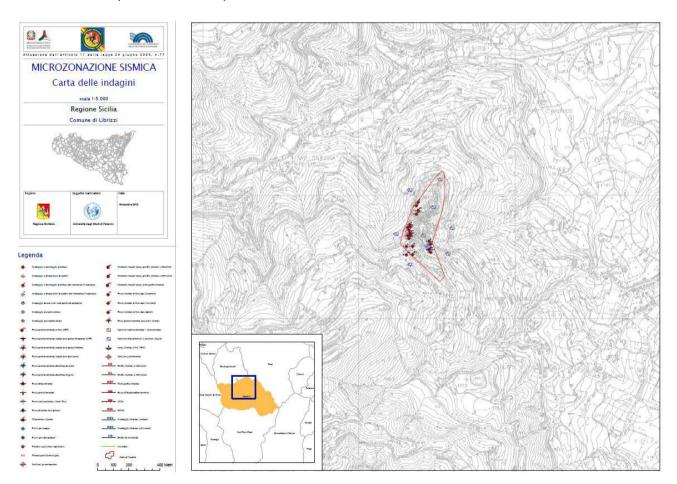


Fig. 8.1 – Riduzione della carta delle indagini di Librizzi (v. PDF cartella plot in banca dati).

Questi dati, insieme agli 8 siti dove sono stati eseguite le acquisizioni dei microtremori a stazione singola (HVSR), distribuiti in modo piuttosto uniforme sia all'interno del centro urbano (n°3 indagini HVSR) che all'esterno dell'area perimetrata (n°5 indagini HVSR), sono stati utili per ricostruire le sezioni geologico-tecniche (cfr. par. 5.1).

# 8.2 Carta Geologico-tecnica

La carta geologico – tecnica evidenzia come il territorio nel quale ricade il centro urbano di Librizzi sia costituito da un substrato lapideo rappresentato da terreni metamorfici (LP), ricoperto da spessori variabili di terreni dello stesso substrato ma alterati (NR), oltre che da depositi di frana e coperture detritiche.

## 8.2.1. Il substrato geologico

Il settore settentrionale della zona perimetrata è caratterizzato per lo più dal substrato geologico non rigido affiorante costituito dalle metamorfiti alterate dell'Unità di Aspromonte. Questo tipo di substrato si sviluppa anche nel settore meridionale dell'area, al di sotto di coltri detritiche e frane. Soltanto nella zona Forgia, in prossimità del margine sud-occidentale dell'area, il substrato è costituito dalle filladi alterate dell'Unità di Mandanici. Due faglie ad alto angolo sono inferite nell'area del centro urbano anche sulla base dei rilievi del progetto CARG. Una di queste faglie, con andamento N-S, mette a contatto le Filladi di Mandanici del settore Forgia, ad ovest, con le metamorfiti di alto grado di Aspromonte, ad est. Non ci sono indizi tali da far considerare tali faglie come attive.

8.2.2 . I **terreni di copertura**, sono stati cartografati solo nei casi in cui lo spessore, valutato sulla base di sondaggi a carotaggio continuo, superava i 3 metri.

Questi depositi prevalgono nella porzione centro-meridionale dell'area perimetrata e sono rappresentati da depositi di frana e coltri detritiche che poggiano su substrati non rigidi caratterizzati dalle stesse metamorfiti dell'Unità di Aspromonte e, nel settore sud-occidentale (Zona Forgia), dalle filladi alterate dell'Unità di Mandanici.

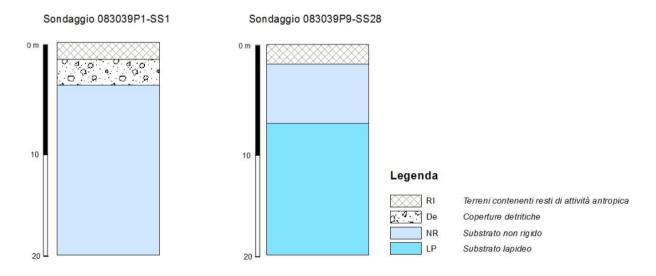


Fig. 8.2 Colonne stratigrafiche di due sondaggi significativi eseguiti presso il centro urbano di Librizzi. Il sondaggio P1 è ubicato al margine sud-occidentale dell'area, in Via Segreto. Il sondaggio P9 è ubicato in Via Pascoli.

### 8.2.3. I fenomeni di dissesto

L'assetto geologico e morfologico dell'area di Librizzi è responsabile di condizioni in generale favorevoli all'innesco di fenomeni franosi. Infatti, l'area si presenta come una dorsale allungata in senso SSO-NNE, limitata lateralmente da versanti mediamente acclivi. I terreni affioranti sono costituiti da metamorfiti di medio-alto (gneiss e micascisti, Unità tettonica dell'Aspromonte) e basso (filladi e metareniti, Unità tettonica di Mandanici) grado, sulle quali a luoghi sono presenti le coperture flyschoidi arenacee (Flysch di Capo d'Orlando). I rapporti geometrici sono regolati da sovrascorrimenti (Aspromonte su Mandanici) e faglia (tra Flysch e unità metamorfiche).

In questa sede sono stati presi in considerazione tutti i dissesti segnalati nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico), predisposto dall'Assessorato regionale Territorio e Ambiente. Facendo riferimento alle aree di interesse segnalate dall'amministrazione del Comune di Librizzi, ed integrando i dati acquisiti con informazioni provenienti dalla relazione geologica del Piano Regolatore comunale.

All'interno del perimetro del centro abitato principale, l'analisi del P.A.I. mette in evidenza (Fig. 8.3) la presenza di diversi dissesti, consistenti in frane di versante (scorrimenti, colamenti o frane complesse, le cui scarpate si attestano lungo le stesse scarpate morfologiche che bordano il centro abitato, impostate al contatto tra termini arenacei del Flysch di Capo d'Orlando ed i sottostanti terreni metamorfici.

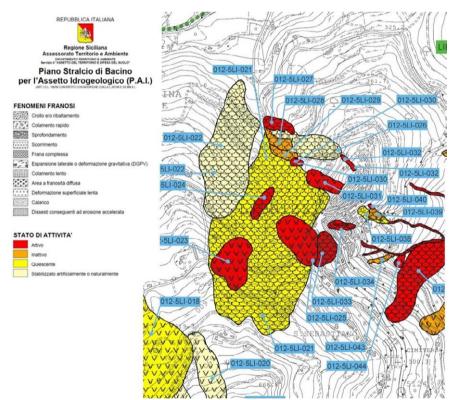


Fig. 8.3 – Comune di Librizzi – centro abitato principale: carta dei dissesti censiti nel PAI.

### Fenomeni PAI 012-5LI-25, PAI 012-5LI-33

Si tratta di due fenomeni di scorrimento e scorrimento colamento, le cui testate si impostano al limite superiore del versante che limita il settore sud-occidentale del centro abitato. I due

fenomeni sono attivi e presentano pericolosità P3 e P2, rispettivamente, in grado di determinare condizioni di Rischio R3 e R4 laddove intersecano elementi vulnerabili.

In relazione allo schema di classificazione qui adottato, i due fenomeni vanno classificati come 3012 e 3014, rispettivamente.

### Fenomeni PAI 012-5LI-31, PAI 012-5LI-32

I fenomeni franosi si muovono a partire dal centro abitato in direzione NO, impostando le testate lungo il versante che scende dal centro abitato. Entrambi i fenomeni sono censiti come attivi, determinando condizioni di pericolosità differenti, P2 e P3, a causa della differente tipologia di movimento riconosciuta bel PAI. Il fenomeno *PAI 012-5LI-31* è infatti uno scorrimento, mentre il fenomeno *PAI 012-5LI-32* costituisce una colata rapida. Le condizioni di rischio associate sono in entrambi i casi di tipo R4, limitatamente al tratto a monte, laddove si intersecano alcuni elementi vulnerabili.

La codifica in ambito di microzonazione dei due fenomeni è dunque 3012 e 3011, rispettivamente per il fenomeno 31 e 32.

#### Fenomeno PAI 012-5LI-021

Questo fenomeno franoso corrisponde ad un movimento complesso di tipo scorrimento colamento che interessa tutto il sistema versanti-impluvio che limita a Ovest la dorsale su cui sorge Librizzi.

Il fenomeno presenta uno stato di attività quiescente, determinando condizioni di Rischio variabile da R2 a R4, nel settore di testata. La codifica per la microzonazione è 3024.

### Fenomeni PAI 012-5LI-34, PAI 012-5LI-38, PAI 012-5LI-39, PAI 012-5LI-40

Il quadro articolato presentato dai fenomeni franosi che interessano i versanti orientali della dorsale di Librizzi, è stato oggetto di studi di maggiore dettaglio in occasione della redazione del Piano Regolatore Generale (Fig. 8.4). In quella occasione, la morfodinamica dell'intero versante è stata interpretata in modo più generalizzato, riconducendo le fenomenologie precedentemente isolate, nel quadro di tre principali movimenti di tipo complesso scorrimento-colamento, codificabili come 3024.

I due fenomeni di maggiore estensione interessano in modo significativo il versante orientale della dorsale. Il fenomeno posto più a Sud, taglia la S.P. 126 in direzione SO-NE, mentre un secondo grande corpo di frana attraversa il centro abitato in direzione OSO-ENE. Un terzo fenomeno di minore estensione confluisce in direzione ONO-ESE, sul tratto intermedio del corpo di frana che attraversa il centro abitato.

In ragione delle estensioni e dello stato di attività, questi fenomeni sono classificati con pericolosità P3, determinando condizione di rischio R4, in corrispondenza delle intersezioni con i beni vulnerabili.

Di seguito viene proposta la Carta geologico-tecnica compilata in base alle informazioni raccolte (Fig. 8.4)

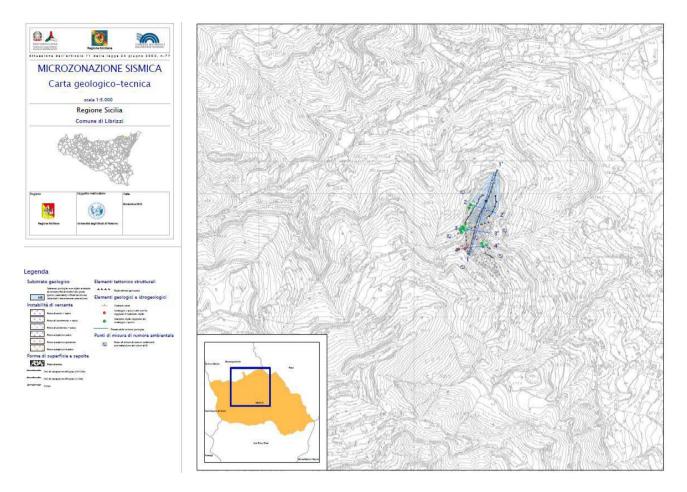


Fig. 8.4 – Riduzione della carta Geologico-Tecnica di Librizzi (v. PDF cartella plot in banca dati).

# 8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

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

Gli effetti locali attesi nel centro urbano consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate tre differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8. 5 e Tab. 8.1):

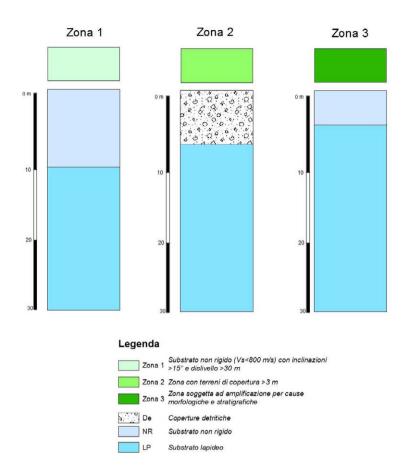


Fig. 8.5 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica nell'area di studio di Librizzi.

**Zona 1** Questa zona è caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido non stratificato (stima delle Vs <800 m/s), derivante dall'alterazione di terreni metamorfici di medio ed alto grado, affioranti su versanti con inclinazione superiore ai 15° e dislivello superiore ai 30 m. Lo spessore medio della coltre di alterazione, stimato attraverso sondaggi meccanici, si aggira intorno alla decina di metri e a luoghi può superare i 20 metri (zona Forgia). In profondità è possibile riconoscere un substrato lapideo, anch'esso di natura metamorfica, con migliori caratteristiche meccaniche. Le aree che presentano le caratteristiche riconducibili a questa microzona omogenea in prospettiva sismica sono situate ai margini meridionali della area di studio.

**Zona 2** Questa microzona omogenea in prospettiva sismica è caratterizzata dalla presenza di una coltre detritica affiorante in superficie, i cui spessori tuttavia non sono noti a causa della mancanza di indagini in situ. Al disotto di tale copertura è ipotizzabile la presenza di un substrato di natura lapidea di origine metamorfica sul cui stato di alterazione e caratteristiche meccaniche non si dispongono sufficienti informazioni. Tali zone caratterizzano la porzione meridionale e centro occidentale dell'area di studio.

**Zona 3** Zona soggetta a possibile amplificazione morfologica. La porzione posta a nord del centro abitato principale risulta essere topograficamente la più elevata. Bordata da scarpate e attraversata da una cresta, potrebbe essere soggetta ad amplificazione del segnale sismico a causa delle morfologie riscontrate. Inoltre, il substrato, costituito da metamorfiti di medio e alto grado,

risulta essere alterato nella porzione più superficiale, per spessori stimati in base alle misure HVSR fino alla decina di metri. Questa microzona omogenea in prospettiva sismica merita di essere indagata con procedure di tipo numerico nei livelli successivi di approfondimento.

Le **zone considerate suscettibili di Instabilità** sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (crolli, colamenti, scorrimenti e frane complesse) e con differenti stadi di attività (attive, inattive e quiescenti). Esse si collocano in prossimità della sella posta al centro del nucleo abitativo e ai bordi della cresta che si allunga in direzione NNE-SSW.

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

	ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento	
Zona 1	Substrato non rigido (Vs<800 m/s) con inclinazioni >15° e dislivello >30m	NR	Amplificazione topografica e stratigrafica	secondo ed eventuale terzo livello	
Zona 2	Zona con terreni di copertura >3 m	Coperture detritiche	Amplificazione stratigrafica	secondo ed eventuale terzo livello	
Zona 3	Zona soggetta ad amplificazione per cause morfologiche e stratigrafiche	NR	Amplificazione topografica e stratigrafica	secondo ed eventuale terzo livello	

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Tipo_f	_f Condizioni geologiche Livello di			
		approfondimento		
301X	Instabilità di versante attiva	terzo livello		
302X	Instabilità di versante quiescente	terzo livello		
303X	Instabilità di versante inattiva	terzo livello		
304X	Instabilità di versante non definita	terzo livello		

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

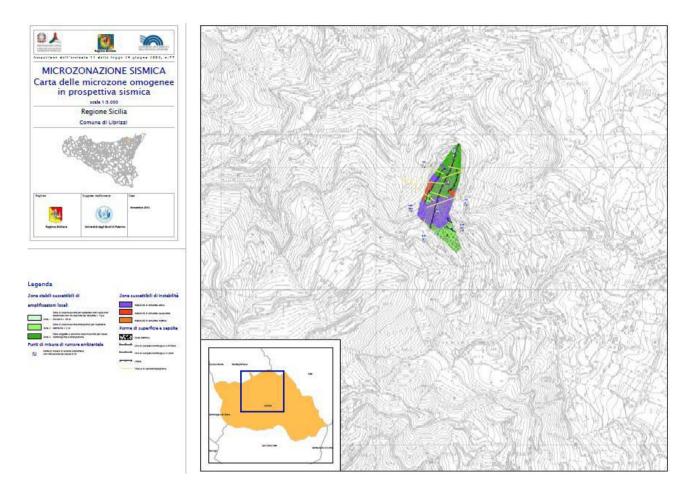


Fig. 8. 6 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (v. PDF cartella plot in banca dati).

## Profili topografici di dettaglio

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

L'approccio utilizzato nella predisposizione del presente elaborato (cfr. Cap. 7), si è dunque articolato in due fasi: una prima fase di riconoscimento sistematico degli elementi morfologici lineari e puntuali che intersechino le aree di interesse proposte dalle amministrazioni comunali; la successiva analisi degli assetti morfologici e delle caratteristiche morfometriche dei versanti delimitati al piede o in scarpata dagli elementi riconosciuti, condotta attraverso la analisi di profili topografici di dettaglio rappresentativi.

Profilo topografico	Codice identificativo in banca dati (ID_el)
A1	8
A2	9
B1	3
B2	4
C1	5
C2	6
C3	7

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

Nel territorio comunale di Librizzi (Me), in ragione dell'assetto geologico e geomorfologico, marcato sia dalla presenza di lineamenti tettonici, quali un limite di sovrascorrimento e due direttrici di faglia a sviluppo OSO – ENE e NNO - SSE, sia dalla presenza di rocce in affioramento a differente grado di erodibilità, sono stati individuati diversi elementi morfologici.

All'interno del centro abitato, utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7, sono state riconosciute diverse linee di scarpata. Queste marcano variazioni di pendenza significative e con spiccata continuità lineare.

La carta degli elementi morfologici (Fig. 8.7) mete in evidenza come la dorsale su cui sorge il centro abitato di Librizzi sia marcata dalla presenza di una cresta a sviluppo NNE – SSO, racchiusa da due sistemi di linee o orli di scarpate che la limitano verso NNO e SSE, andandosi a ricongiungere nell'estremità nord-orientale della struttura.

Per semplicità di trattazione i sistemi di linee di scarpata sono stati suddivisi in tre segmenti.

## Scarpata A

Questa linea di scarpata costituisce il tratto curvilineo convesso che caratterizza l'estremità meridionale del sistema di scarpate di NE (Fig. 8.8). Il sistema presenta solo in questo tratto un raddoppio con due linee di scarpata poste a quote differenti, che sono state analizzate realizzando due sezioni topografiche di dettaglio.

La sezione di dettaglio Librizzi A1 (Fig. 8.9), realizzata all'estremità meridionale con direzione OSO – ENE, mette in evidenza, per il versante limitato superiormente dalla linea di scarpata una morfologia uniforme, marcata da una scarpata ideale di media altezza (H=45m) con un angolo al piede del fronte superiore poco inclinato ( $\alpha$ =20°).

Cambiando direzione di analisi, la sezione di dettaglio Librizzi A2 (Fig. 8.10), mostra invece una morfologia caratterizzata dalla presenza di una scarpata in pendenza, con altezza pari a 24m ed angolo al piede di 24°.

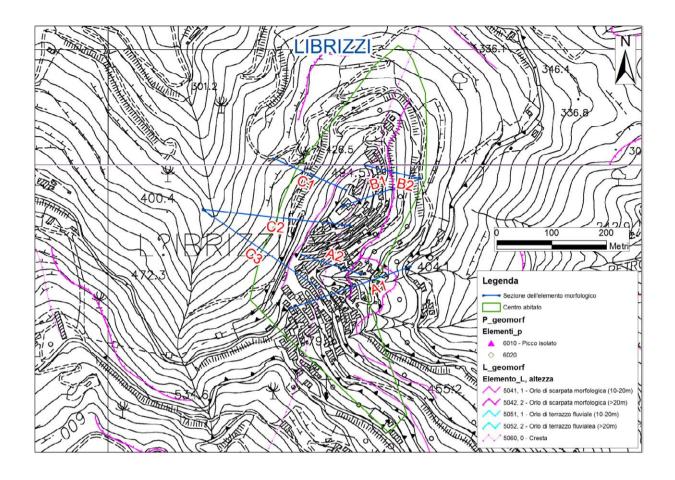


Fig. 8.7 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio.



Fig. 8.8 – Immagine Street View (Google Earth<sup>TM</sup>) della scarpata A.

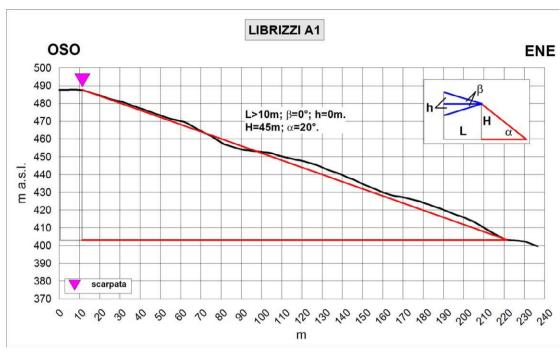


Fig. 8.9 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi A1.

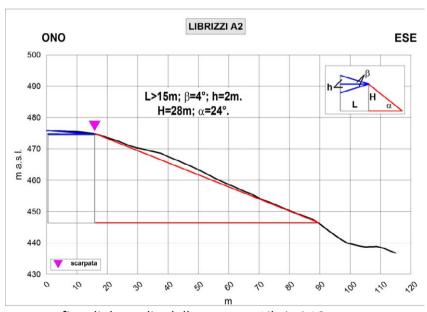


Fig. 8.10 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi A2.

# Scarpata B

La linea di scarpata B costituisce il tratto rettilineo - convesso del sistema di scarpate di NE (Fig. 8.11), ed è stata analizzata realizzando due profili topografici di dettaglio, con differente azimut in corrispondenza dell'estremità settentrionale.

Entrambi i profili di dettaglio realizzati (Figg. 8.12, 8.13) mettono in evidenza la presenza come la linea di scarpata B limiti superiormente una scarpata in pendenza di altezza superiore ai 50m, con angoli al piede del fronte principale maggiori di 30°.



Fig. 8.11 – Immagine Street View (Google Earth<sup>TM</sup>) della scarpata B.

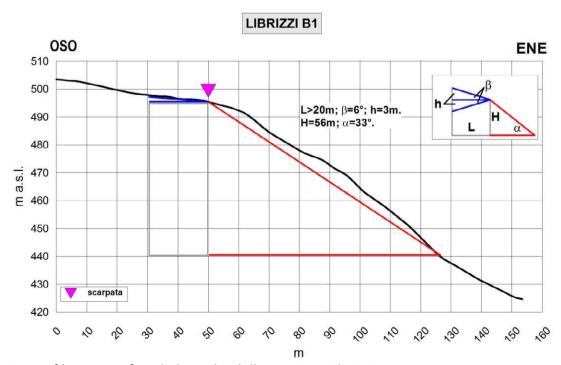


Fig. 8.12 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi B1.

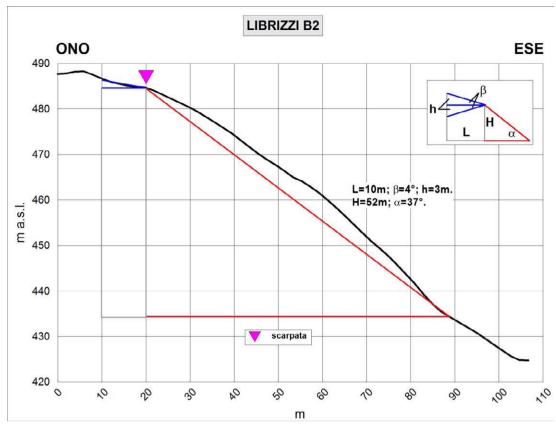


Fig. 8.13 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi B2.

# Scarpata C

La linea di scarpata C costituisce un elemento rettilineo che limita superiormente i versanti che scendono dalla dorsale del centro abitato in direzione NO (Fig. 8.14).



Fig. 8.14 – Immagine Street View (Google Earth<sup>TM</sup>) della scarpata C.

La linea di scarpata C è stata analizzata realizzando tre profili di dettaglio in corrispondenza delle due estremità e del tratto centrale.

Analizzando i profili da NE verso SO, in ragione anche dell'approfondimento della quota della base della dorsale, si osserva come in corrispondenza del profilo Librizzi C1 (Fig. 8.15) il versante sia caratterizzato da una scarpata in pendenza alta 25m, con inclinazione al piede del fronte principale di 43°.

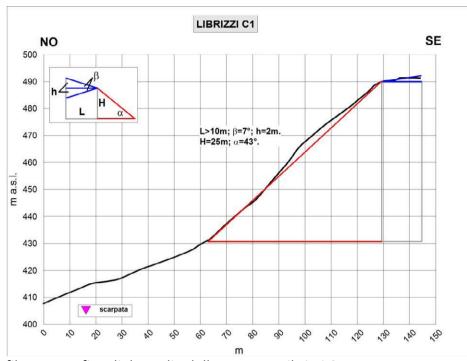


Fig. 8.15 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi C1.

Più a Sud, la morfologia del versante cambia, consentendo lo sviluppo di scarpate molto alte (H>100m), con angoli al piede del fronte principale, mentre nel tratto centrale, minori ( $\alpha$ <35°) e fronte superiore variabile con l'orientazione del profilo: in pendenza, nel profilo Librizzi C2 (Fig. 8.16), in contropendenza, nel profilo Librizzi (Fig. 8.17).

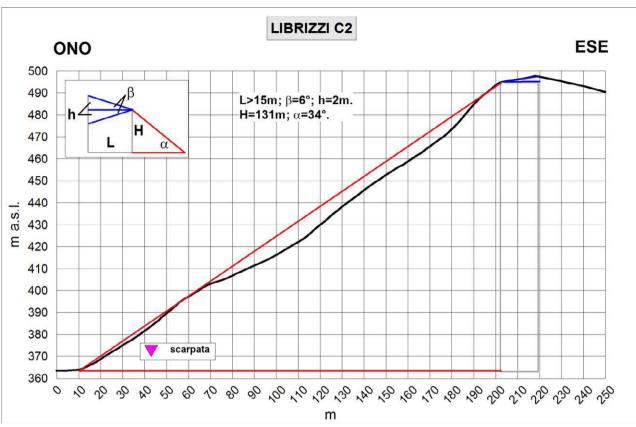


Fig. 8.16 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi C2.

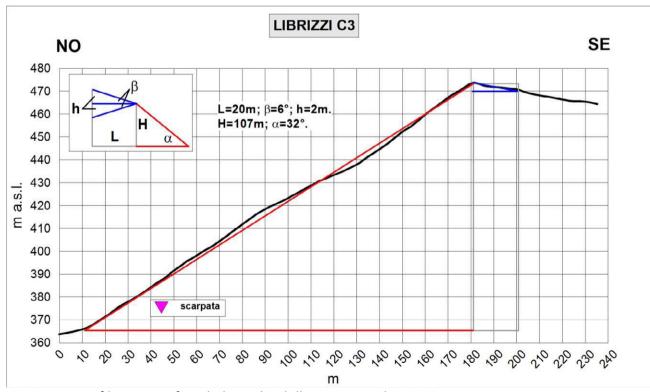


Fig. 8.17 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Librizzi C3.

# 8.4. Carta delle frequenze

La maggior parte dei punti di misura, ad esclusione del punto 083039P29-HVSR79, mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico in un ampio range di frequenza (2.7 - 5.75 Hz).

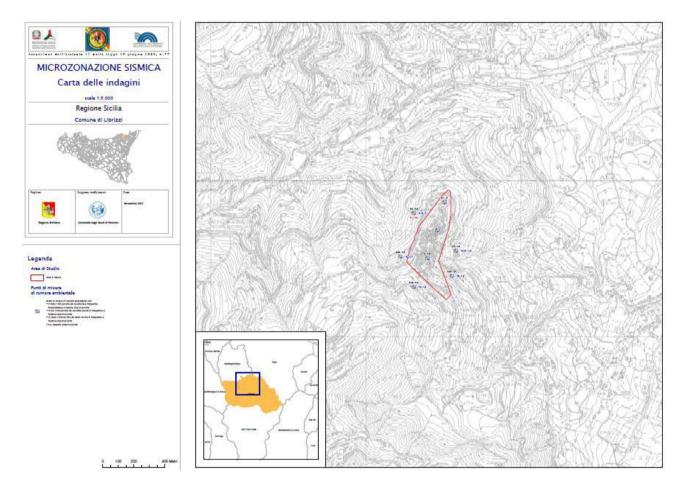


Fig. 8.18 Riduzione della carte delle frequenze (v. PDF cartella plot in banca dati).

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

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

### 10. BIBLIOGRAFIA

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

- Boccaletti M. & Dainelli P., (1982) Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. "Mem. Soc. Geol. It.", "24", pp. 465-482.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L., (1984) The Calabrian Arc and the Jonian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. Marine Geol., 55: 219-245.
- Boccaletti M., Tortorici L. &Ferrini G. L., (1986) The Calabrian Arc in the frame of the evolution of the Tyrrhenian Basin. In: Boccaletti M., Gelati R. & Ricci Lucchi F. Eds. "Paleogeography and geodynamics of the Perityrrhenian Area", Giorn. Geol., 3a, 48 (1/2): 113-120.
- Bonardi G., Giunta G., Liquori V., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1976) Schema geologico dei Monti Peloritani. Boll. Soc. Geol. It., 95, 49-74.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A., Ciampo G. (1980) Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-393.
- Bramerini, F., Di Pasquale, G., (2008) Aggiornamento delle mappe di rischio sismico in Italia. Ingegneria Sismica XXV(2), 1-56
- Burrough, P. A. and McDonell, R.A., (1998) Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), p. 190.
- Catalano S. & Di Stefano A. (1997) Sollevamenti e tettogenesi 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. Apll., 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
- Gasperini, P., Ferrari, G. 1995. tima dei parametri sintetici. In: Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. ING e SGA, Bologna, 96- 111.

- Gasperini, P., Ferrari, G. 1997. Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni. In: Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. ING e SGA, Bologna, 56-64.
- Ghisetti, F. (1979) Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico. Geol. Rom., 18, 23-58.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1977) Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico. Boll. Geodesia e Sc. affini, 36 (4): 411-437.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1984) Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara Fault Zone and related structures. Boll. Soc. Geol. It., 103: 129-157.
- Giunta G. (1991) Elementi per un modello cinematico delle maghrebidi siciliane. Mem. Soc. Geol. It. 47: 297-311.
- Giunta G., Messina A., Bonardi G., Nigro F., Somma R. e Cutrupia D., Giorgianni A., Sparacino V. (1998) Geologia dei Monti Peloritani (Sicilia NE). Guida all'escursione, 77° Riunione estiva, Palermo, Settembre 1998
- Giunta G. & Nigro F. (1998) Some tectono-sedimentary constraints to Oligo-Miocene evolution of the Peloritani Thrust Belt. Tectonophysics, 315: 287-299.
- Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000a) The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. Mem. Soc. Geol. It., 119: 553-565.
- Giunta G. & Somma R. (1996) Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Alì (M.ti Peloritani, Sicilia) Boll. Soc. Geol. It., 115, 489-500.
- Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G. (2007), Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (CFTI), 461 B.C. 1997 and Mediterranean Area 760 B.C. 1500, http://storing.ingv.it/cfti4med/.
- Gruppo di Lavoro MPS (2004) Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2004) A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait area. In Pasquarè G., Venturini C., Groppelli G. (Ed.), Mapping Geology in Italy, Apat, S.El.Ca., Firenze, 43-50.
- Locati, M., Camassi, R., e Stucchi, M., (a cura di), (2011) DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11.

- Malinverno A. & Ryan W. B. F., (1986) Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5: 227-245.
- Mauz B., Renda P. (1995): Tectonic features at the NW-coast of Sicily (Gulf of Castellammare). Implications for the Plio-Pleistocene structural evolution of the southern Tyrrhenian continental margin. Studi Geol. Cam., vol. spec. 1995/2, 343-349.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. & Costa M. (1996a) From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). Tectonophysics, 266, 233-249.
- Nakamura, Y. (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface", Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No.1.
- Nigro F. (1994) L'Unità Longi-Taormina. Stratigrafia e tettonica delle coperture mesozoicoterziarie dell'elemento peloritano occidentale. Tesi di Dottorato, Palermo, 276 pp.
- Nigro F. (1998) Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening. Boll. Soc. Geol. Pol., 69: 1-18.
- Nigro F. e Renda P. (1999) Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centrosettentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 118: 375-388.
- Nigro F. e Renda P. (2000) Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. Boll. Soc. Geol. It., 119: 667-686.
- Nigro F. & Renda P. (2001a) Occurrence of oblique-slip thrusting during the Maghrebides chain building in Sicily. Boll. Soc. Geol. It, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2001b) Forced mode dictated by foreland fault-indenter shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2004a) The contribution of the pre-existing structures in the mountain belt evolution: the example of the negative inversion in Northern Sicily. Boll. Soc. Geol. It., 123, 175-187.
- Nigro F. & Renda P. (2004b) Sequence of deformations in the Sicilidi Units (Northern Sicilian chain). Boll. Soc. Geol. It., 123, 97-110.
- Nigro F. & Renda P. (2005) "Pilo-Pleistocene strike-slip deformation in NE Sicily:the example of the area between Capo Calavà and Capo Tindari", Bollettino della Società Geologica Italiana, 124(2), 2005, pp. 377-394
- Nigro F. & Sulli A. (1995) Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore. Tectonophysics, 252: 295-305.

- Pepe F.; Bertotti R.; Marsella E.; (2000) Rifted margin formation in the South Tyrrnenian 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