

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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia

Comune di SANT'ANGELO DI BROLO (ME)



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

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

	Premessa	Pag. 4
1.	Introduzione	5
1.1	<i>Finalità degli studi</i>	5
1.2	<i>Descrizione generale dell'area</i>	6
1.3	<i>Definizione della cartografia di base</i>	8
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	8
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	9
2.	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	11
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale</i>	11
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Sant'Angelo di Brolo</i>	15
2.3	<i>Faglie attive</i>	21
3.	Assetto geologico e geomorfologico	22
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	22
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	23
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	25
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Sant'Angelo di Brolo</i>	27
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	27
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	35
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Sant'Angelo di Brolo</i>	40
4.	Dati geotecnici e geofisici	42
4.1	<i>Il database</i>	42
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	43
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	44
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	45
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	48
5.	Modello del sottosuolo	52
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	52
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	57
6.	Interpretazioni e incertezze	59
6.1	<i>Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	59
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	59
6.3	<i>Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico</i>	60
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	62
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	62
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	63
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	64
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	69

8.	Elaborati cartografici	70
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	70
8.2	<i>Carta Geologico – tecnica</i>	71
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	74
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	92
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	93
10.	Bibliografia	99

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 Sant'Angelo di Brolo (Provincia Regionale di Messina) redatta sulla base di carte tematiche, 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 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 da "*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 al fine di individuare e caratterizzare le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità.

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 e ritenuta sufficiente nelle aree prive di particolari complicazioni geologiche e morfologiche, nelle quali sono attesi solo effetti di amplificazione. Per uno studio di secondo livello sono richieste indagini geotecniche e geofisiche di tipo standard e una stima dei fattori di amplificazione 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 e potenzialmente instabili) o laddove sono previsti opere ed edifici di rilevante interesse pubblico.

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

1.2. Descrizione generale dell'area

Il territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo rientra in gran parte nel bacino idrografico dell'omonima Fiumara ed in minima parte in quello del Torrente Timeto. Il territorio, collinare nelle porzioni settentrionali e montuoso nelle porzioni meridionali, si estende su di una superficie di 30,22 Km² con quote massime che superano i 1000 m s.l.m.

Confina a est con i comuni di Gioiosa Marea, Montagnareale; a nord con Brolo e Piraino; a ovest con Ficarra e Sinagra; a sud con Librizzi, Raccuja e San Piero Patti (Fig. 1.1).

Il Centro urbano principale si sviluppa lungo il versante in destra orografica della Fiumara di Sant'Angelo, a quote di circa 300-400 m s.l.m. (Figg. 1.2 – 1.3).

La popolazione è di 3330 abitanti, con una densità di 110,2 abitanti per km².

Oltre al centro urbano principale, nel territorio comunale si trovano numerose frazioni e nuclei abitati: Altavilla, Annunziata, Barba, Basia, Calabrò, Calli, Canello, Cartelli, Caticelli, Cavallo Pastorio, Centri, Ciminniti, Colantoni, Coniglione, Contura, Crupi, Cuvalo, Fonte, Fornace, Fosso Pino, Gallo, Gesù e Maria, Giardino, Guzzipodo, Irianni, Licastro, Lisicò, Lunella, Maddalena, Mannarà, Melano, Mezzagosto, Mosè, Nunziatella, Ortina, Pagliara, Papa, Perrizzi, Petrarò, Piano Croce, Pietà, Pozzo Danile, Provvidenza, Raò, Rinaloro, Rocca Bianca, Rocche, Russo, San Biagio, San Carlo, San Gregorio, San Silvestro, San Simone, Santa Domenica, Santa Maria lo Piano, Santa Marta, Sant'Orsola, Santa Venera, Santo Leo, Santo Pietro, Scarapulli, Scrisà, Serrantini, Sillita, Soccorso, Spezzina, Staglianò, Stagnataro, Sulipani, Trumbi, Vallone Canneto, Vetriolo e Zifrò.

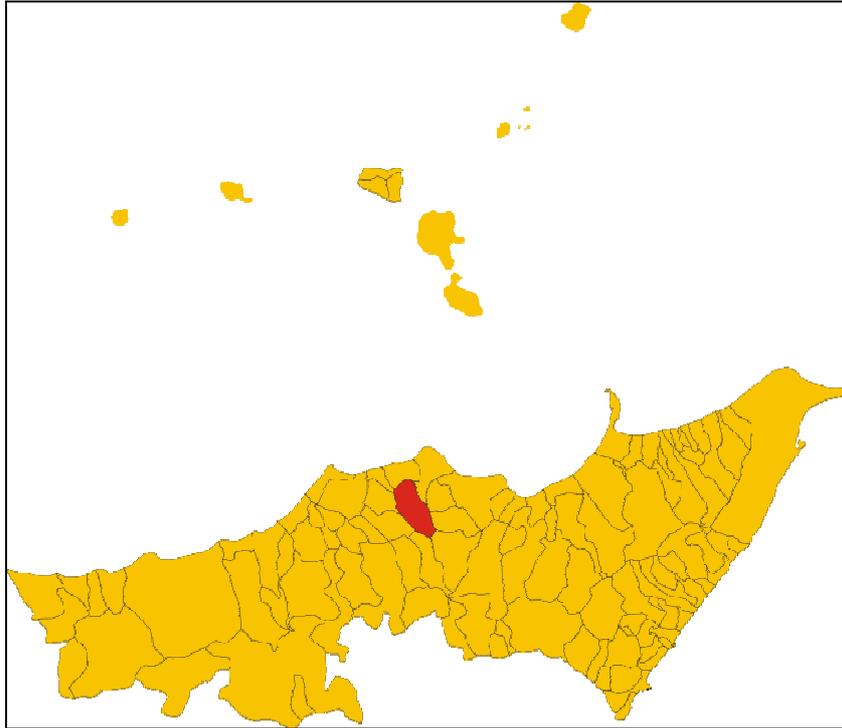


Fig. 1.1 – Inquadramento topografico del territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo.

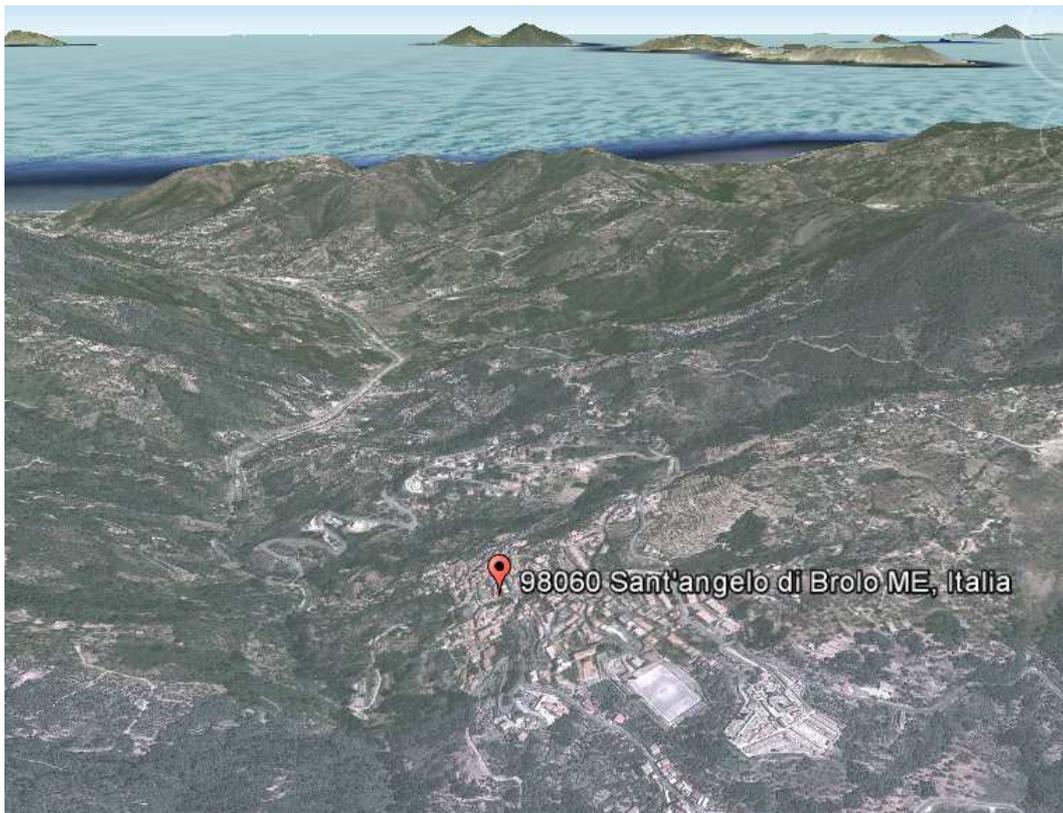


Fig. 1.2 – Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Sant'Angelo di Brolo (vista da sud).



Fig. 1.3 Panoramica del centro urbano di Sant'Angelo di Brolo

1.3 Definizione della cartografia di base

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 - ediz. 2008 – sezioni n. 599070 e 599010;
	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	<u>ITHACA (ITaly HAZards from CApable faults) - Catalogo delle faglie attive e capaci</u>
ISPRA	Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984)

ARTA SICILIA	Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamenti
ARTA SICILIA	Siti di importanza comunitaria (SIC) presenti sul territorio della Regione Sicilia, aggiornati al 2011; zone di protezione speciale (ZPS)
INGV	Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11)

1.5 Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione

Il Comune di Sant'Angelo di Brolo ha fornito al Dipartimento di Protezione Civile Regionale indicazioni sulle località da sottoporre agli studi di MS di primo livello con nota Prot. N. 3658 del 27/04/2011 (Fig. 1.4 -1.5).

Si è deciso pertanto di procedere per lo studio di microzonazione sismica secondo tali indicazioni che riguardano il centro urbano principale di Sant'Angelo e le frazioni di San Carlo, Cavallo Pastorio, Santa Maria Lo Piano e Contura (cfr. verbale della Prot. Civile del 24/04/2012).

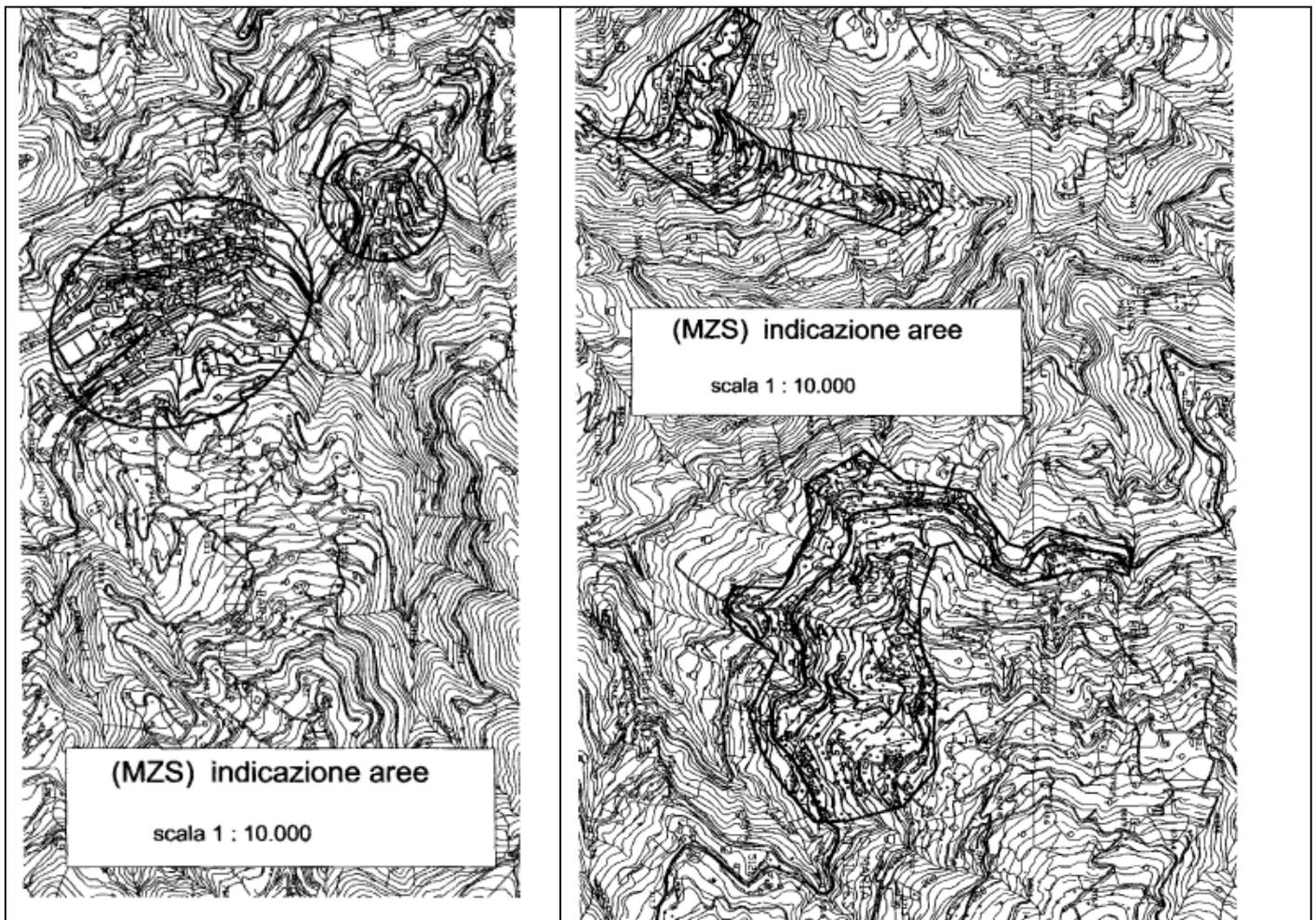


Fig. 1.4 – A destra perimetrazione delle aree da sottoporre a MS relative al centro urbano principale di Sant'Angelo ed alla frazione di San Carlo. A sinistra le aree perimetrate delle frazioni di Cavallo Pastorio e di Santa Maria Lo Piano.

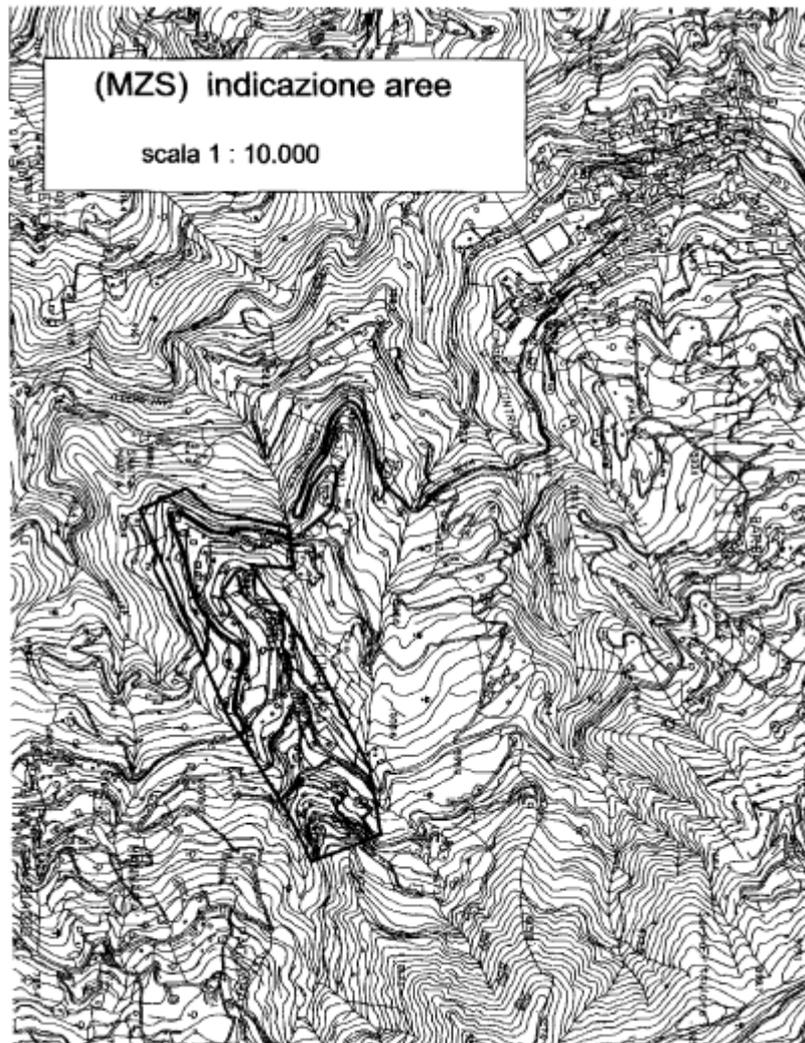


Fig. 1.5 – Perimetrazione dell'area da sottoporre a MS relativa alla frazione di Contura.

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1. Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale

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

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

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

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

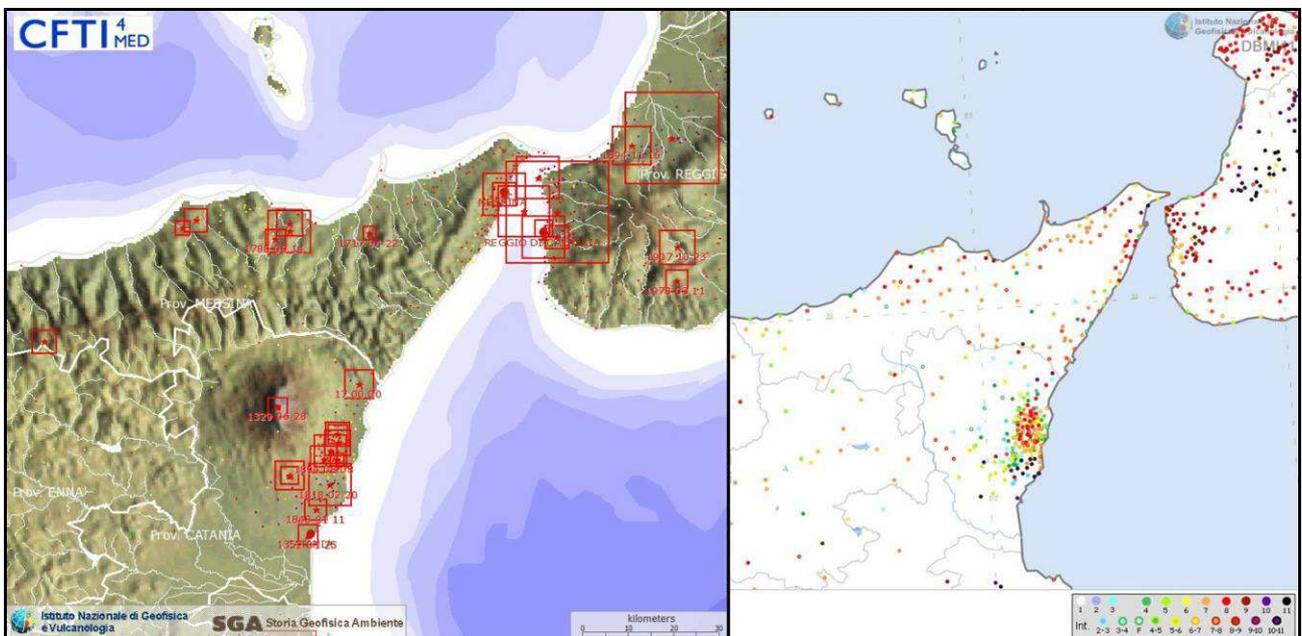


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

Terremoto del 25.08.1613, ore 05:00, lat=38.117°, lon=14.783°, $I_{max}=9$, $M_e=5.6$: il terremoto avvenne all'alba del 25 agosto (alla latitudine della Sicilia settentrionale, all'incirca le ore 5:00 GMT). Gli effetti più gravi risultarono concentrati nella città di Naso, dove crollarono oltre 200 abitazioni e tutte le altre furono gravemente danneggiate. I morti furono 103 (53 persone

morirono nel crollo della chiesa di S.Pietro dei Latini); numerosi i feriti. A Messina la scossa fu sentita violentemente e con grande panico, e causò qualche leggero danno.

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

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

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

Terremoto del 06.02.1783, ore 00:20, lat=38.217°, lon=15.633°, $I_{max}=9.5$, $M_e=6.2$: il 5 febbraio 1783 iniziò un periodo sismico, protrattosi per più di tre anni, che presentò 5 massimi di attività: 5 febbraio, 6 febbraio, 7 febbraio, 1 marzo e 28 marzo 1783, e varie centinaia di scosse minori, che ebbero effetti cumulativi devastanti su un territorio di varie migliaia di km². In meno di due mesi, a partire dal 5 febbraio fino al 28 marzo, gli epicentri delle scosse principali si spostarono dalla regione dell'Aspromonte all'istmo tra il golfo di Sant'Eufemia e il golfo di Squillace. La scossa del 5 febbraio 1783 ebbe un'area di risentimento estesa a tutta la Sicilia e a gran parte dell'Italia meridionale, dalla costa amalfitana al Salento. L'area dei maggiori effetti si situa nel versante tirrenico dell'Appennino calabrese, in una regione corrispondente ai Piani d'Aspromonte e alla Piana di Gioia Tauro, delimitata a sud dal massiccio aspromontano e a nord dalla catena delle Serre. Il terremoto ebbe effetti devastanti in 25 paesi; in altri 23 ci furono crolli estesissimi; in 49 località vi furono crolli gravi diffusi; altre 117 località subirono effetti distruttivi. La scossa del 6 febbraio 1783 causò danni gravissimi a Scilla e a Messina; la scossa del giorno successivo, 7

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

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

Terremoto del 28.12.1908, ore 04:20:27, lat=38.15°, lon=15.683°, $I_{max}=11$, $M_e=7.1$: il terremoto del 28 dicembre 1908 è considerato uno degli eventi di più elevata magnitudo della storia sismica italiana e, dal punto di vista degli effetti, rappresentò una autentica catastrofe, sia per l'altissimo numero di morti, sia perché distrusse due città importanti come Messina e Reggio Calabria. La ricostruzione del quadro complessivo di un disastro di tale portata è influenzata da alcuni fattori preesistenti. Per comprendere adeguatamente l'impatto di questo evento sismico è infatti necessario ricordare che, se si escludono le due città dello Stretto e poche altre zone più sviluppate, la regione su cui si abbatté il terremoto era un'area caratterizzata da un'economia molto povera. Questo inevitabilmente si ripercuoteva sulla qualità dell'edilizia: i materiali impiegati erano scadenti e le tecniche costruttive molto vulnerabili dal punto di vista sismico; l'età e il degrado dei manufatti erano elevati; la manutenzione scarsa o inesistente. Inoltre, in molte località calabresi, gli effetti di questo terremoto si sovrapposero ai danni, non adeguatamente riparati, dei terremoti degli anni precedenti (1894, 1905 e 1907) aumentando l'entità delle distruzioni. La scossa avvenne alle ore 4:20 GMT e, per quanto riguarda i danni più gravi, colpì un'area di circa 6000 km². In circa 80 località delle province di Messina e Reggio Calabria gli effetti

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

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

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

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

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

2.2. Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Sant'Angelo di Brolo

Il comune di Sant'Angelo di Brolo è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti avvenuti nell'area tra il 1981 e il 2011 con una indicazione della classe di magnitudo. L'attività sismica è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia (solo 3 eventi con epicentro distante da Sant'Angelo di Brolo meno di 20 km negli ultimi 30 anni hanno avuto una magnitudo locale maggiore di 4) e da profondità ipocentrale variabile da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri.

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

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

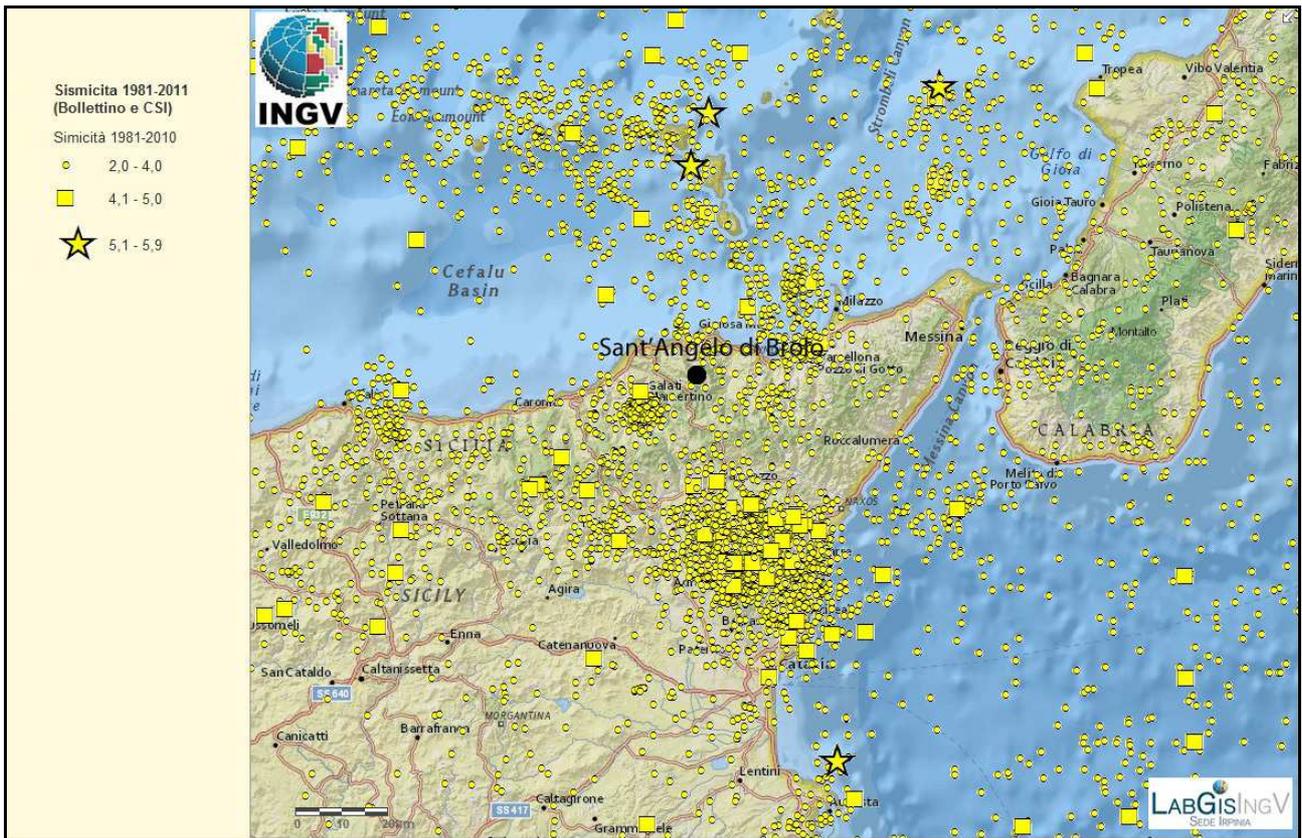


Fig. 2.2 – Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall’INGV tra il 1981 e il 2011.

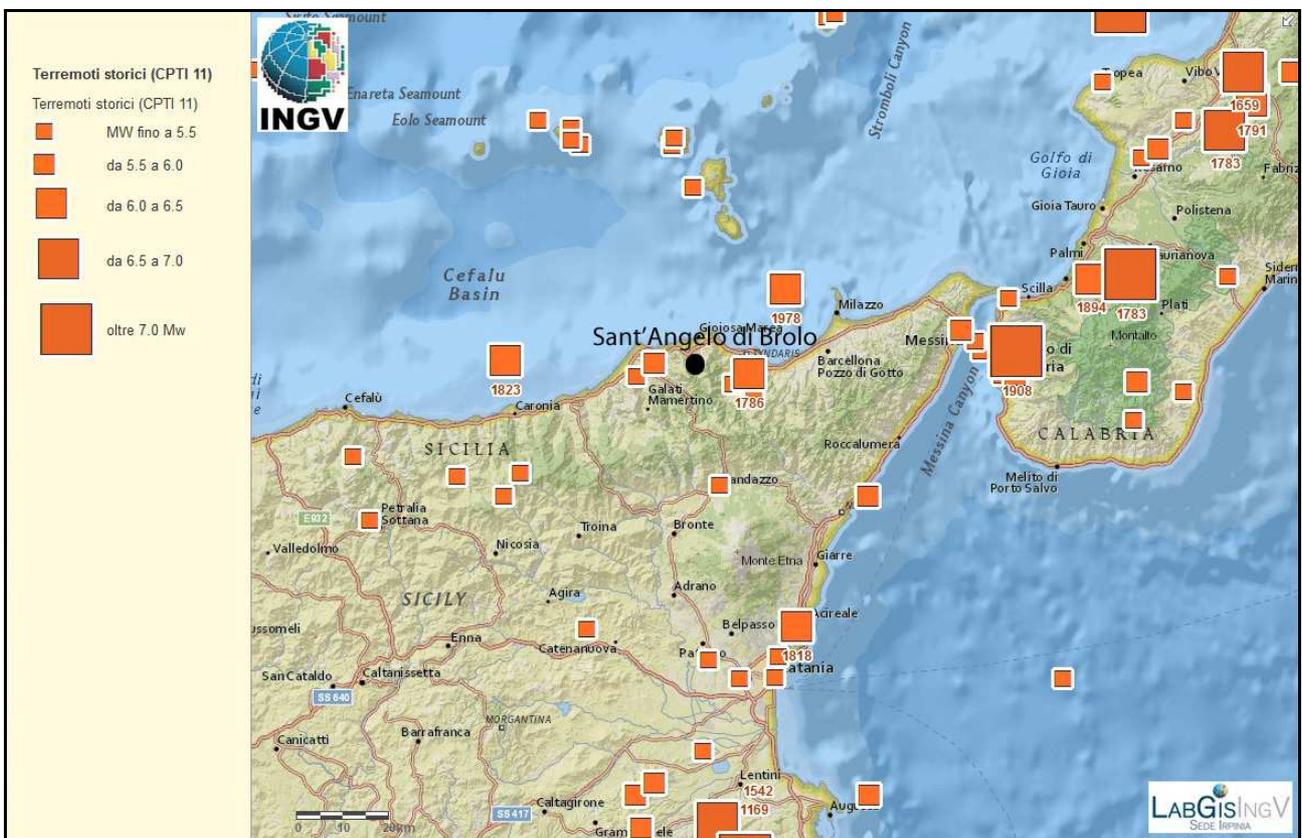


Fig. 2.3 – Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Sant'Angelo di Brolo estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come dagli inizi del ventesimo secolo ben 9 eventi sismici abbiano prodotto a Sant'Angelo di Brolo effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica.

**Storia sismica di Sant'Angelo di Brolo
[38.113, 14.884]**

Numero di eventi: 9

Effetti		In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	I ₀	M _w
6	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895	7.04	±0.16
8	1908 12 28 04:2	Calabria meridionale-Messina	800	11 7.10	±0.15
3	1961 03 24 10:36	ASPROMONTE	59	5-6 4.79	±0.28
3	1978 03 11 19:2	Calabria meridionale	126	8 5.24	±0.09
8	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06	±0.09
4	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7 5.64	±0.09
5-6	1999 02 14 11:4	Patti	101	4.69	±0.09
4-5	2001 05 08 03:5	Entrotterra di Patti	21	5 3.88	±0.21
4	2002 04 05 04:5	Isole Eolie	21	5-6 4.47	±0.09

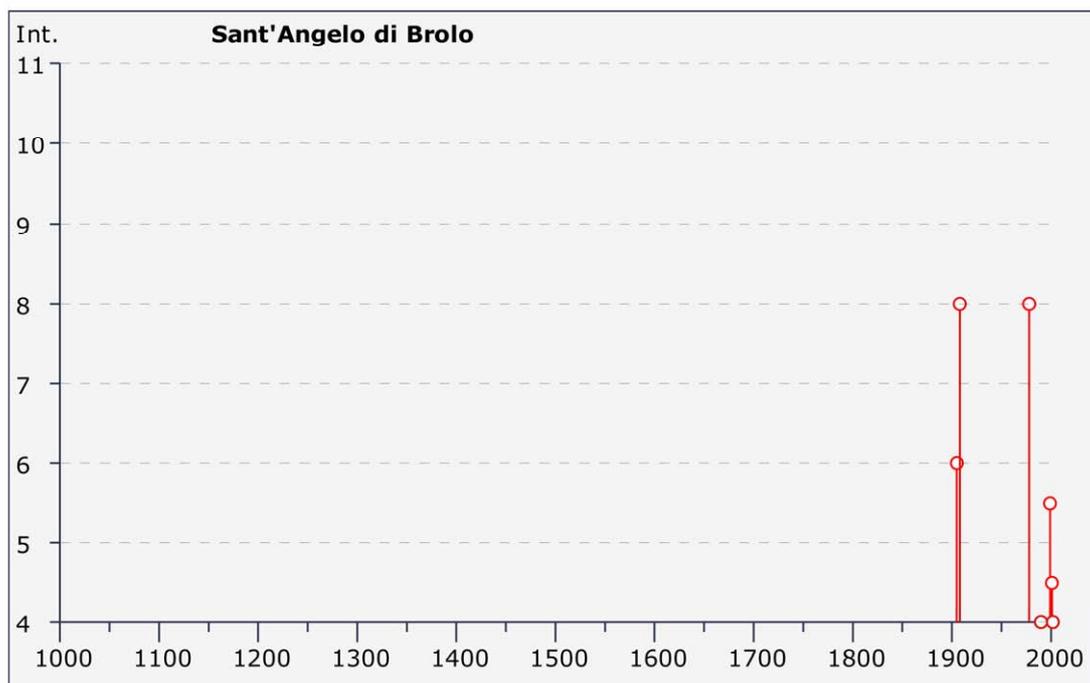


Fig. 2.4 – Storia sismica di Sant'Angelo di Brolo estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); I_s è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica; I₀ è l'intensità macrosismica epicentrale (MCS); M_w è la magnitudo momento dell'evento; L'ultima colonna indica il valore di incertezza della stima di M_w.

Il primi terremoti storici di cui si conosca risentimento a Sant'Angelo di Brolo sono quelli dello 8 settembre del 1905, di M_w 7.04 ed intensità macrosismica risentita pari al VI grado della scala MCS, e quello del 28 dicembre 1908 con epicentro nello stretto di Messina, di M_w 7.10 ed intensità macrosismica risentita pari al VIII grado della scala MCS (Guidoboni *et al.*, 2007). La Fig. 2.5 mostra la mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito di quest'ultimo terremoto.

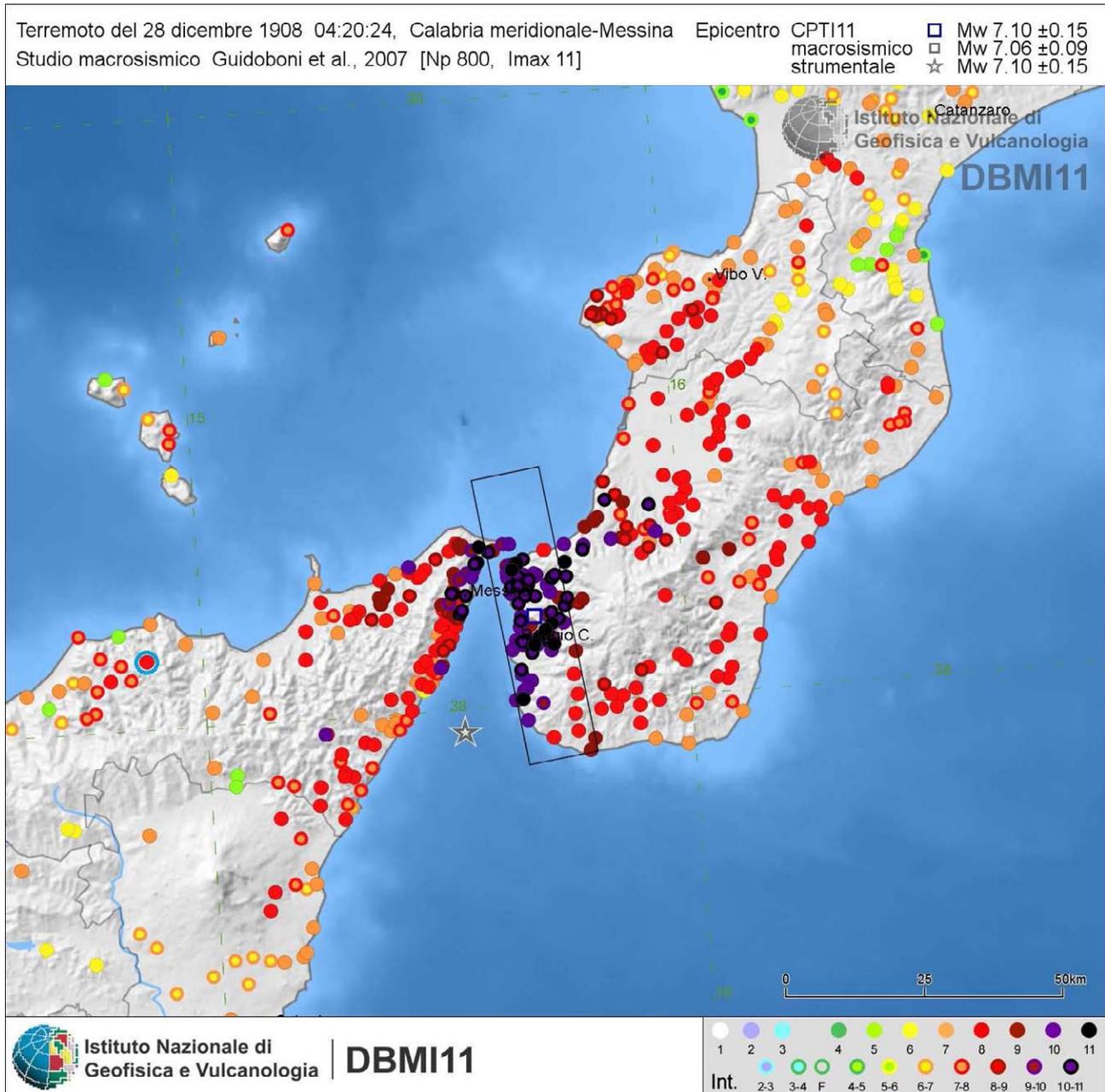


Fig. 2.5 – Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1786, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Sant'Angelo di Brolo.

In tempi più recenti il comune di Sant'Angelo di Brolo ha risentito di effetti macrosismici a seguito del terremoto del 15 aprile del 1978. Tale evento di M_w 6.06, localizzato nel Golfo di Patti ebbe massima intensità macrosismica risentita nel comune di Sant'Angelo di Brolo pari al VIII grado MCS. La Scossa causò lesioni di modesta entità in alcuni fabbricati dei quartieri Portello, S. Francesco di Paola e Denile. Provocò inoltre l'aggravamento di lesioni preesistenti in molti edifici antichi e in edifici di culto come nella Chiesa del SS. Salvatore e nella Chiesa di S. Francesco di Paola. Questo terremoto è stato attribuito alla struttura sismogenetica "Patti-Eolie" che si estende dai Monti Peloritani sino alle Isole Eolie (DISS, Database of Individual Seismogenic Sources, Basili *et al.*, 2008).

Il comune di Sant'Angelo di Brolo sorge in prossimità della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogenetiche, quella Sud Tirrenica e quella

Calabra (Fig. 2.6, DISS, Basili et al., 2008) che hanno in passato generato forti terremoti (Guidoboni et al., 2007; Rovida et al., 2011).

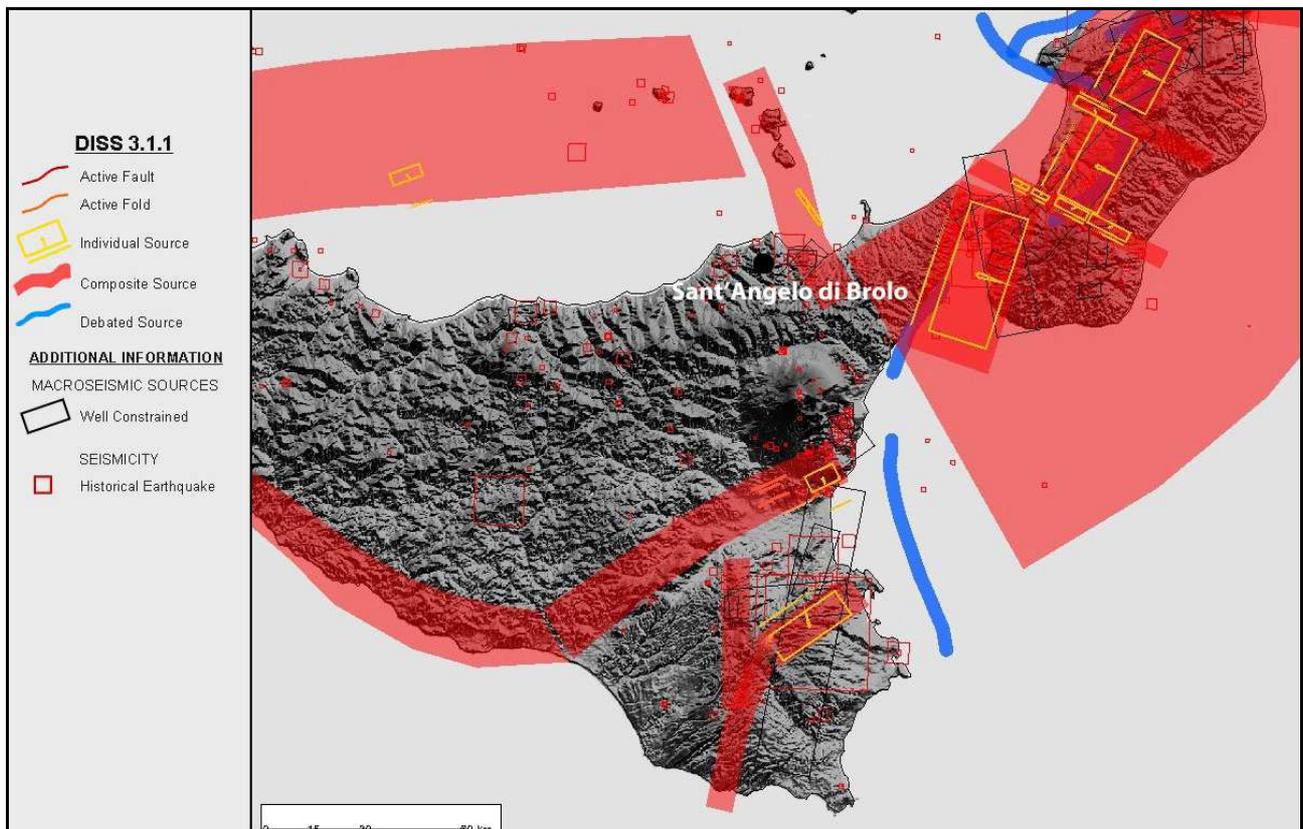


Fig. 2.6 – Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

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

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2551	0.1923	0.1508	0.1084	0.0929
	50	0.3142	0.2389	0.1888	0.1405	0.1219
	84	0.3759	0.2733	0.2084	0.1494	0.1284

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

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

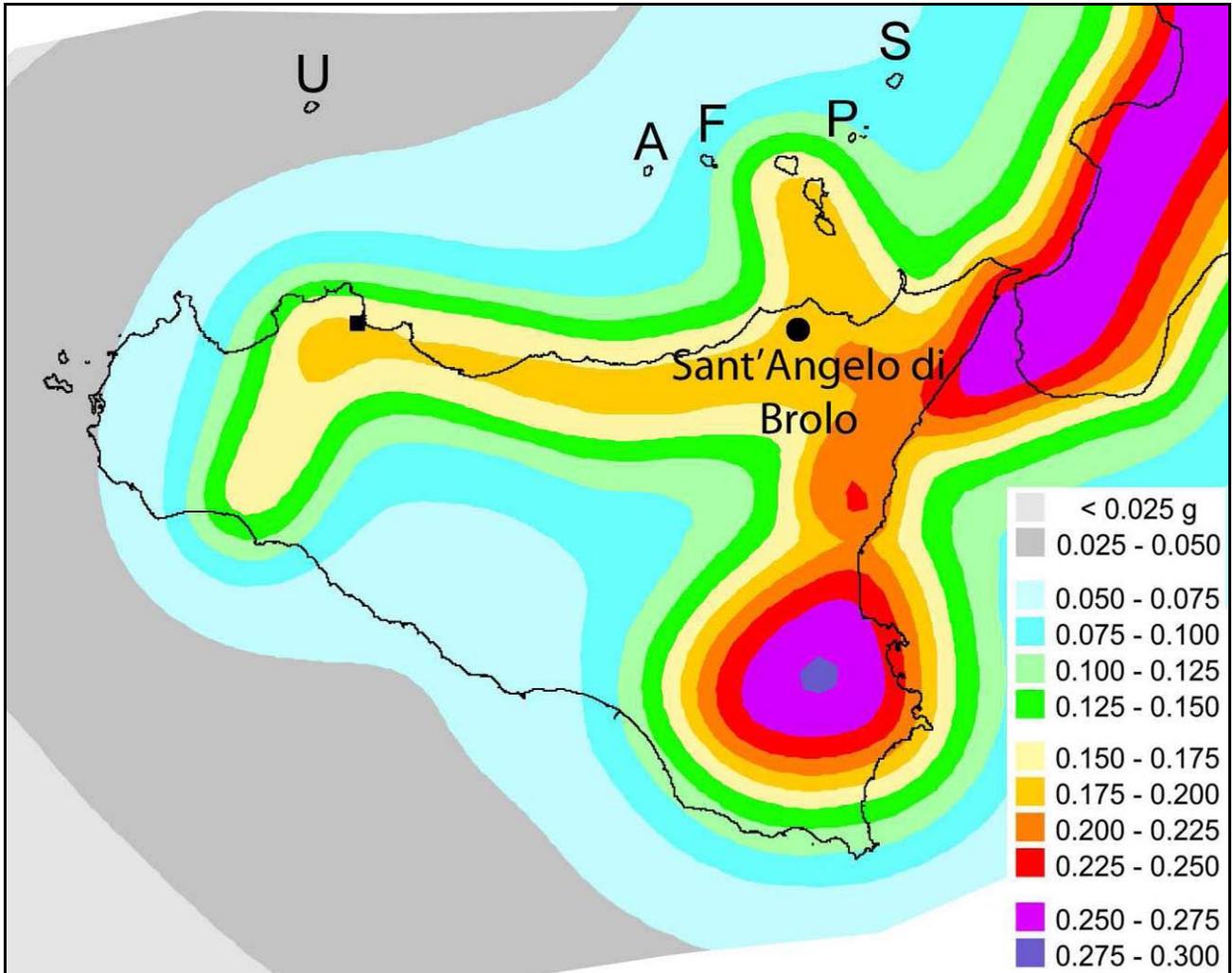


Fig. 2.7 – Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800$ m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>

Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Sant'Angelo di Brolo risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

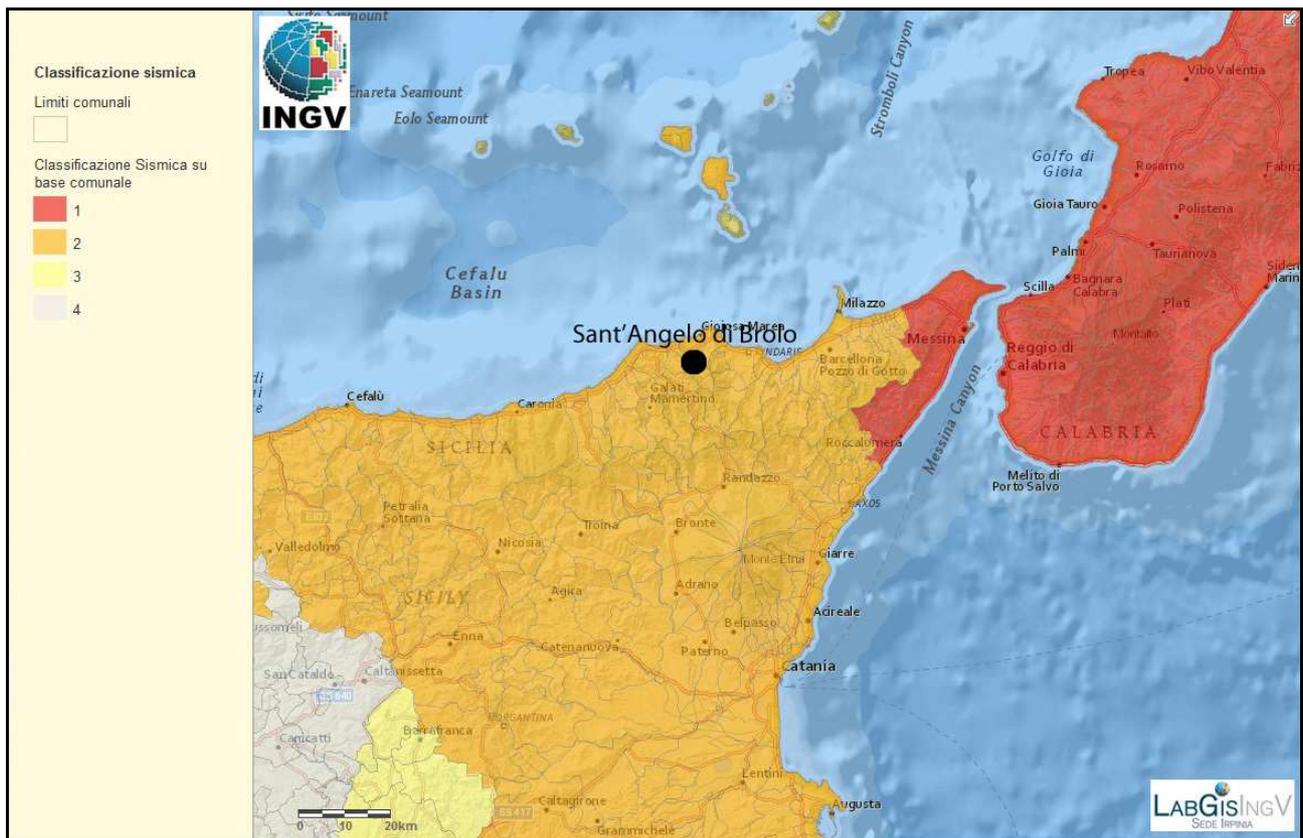


Fig. 2.8 – Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003

2.3 Faglie attive

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci, non risultano nei cataloghi consultati (ITHACA-ISPRA, INGV etc...) strutture di tale tipo.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Inquadramento geologico

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

Secondo le ricostruzioni più recenti (Giunta *et al.*, 1998) questo settore corrisponde nel suo insieme ad una zona della catena appenninico – maghrebide, nella quale sono rappresentate le unità tettono – stratigrafiche di primo ordine più elevate che dal basso verso l'alto sono (Fig. 3.1):

Unità Longi-Taormina: affiora nei settori frontali dell'elemento peloritano secondo un andamento NW-SE da S. Agata di Militello fino a Taormina; è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da una successione sedimentaria meso – cenozoica, che mostra marcate differenze di facies correlabili con differenti storie tettono – sedimentarie;

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

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

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

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

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

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

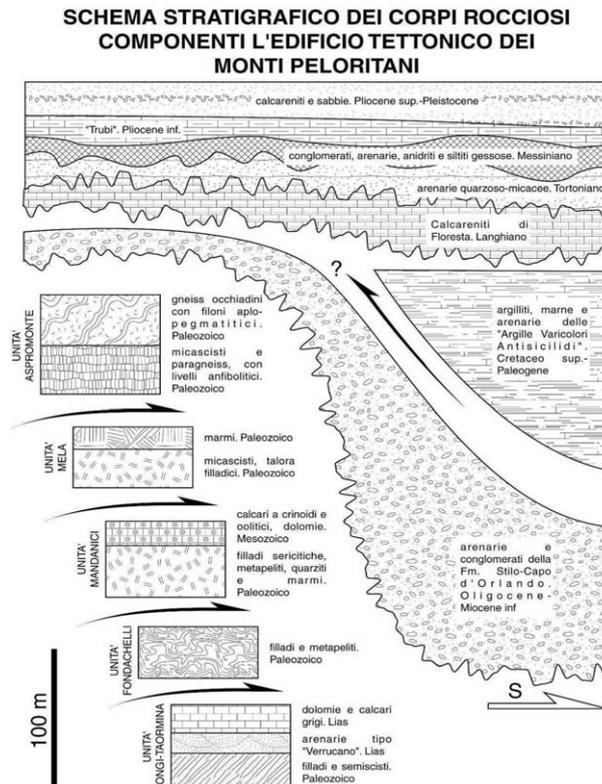


Fig. 3.1 – Schema tettono – stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

3.2. Assetto Tettonico

I Monti Peloritani costituiscono l'elemento tettonico geometricamente più elevato dell'edificio strutturale siciliano. Le unità tettoniche rappresentano il settore meridionale dell'Arco Calabro compreso tra il Bacino Tirrenico caratterizzato da processi di assottigliamento crostale a partire dal Miocene superiore ed il Bacino Ionico in subduzione al di sotto dell'arco calabro (Scandone, 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 macroscale e delle dislocazioni fragili successive. Le superfici di sovrascorrimento principali esprimono l'effetto della fase deformativa alpina oligo – miocenica, attraverso la quale si è determinata la sovrapposizione tettonica delle unità di primo ordine, mentre le dislocazioni

successive (mediamente ad angolo più elevato) ed i piegamenti delle superfici di sovrascorrimento appaiono riferibili alle fasi tettoniche del Miocene sup. e del Plio – Pleistocene. Lungo i contatti tettonici di primo ordine, specie tra le unità Fondachelli e Mandanici, e tra queste e l'Unità Aspromonte, sono presenti lembi di successioni sedimentarie meso – cenozoiche ("trucioli tettonici" degli Autori), interessati a luoghi da metamorfismo alpino di basso grado.

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

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

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

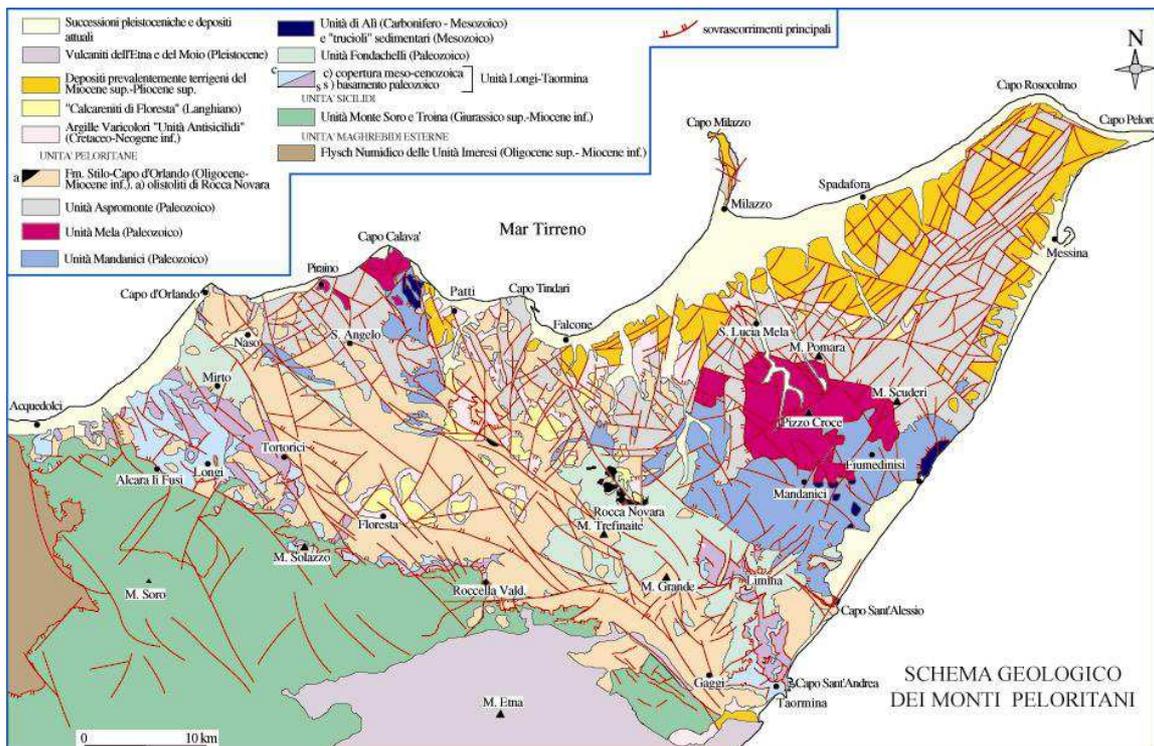


Fig 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

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

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

Questa fase tettonica estensionale sarebbe responsabile della enucleazione di strutture quali

ramp decollement, roll – over anticline e sovrapposizioni di tipo *younger on older*: osservabili sia nei Monti Peloritani che in buona parte delle Maghrebidi Siciliane.

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

3.2.1 Neotettonica

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

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

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

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

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

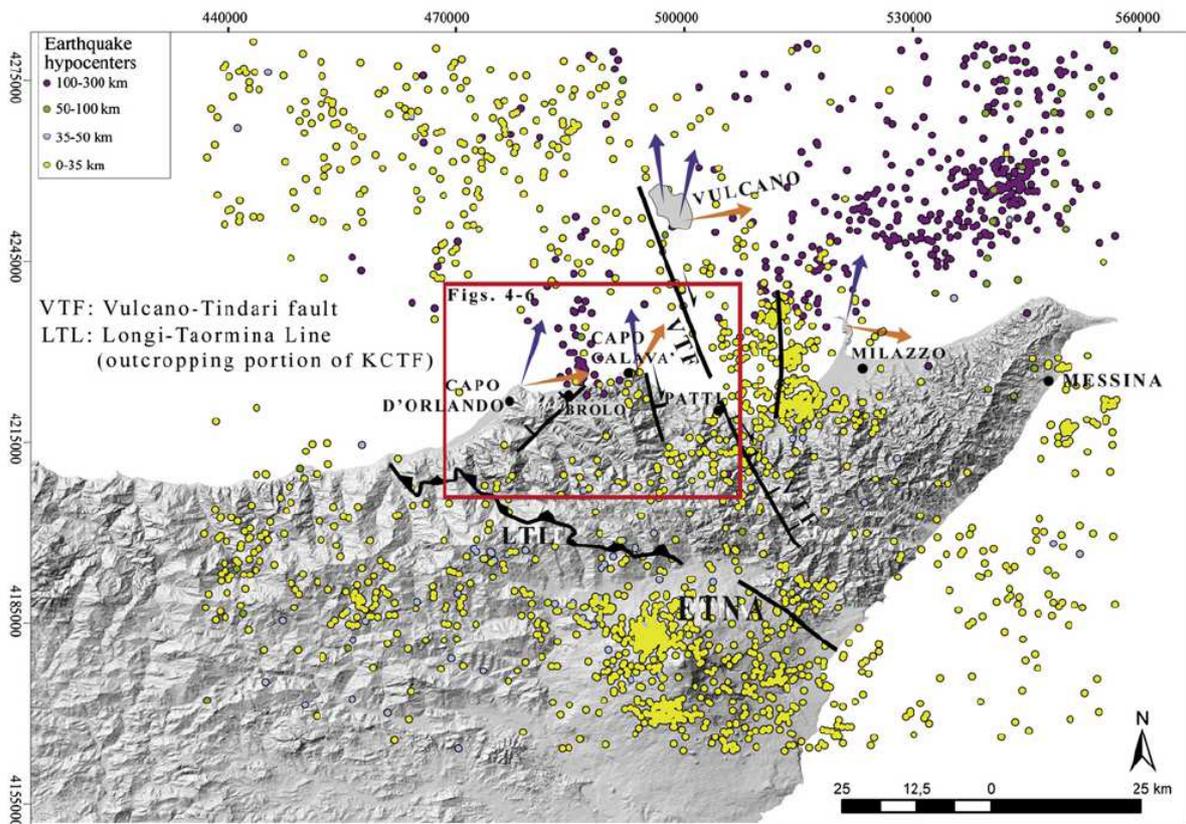


Fig 3.3 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

Le zone di taglio (laddove a volte sono concentrate le deformazioni sismiche) sono orientate NO-SE e, morfologicamente, danno luogo a dorsali a controllo strutturale (Dorsale di Capo Calavà, Dorsale di Tindari e Dorsale di Messina) e a bacini sedimentari dove sono preservati lembi di successioni pleistoceniche, le cui geometrie stratali indicano un carattere sin tettonico della deposizione (Ghisetti, 1979; Monaco *et al.*, 1996a; Catalano & Di Stefano, 1997; Lentini *et al.*, 2004; Nigro & Renda, 2005).

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

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

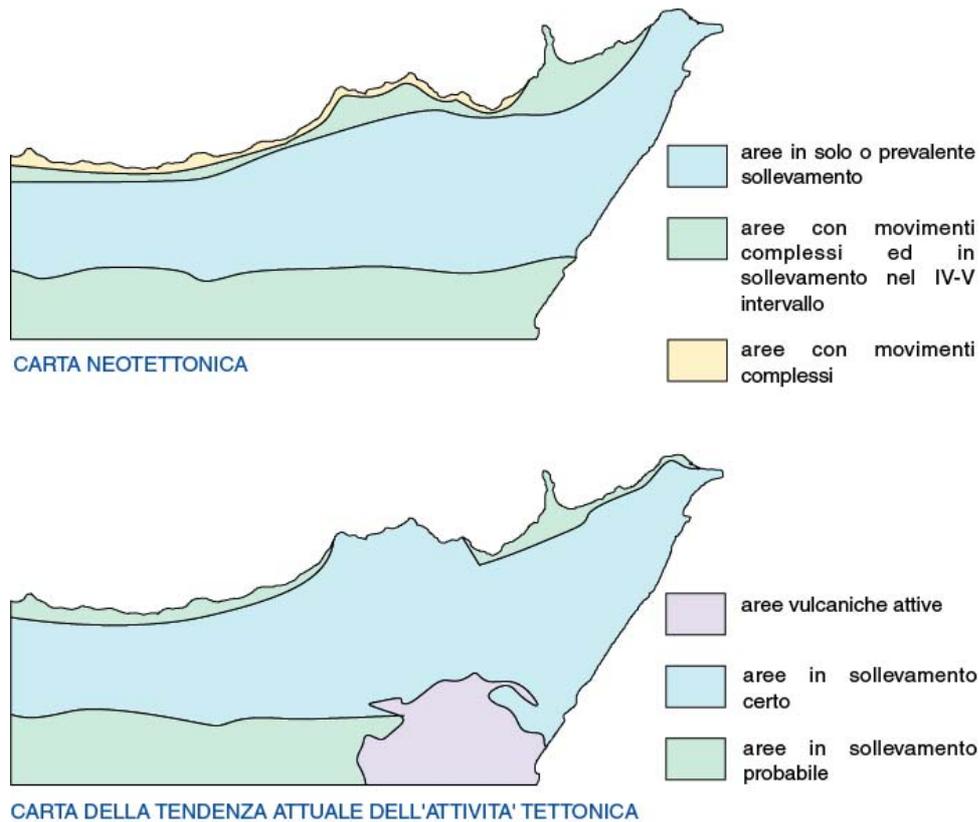


Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Sant'Angelo di Brolo

3.3.1. Caratteri morfologici

All'interno del territorio comunale di S. Angelo di Brolo sono state segnalate quattro aree di interesse prioritario ai fini della microzonazione sismica oltre al Centro abitato principale (Fig. 3.5, 3.6). Il nucleo urbano principale del comune di Sant'Angelo di Brolo confina a Nord con la frazione di San Carlo. Altre tre frazioni (Contura, San Silvestro-S. Maria Lo Piano, Cavallo Pastorio-S.Orsola) sono state perimetrate a Sud dell'edificato di Sant'Angelo di Brolo.

Le aree di interesse prioritario riconosciute e perimetrate all'interno del territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo ricadono all'interno del bacino idrografico della Fiumara di Sant'Angelo. La porzione settentrionale del territorio Comunale assume un assetto geomorfologico di basso collinare con direzione prevalente ESE-WNW.

I profili topografici ricostruiti per le aree di interesse, hanno evidenziato un paesaggio caratterizzato da versanti acclivi ed incisi da tutta una serie di valloni minori ad elevata pendenza che confluiscono nelle aste principali. In questa zona predominano le rocce litoidi metamorfiche (gneiss, micascisti e marmi dell'Unità dell'Aspromonte) e l'alternanza arenaceo-pelitica del Flysch di Capo d'Orlando.

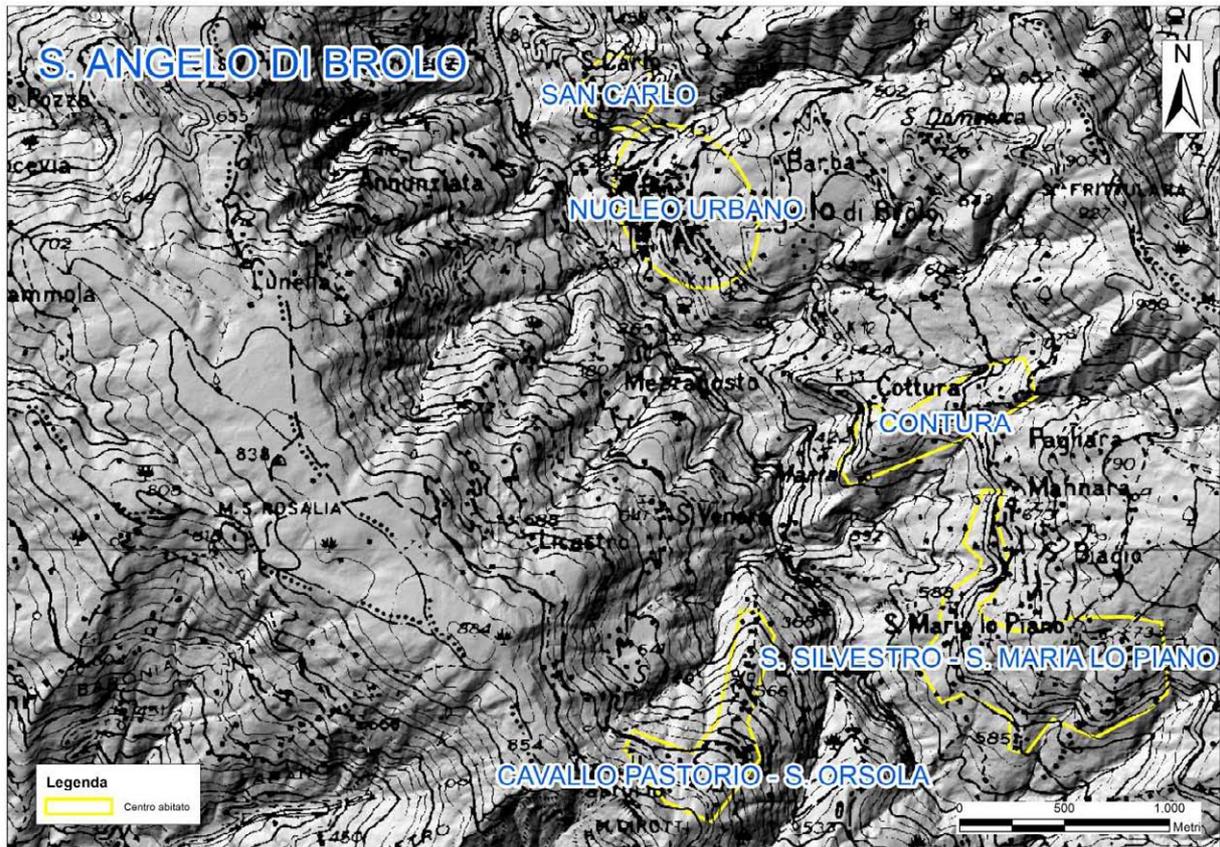


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 599: assetto morfologico del territorio di S. Angelo di Brolo (Me) ed individuazione delle aree di interesse (centro abitato e frazioni).

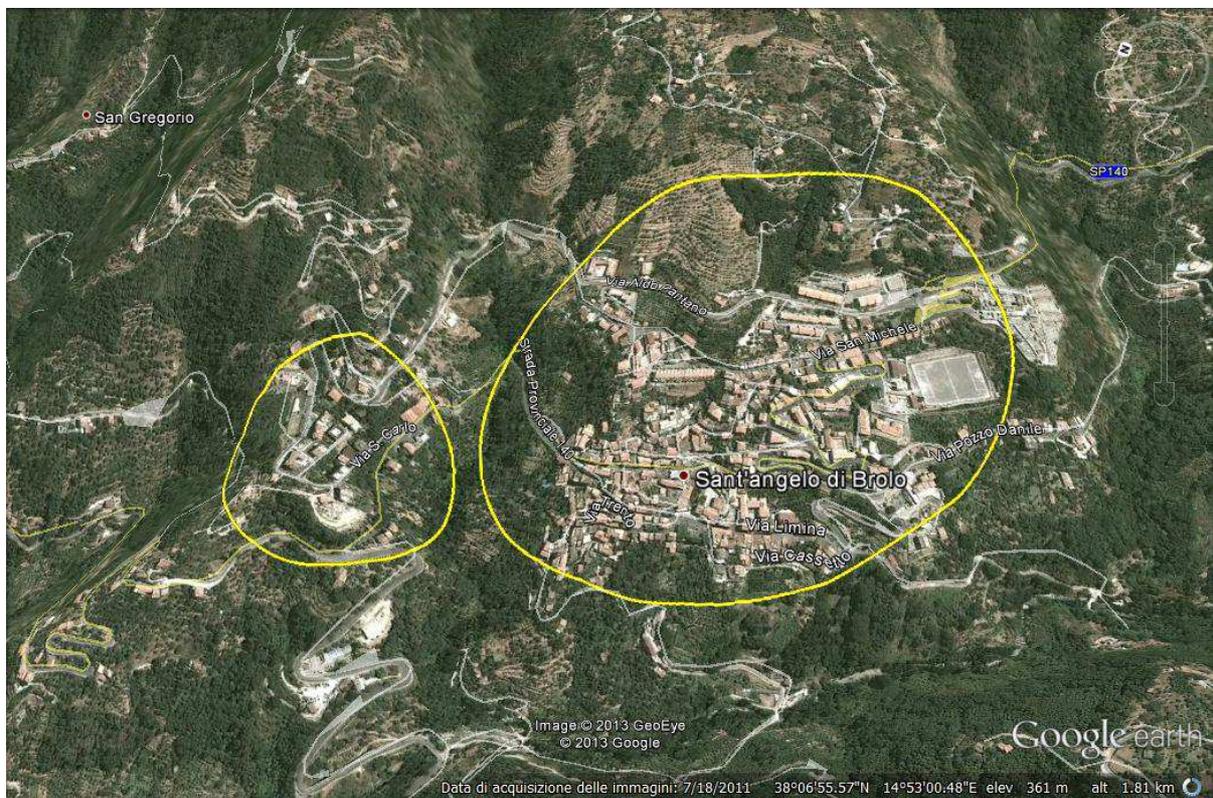


Fig. 3.6a – Immagine Google Earth™ di S. Angelo di Brolo: centro abitato principale e della frazione San Carlo.

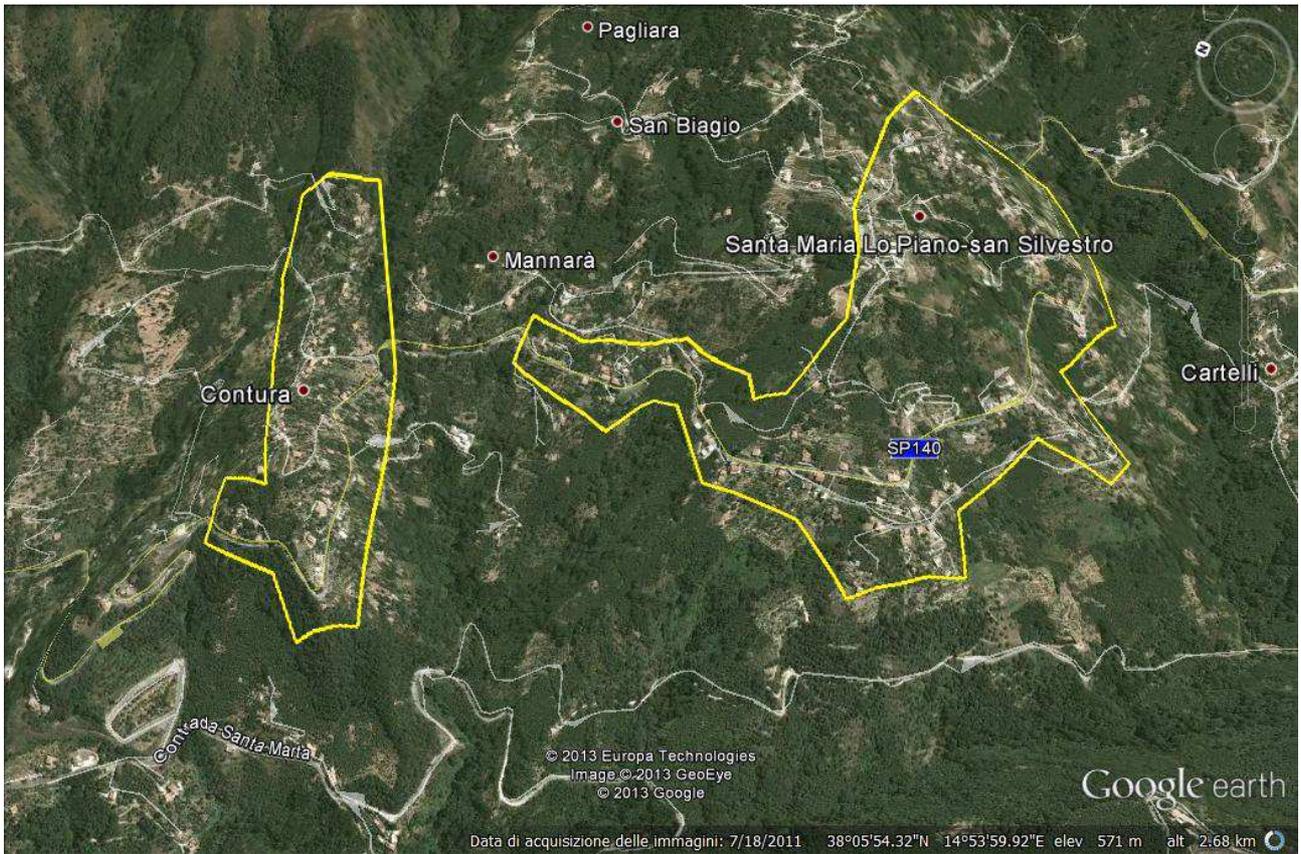


Fig. 3.6b – Immagine Google Earth™ di S. Angelo di Brolo: Località di Santa Maria Lo Piano-San Silvestro e Contura.

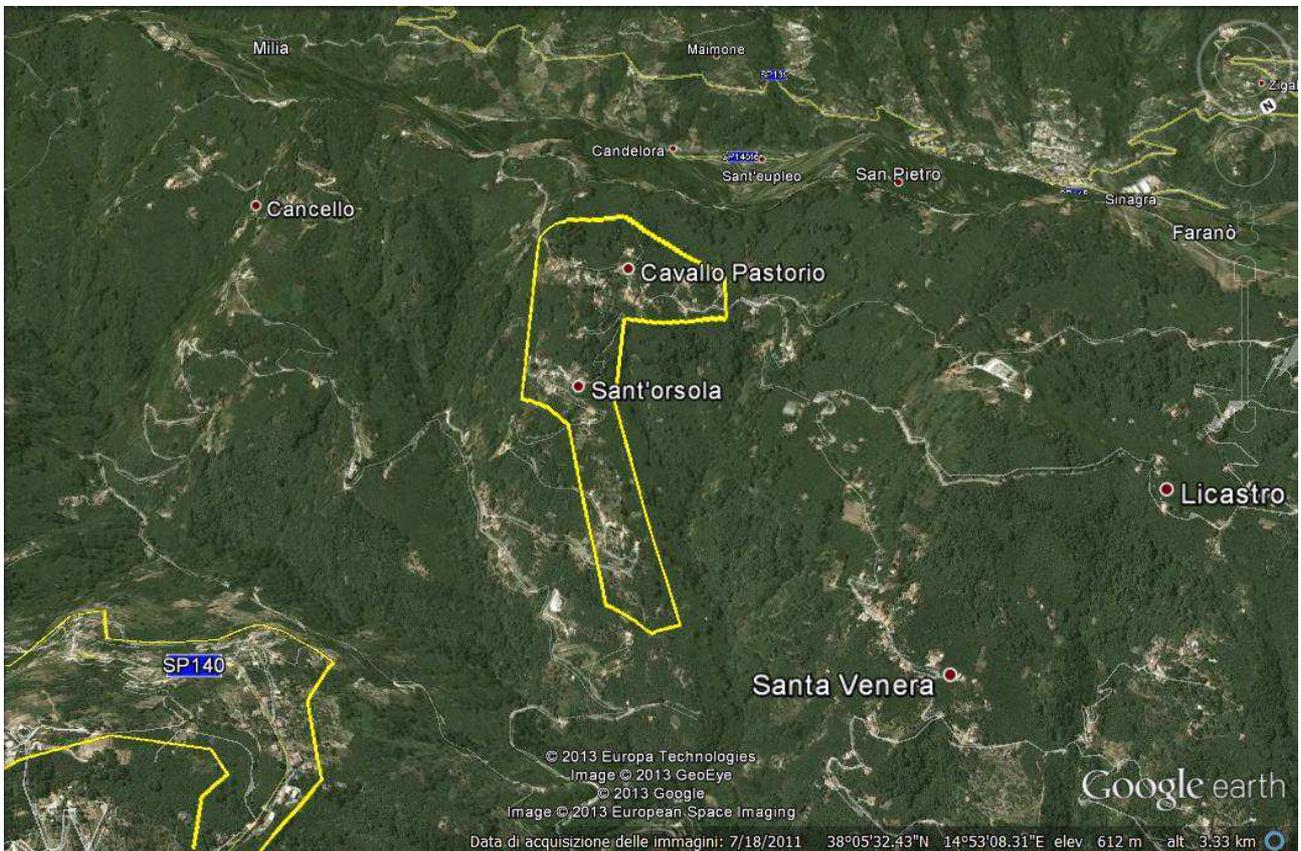


Fig. 3.6c – Immagine Google Earth™ di S. Angelo di Brolo: Località Cavallo Pastorio-Sant'Orsola.

Profili topografici di inquadramento

Al fine di mettere in evidenza le caratteristiche morfologiche del Centro abitato principale e delle aree di interesse prioritario identificate, sono stati realizzati dieci profili topografici di inquadramento per le aree perimetrare (Figg. 3.7; 3.8).

Il profilo 1 si sviluppa in direzione O-E ortogonalmente al profilo “Sant’Angelo di Brolo 2” realizzato per il centro Abitato di Sant’Angelo Di Brolo. Questi primi due profili mostrano chiaramente un edificato in pendenza e ubicato ad una quota altimetrica dai 350 ai 400 metri s.l.m.. Mentre i profili da 3 a 4 sono stati realizzati al fine di descrivere la frazione di S. Carlo, a Nord del Centro urbano di Sant’Angelo Di Brolo. La località di S. Carlo, si trova nello stesso versante del Centro urbano principale e quindi è caratterizzato dalla stessa morfologia.

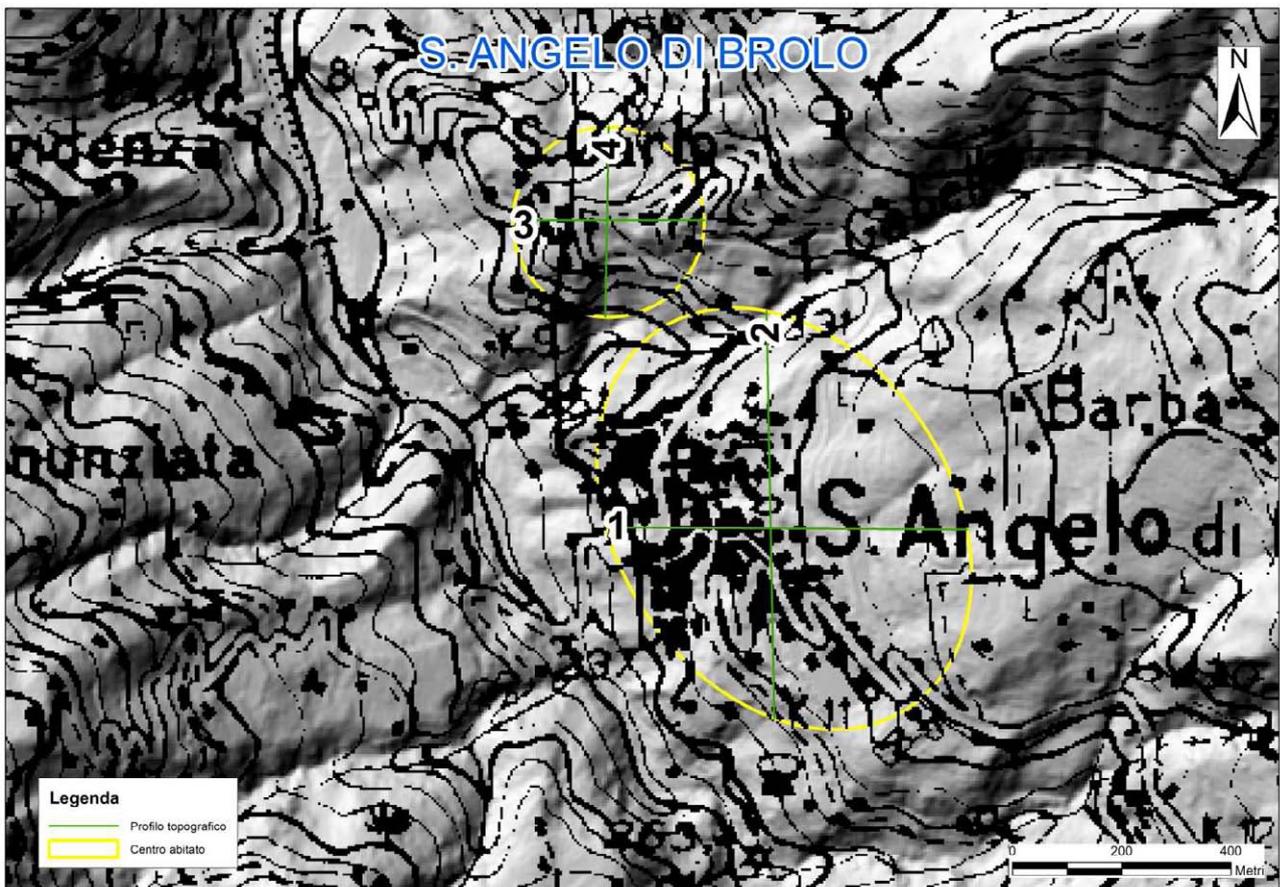


Fig. 3.7 – Centro abitato di S. Angelo di Brolo e della Frazione San Carlo: profili topografici di inquadramento.

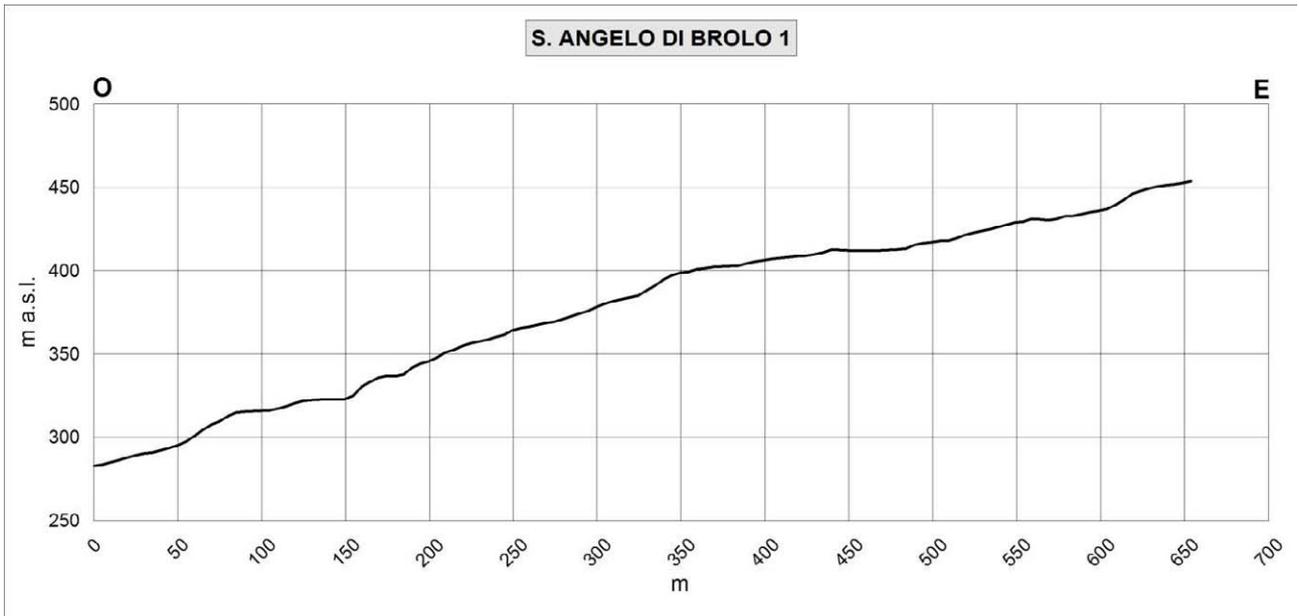


Fig. 3.7a – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 1.

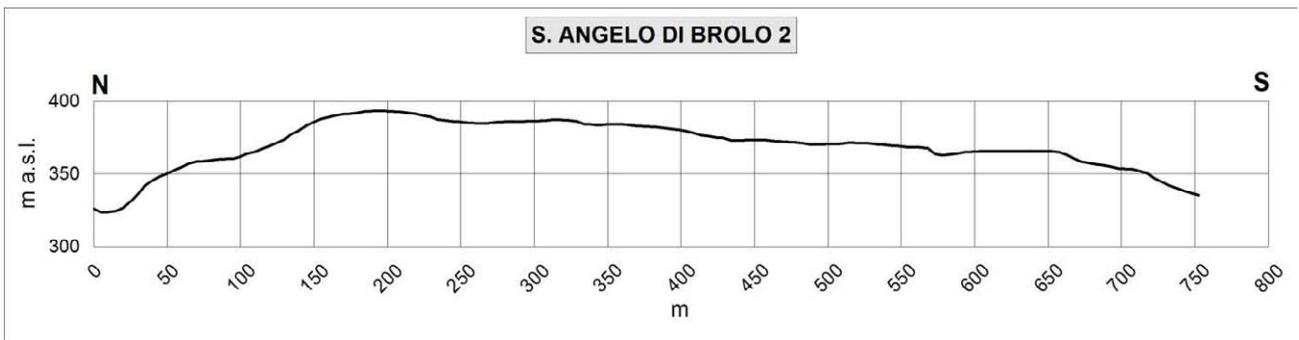


Fig. 3.7b – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 2.

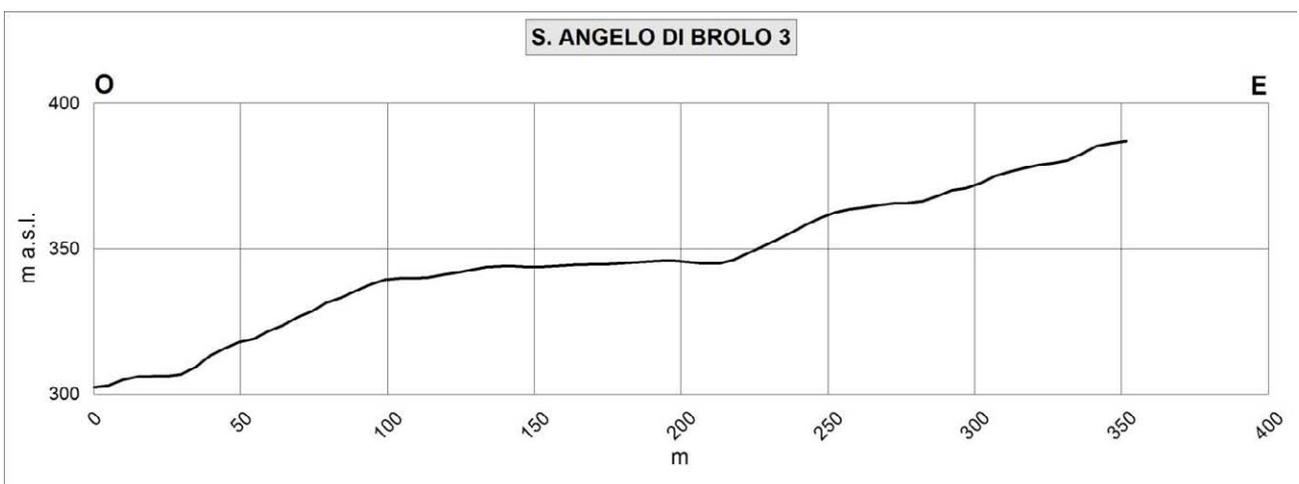


Fig. 3.7c – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 3.

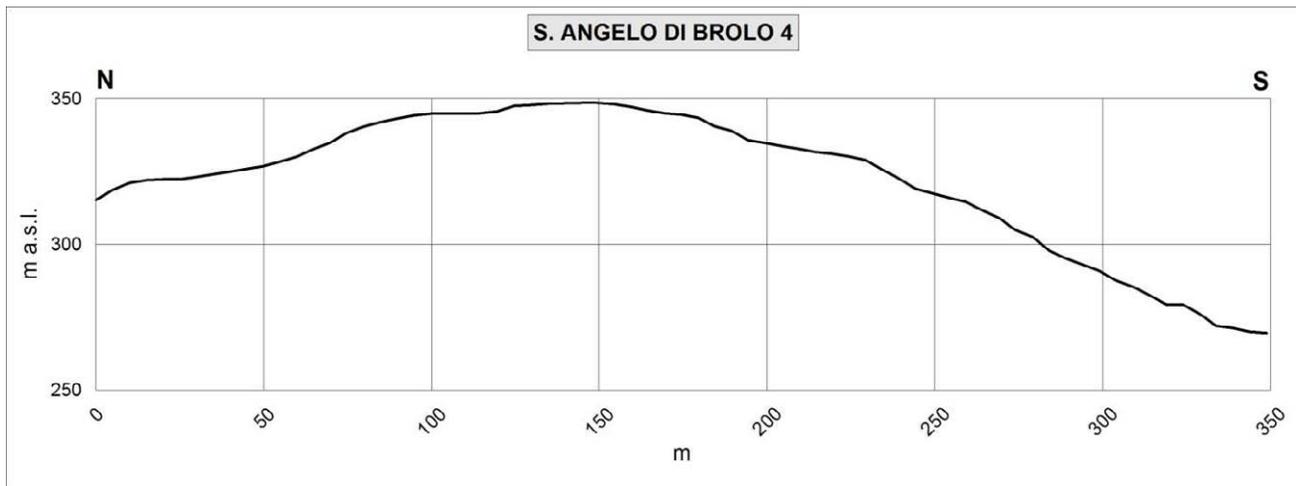


Fig. 3.7d – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 4.

L'analisi dei profili di inquadramento realizzati per le frazioni di San Silvestro-S. Maria Lo Piano, Cavallo Pastorio-S.Orsola e Contura (Figg. 3.8a-3.8f), mette in evidenza lo stile collinare del rilievo. La frazione di Contura si trova ubicata tra i 500 e i 700 metri di altitudine s.l.m. L'edificato assume una forma allungata, in direzione SO-NE, per 1000 metri e si stende in larghezza per circa 300 metri. La dorsale centrale presenta un profilo trasversale a cresta molto aperta, nel tratto più a Nord-Ovest (Fig. 3.9b). Analogo tipo morfologico, si evidenzia nei profili n. 7 e 8, in corrispondenza di San Silvestro-S. Maria Lo Piano. Dai profili emerge che l'edificato per questa frazione si trova ubicato nella porzione pianeggiante o sub-pianeggiante del versante ad una quota di circa 710 metri s.l.m.. Le Figg. 3.8e-3.8f, mostrano i due profili topografici realizzati per la località Cavallo Pastorio-S.Orsola. Questi confermano l'aspetto collinare tipico dell'area caratterizzato da rilievi arrotondati e valli strette e incise determinate dal un reticolo idrografico ben sviluppato.

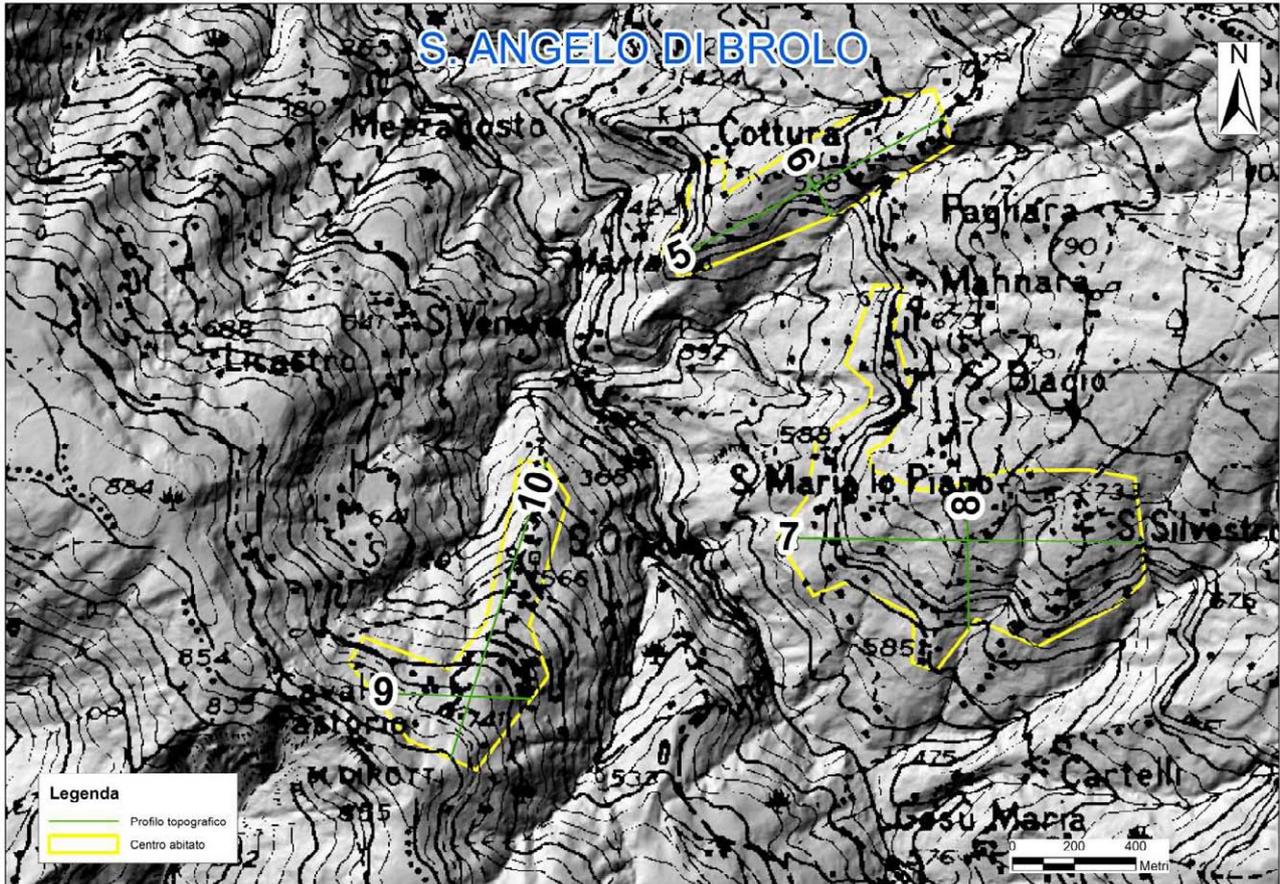


Fig. 3.8 – S. Angelo di Brolo. Profili topografici di inquadramento: località Contura, Cavallo Pastorio-Sant’Orsola e Santa Maria Lo Piano-San Silvestro.

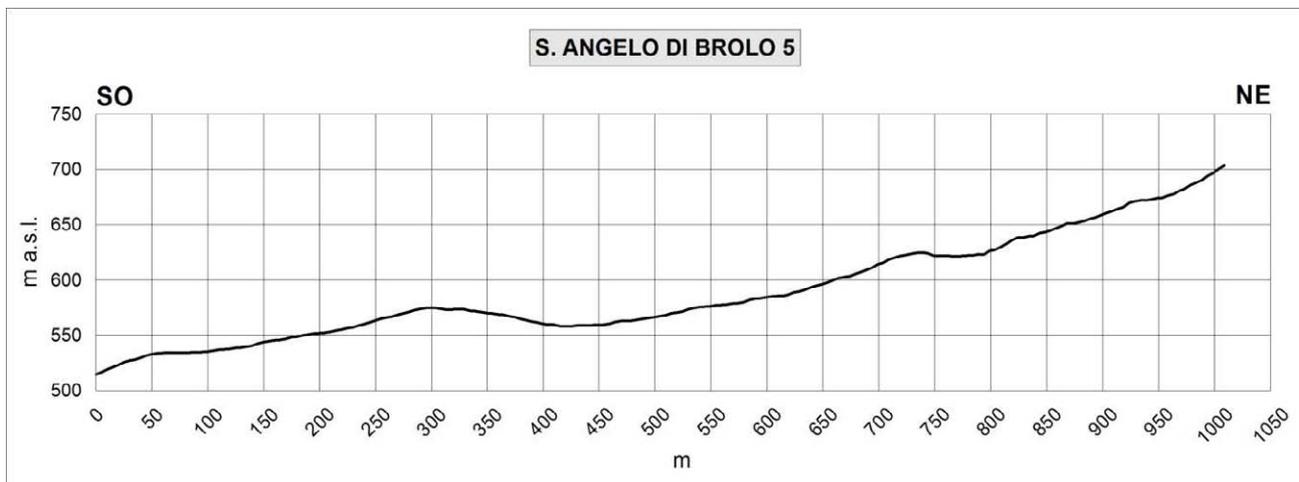


Fig. 3.8a – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 5 (Contura).

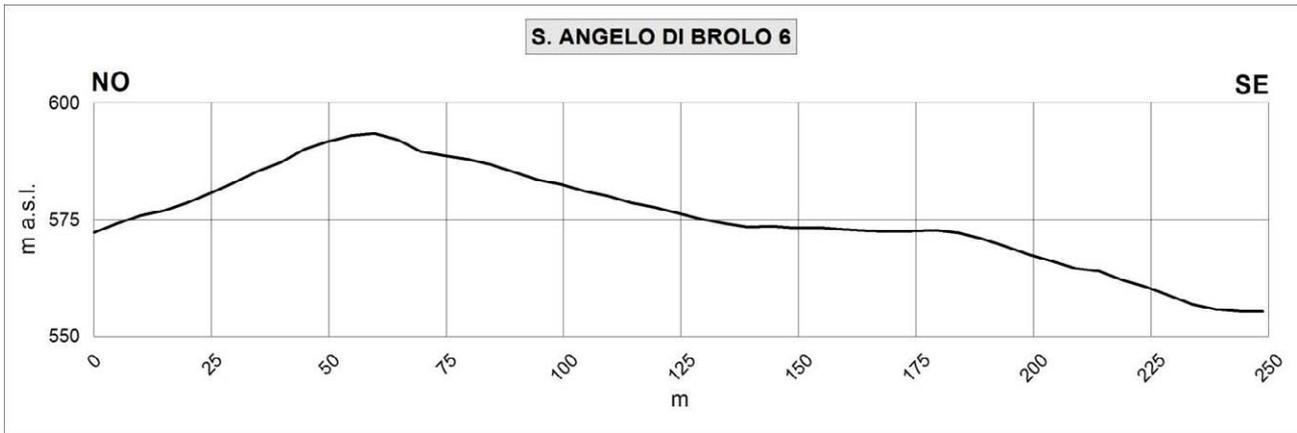


Fig. 3.8b – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 6 (Contura).



Fig. 3.8c – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 7 (S. Maria Lo Piano).

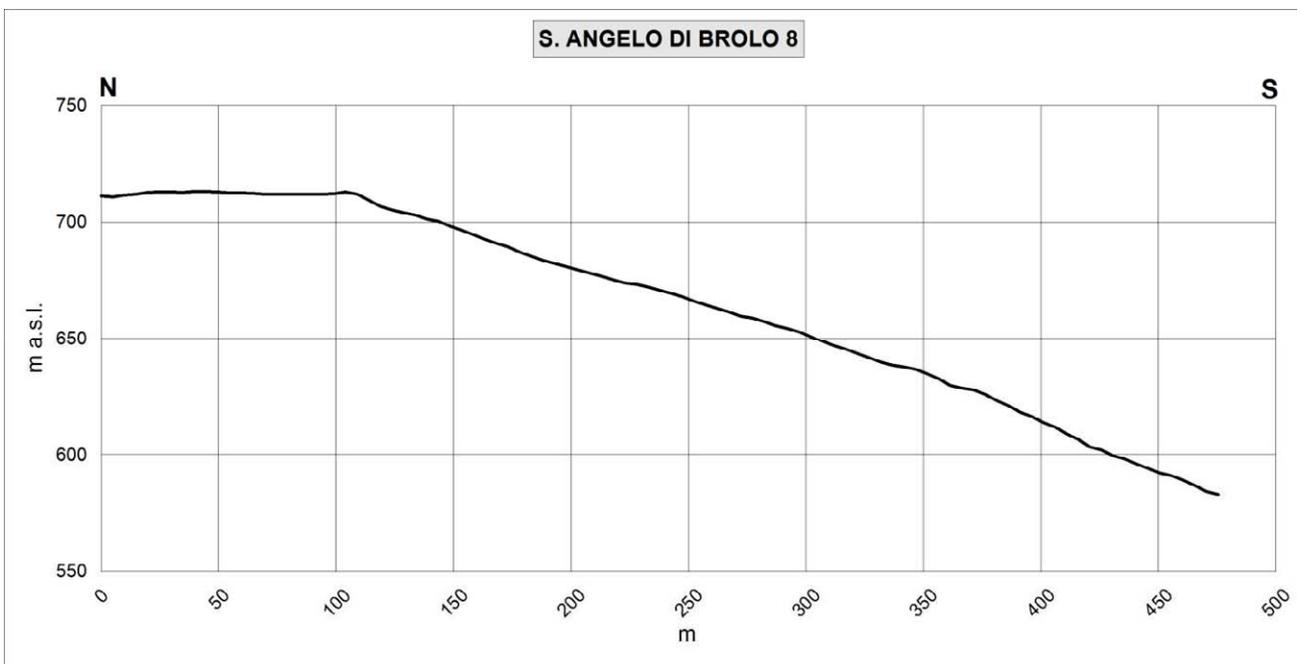


Fig. 3.8d – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 8 (S. Maria Lo Piano).



Fig. 3.8e – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 9 (Cavallo Pastorio).

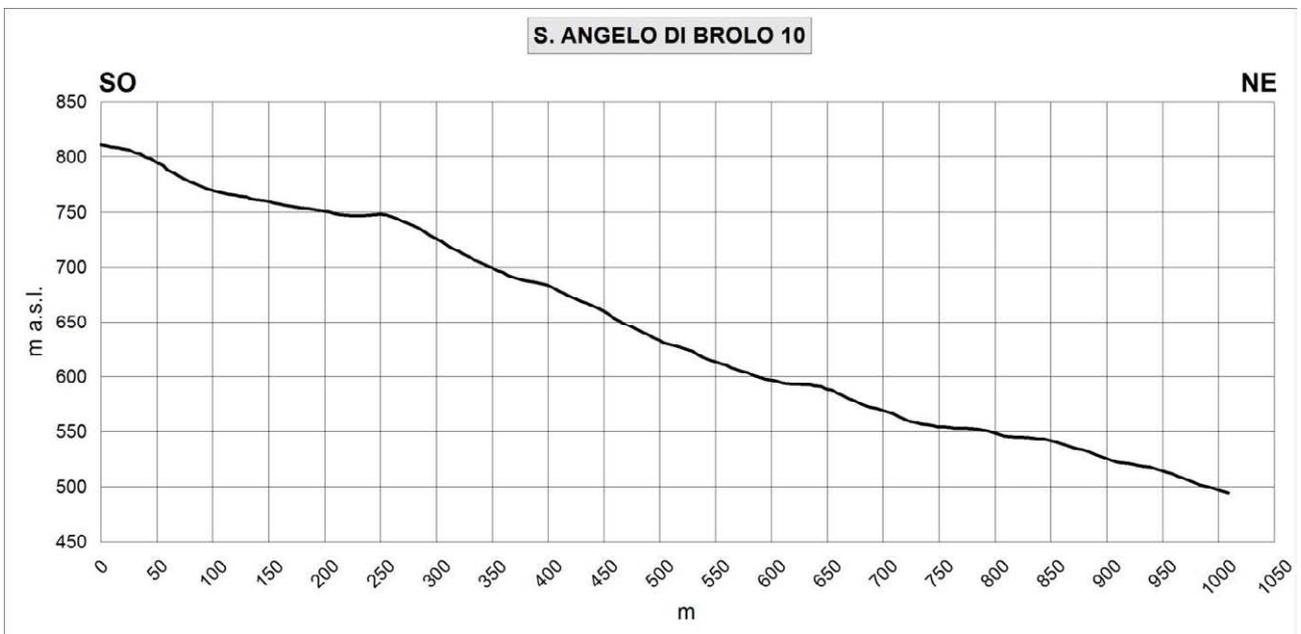


Fig. 3.8f – Profilo topografico di inquadramento S. Angelo di Brolo 10 (Cavallo Pastorio).

3.3.2 Litostratigrafia

Il substrato litologico dalla porzione del territorio comunale significativa ai fini dello studio è costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili alle Unità di Aspromonte e Mandanici, ricoperte, in discordanza, dal Flysch di Capo d'Orlando. Su questi terreni si ritrovano estese coperture detritiche di versante, depositi alluvionali e frane.

In Fig. 3.10 è riportato uno stralcio del Foglio Geologico CARG 599 "PATTI" riguardante il territorio di Sant'Angelo di Brolo.

3.3.2.1 Unità dell'Aspromonte

Si tratta di un basamento Paleozoico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti, con intercalati grossi corpi di gneiss occhiadini, gneiss anfibolitici e

metagranitoidi, lenti di anfiboliti, marmi a silicati e quarziti. Una fitta rete di filoni acidi di micrograniti, aplo-pegmatitici e felsiti attraversa in discordanza tutto il basamento e le stesse masse plutoniche. I litotipi più frequenti nell'area sono paragneiss biotitici a grana minuta che passano lateralmente a micascisti biotitico-muscovitici, con grana da medio-grossa a minuta, tessitura orientata e scistosa, struttura porfiroblastica per fenoblasti di granato, staurolite, andalusite e cordierite; tali termini si caratterizzano anche per la costante presenza di muscovite. Le masse di gneiss occhiadini e metagranitoidi da secondari diventano talora prevalenti e si presentano fortemente tettonizzati, da cataclastici a milonitici, con stiramento della foliazione regionale, allungamento degli "occhi" di K-feldspato e/o quarzo e/o plagioclasio e con retromorfosi diffusa per cloritizzazione della biotite; a luoghi le deformazioni pervasive originano ricristallizzazione di abbondante mica bianca e colorazione in rosa del feldspato potassico. Lungo le frequenti fasce cataclastiche le rocce sono brecciate e i processi di retrocessione dei minerali ampiamente diffusi; queste zone risultano di conseguenza più facilmente attaccabili dagli agenti esogeni e le più erodibili. Nell'area le metamorfite di Aspromonte affiorano nella periferia settentrionale (Fig. 3.9) e occidentale del centro urbano per estendersi lungo la Fiumara e a monte del versante sul quale insiste il centro abitato.



Fig. 3. 9 - Substrato costituito dalle metamorfite di alto grado dell'Unità di Aspromonte, affiorante lungo la Strada Provinciale 140, prima dell'abitato di San Carlo, alla periferia nord del centro urbano principale di Sant'Angelo di Brolo. Si nota l'intensa fratturazione e l'alterazione della porzione superficiale. Si nota anche (a destra) un piano di faglia coniugato con il dislocamento principale che decorre in senso ENE-WSW nella valle che separa il centro urbano principale da San Carlo.

3.3.2.2 - Unità di Mandanici

Nell'area di Sant'Angelo di Brolo l'unità è costituita prevalentemente da un basamento metamorfico paleozoico, di basso-medio grado costituito da filladi grafitose, sericitiche, cloritiche o biotitiche. Queste rocce hanno grana finissima, tessitura scistosa con cristallinità bassa e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche, che ha subito stiramenti, crenulazioni e zone di taglio, legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente mostrano struttura porfirica con porfiroblasti di clorite e/o biotite e/o granati e/o cloritoide o rara staurolite, inoltre, sono ricche in lenti e noduli di quarzo ed attraversate da fratture tardive rinsaldate da quarzo e/o calcite. Lateralmente, le filladi passano a metareniti massive a grana fine. Intercalate ai litotipi precedenti sono presenti, in corpi talora di notevole estensione, quarziti, lenti di metabasiti (scisti verdi), porfiroidi e marmi. Nell'area non affiorano le coperture sedimentarie dell'unità, costituite da calcari massivi e calcilutiti mesozoico-eoceniche.

Le metamorfite dell'unità di Mandanici affiorano ad ovest del centro urbano, lungo una stretta fascia allungata in prossimità dell'alveo della Fiumara di Sant'Angelo. Un altro esteso affioramento è, a sud del centro urbano, in prossimità dei centri abitati di Sant'Orsola e di Cavallo Pastorio.

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

Sulle unità metamorfiche peloritane poggia in trasgressione il Flysch di Capo d'Orlando, che sigilla i relativi contatti tettonici. Questa formazione è conosciuta in letteratura anche come "Formazione di Stilo-Capo d'Orlando" (BONARDI *et al.*, 1980). Si tratta di una potente successione torbiditica costituita da depositi conglomeratici alla base, evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee e arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche. La facies conglomeratica generalmente caratterizza i livelli basali di questa unità sedimentaria; si tratta di un deposito grossolano rappresentato da conglomerati poligenici con ciottoli di dimensioni molto variabili; i clasti, costituiti in prevalenza da ciottoli di graniti, gneiss, quarziti, porfidi, filladi e metabasiti, si presentano immersi in una matrice arcossico-litica di colore grigio-giallastro o grigio-verdastro. La facies arenacea di colore grigio-verdastro al taglio fresco e grigio-giallastro se alterata, è costituita da arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici a composizione argilloso-marnosa. La facies pelitica, invece, si presenta come un'alternanza di strati sottili di argille siltose grigie o nerastre ed arenarie fini e produce rilievi a morfologia blanda.

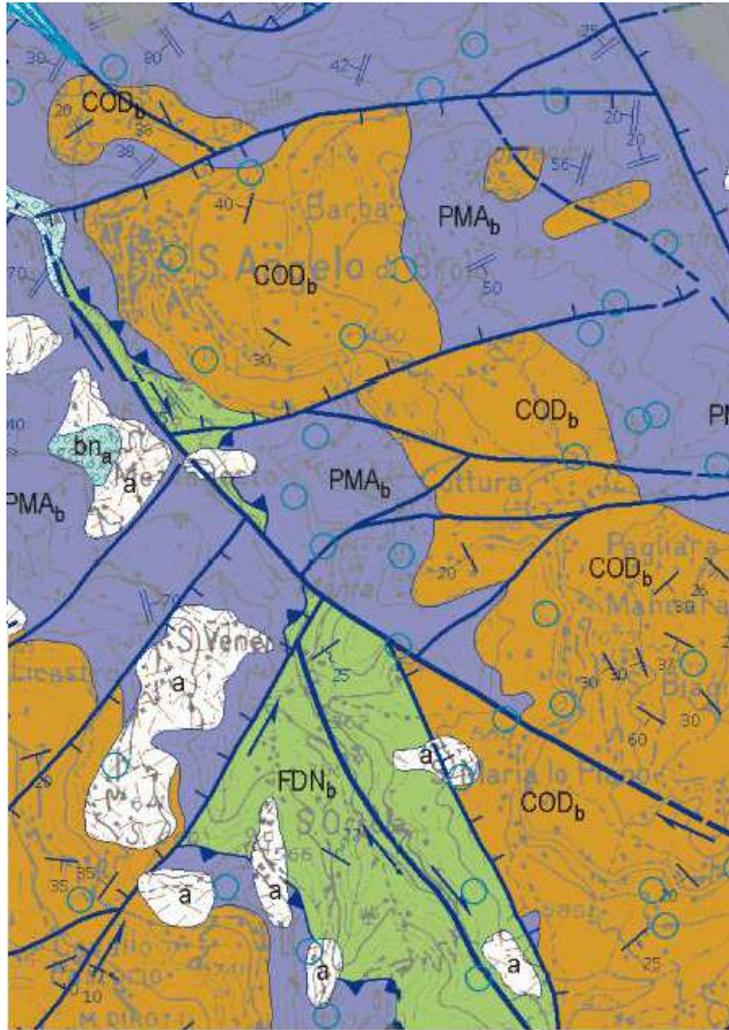
Nell'area di Sant'Angelo di Brolo affiora estesamente soltanto la facies arenacea, sulla quale è edificato gran parte del centro urbano di Sant'Angelo di Brolo. Anche le frazioni di San Carlo, Santa Maria Lo Piano e Contura sono in parte edificate sul Flysch di Capo d'Orlando.

3.3.2.5 Coperture alluvionali, coperture detritiche e frane

I terreni precedentemente descritti sono in genere ricoperti da coltri superficiali di alterazione, coltri detritiche di versante, depositi alluvionali e frane di spessore assai variabile.

Il confronto fra le diverse cartografie geologiche disponibili per l'area e, in particolare, fra il Foglio CARG n. 599 "Patti", la Carta geologica della Provincia di Messina e la carta geologica allegata al PRG di Sant'Angelo di Brolo, evidenzia significative differenze nella perimetrazione e caratterizzazione di tali coperture. A tal fine è stata realizzata una cartografia geologica di sintesi (Fig. 3.11). E' tuttavia da evidenziare la difficoltà della valutazione dell'estensione laterale e verticale di tali coperture in assenza di dati diretti di sottosuolo (cfr. cap. 5)

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



LEGENDA

a - depositi di versante

bn - depositi alluvionali terrazzati

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

UNITA' TETTONICA DELL'ASPROMONTE

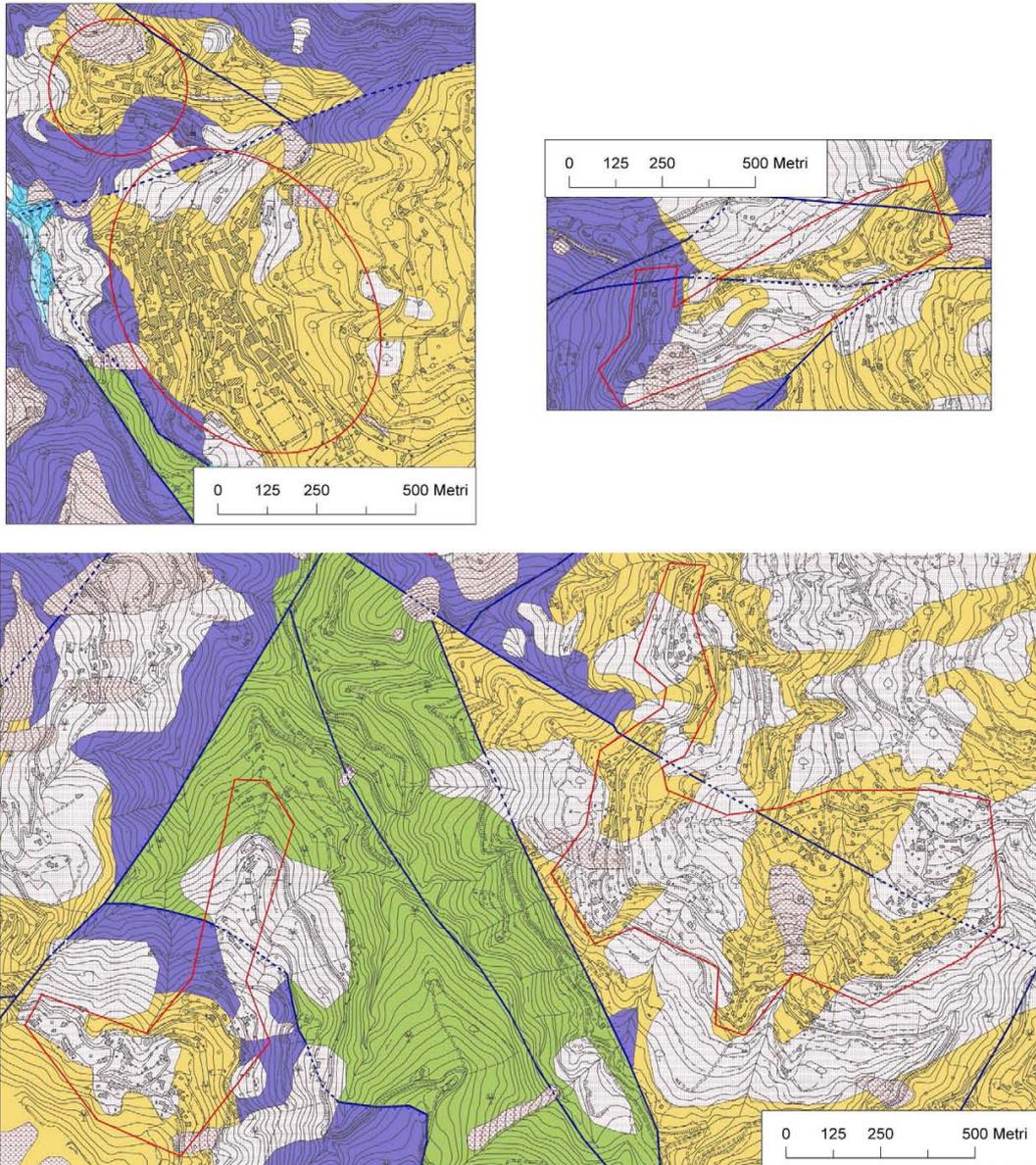
PMA_b - Gneiss occhiadini, localmente con metagranitoidi, micascisti - Metamorfiti dell'Aspromonte – Paleozoico

UNITA' TETTONICA DI MANDANICI

FDN_b – Filladi e Metareniti – Filladi di Mandanici - Paleozoico

direzione, immersione ed inclinazione degli strati	}	+	strati orizzontali	— —	contatto stratigrafico
		20	strati diritti	— — — —	faglia
		20	strati rovesciati	— — — —	faglia diretta
		20	strati verticali	— — — —	sovrascorrimento principale
		•	strati verticali	— — — —	faglia trascorrente

Fig. 3.10 – Carta Geologica dell'area di Sant'Angelo di Brolo (stralcio della sezione CTR n. 600130 realizzata per l'allestimento del Foglio CARG 599 "Patti" e pubblicata sul sito web ISPRA).



Legenda

	fr	Frana		Faglia diretta, tratto certo
	de	Detrito		Faglia diretta, tratto inferito
	ba	Depositi alluvionali attuali		Sovrascorrimento, tratto inferito
	bna	Depositi alluvionali recenti		Faglia trascorrente destra, tratto certo
	CODb	Arkose e arkose litiche con intercalazioni di livelli argillo-marnosi		Faglia trascorrente destra, tratto inferito
	FDNb	Filladi grigio scure grafitose a tessitura scistosa, passanti a metareniti		Faglia trascorrente sinistra, tratto certo
	PMAb	Metamorfiti di medio-alto grado costituite da paragneiss passanti a micascisti		Faglia trascorrente sinistra, tratto inferito

Fig. 3.11 – Carta geologica realizzata per lo studio di MS, relativa alle aree perimetrare del Comune di Sant'Angelo di Brolo. In alto a sinistra l'area del centro urbano principale e della frazione di San Carlo. In alto a destra l'area di Contura. Nel riquadro in basso le frazioni di Santa Maria Lo Piano (a destra) e di Cavallo Pastorio.

	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.	
	Flysch di Capo d'Orlando (facies arenacea)	Oligocene superiore - Burdigaliano	arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici o, più raramente, metrici, a composizione argilloso-marnosa.	> 300 m
	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 – Tabella schematica della successione dei terreni nelle aree di studio del Comune di Sant'Angelo di Brolo.

3.3.3 Lineamenti tettonici di Sant'Angelo di Brolo

Il territorio del Comune di Sant'Angelo di Brolo è interessato da un complesso reticolo di dislocazioni tettoniche. Le principali direttrici sono ben delineate nella cartografia geologica CARG relativa al Foglio 599 "Patti" (v. stralcio in Fig. 3.10). Strutture compressive sono rappresentate, nell'area, dai sovrascorrimenti fra le unità metamorfiche di Aspromonte e Mandanici. Tali contatti tettonici decorrono alla base del versante in destra orografica della Fiumara di Sant'Angelo e a sud della frazione di Sant'Orsola. I sovrascorrimenti sono dislocati da numerose faglie ad alto angolo sia dirette che con componente trascorrente.

Fra le faglie dirette sono presenti due dislocamenti principali, sub-paralleli, con andamento ENE-WSW che decorrono a nord e a sud del centro urbano di Sant'Angelo creando una struttura a Graben nella quale si preserva il Flysch di Capo d'Orlando sul quale sorge il centro urbano. Altre faglie ad alto angolo decorrono in senso est-ovest in prossimità dei centri abitati di Contura e di Pagliara. Questo sistema di faglie è dislocato da un importante lineamento trascorrente destro che decorre, in senso NW-SE, lungo la Fiumara di Sant'Angelo e che attraverso il centro abitato di Santa Maria Lo Piano. Non sono disponibili al momento studi di dettaglio che possano far ritenere questi lineamenti tettonici come faglie attive.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Il database

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

- 1) Dati pregressi ritenuti utili ai fini degli studi tra quelli resi disponibili dall'Amministrazione Comunale e dalla Protezione Civile Regionale (Tabb. 4.1);
- 2) Rilevamenti geologici di controllo sul terreno;
- 3) Misure passive del rumore ambientale, mediante tecnica a stazione singola (Tab.. 4.2).

I dati pregressi derivano:

- a) dallo studio geologico allegato al PRG (risalente al marzo 2001) elaborato dal Dr. Geol. Alfredo Natoli;
- b) Studio dei dissesti del centro abitato di Sant'Angelo di Brolo (Dip. Prot. Civ. Reg., Servizio rischi idrogeologici ed ambientali, Dr. Geol. Giuseppe Basile, anno 2011).

I dati pregressi ricadono soltanto nell'area perimetrata del Centro urbano principale di Sant'Angelo. Per quanto riguarda le altre aree perimetrata dal Comune non è stato possibile reperire alcuna indagine.

INDAGINI PREGRESSE: Centro urbano di Sant'Angelo di Brolo	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	10
Campioni prelevati (con indagini di laboratorio)	17
Prove penetrometriche del tipo SPT	1
Prove penetrometriche dinamiche leggere	3
Down-hole	3
Indagini HVSR	11
Tomografie elettriche	3
Traverse sismiche	3

Tab. 4.1 – Sintesi delle prove geognostiche e geofisiche pregresse che riguardano il centro urbano di Sant'Angelo di Brolo.

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE: Misure passive del rumore ambientale (HVSR), mediante tecnica a stazione singola (alcune delle misure ricadono al di fuori delle aree perimetrata - v. carta delle indagini par. 8.1).

Località	QUANTITA'
Sant'Angelo di Brolo	7
San Carlo	3
Contura	2
Santa Maria Lo Piano	2
Cavallo Pastorio	2

Tab. 4.2 – Sintesi delle prove geofisiche di nuova acquisizione che riguardano le aree perimetrata del territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo oggetto di studi di MS .

4.2. Unità geologico - litotecniche

In base all'esame dei terreni affioranti e dei dati di sottosuolo sono state distinte le unità geologico – litotecniche presenti nell'area da sottoporre a studi di microzonazione, differenziate tra terreni di copertura e substrato geologico non rigido e rigido.

Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m e per la loro descrizione è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (leggermente modificato, ASTM, 1985), un sistema di classificazione dei suoli, utilizzato sia in ingegneria che in geologia, che può essere applicato alla maggioranza dei materiali non consolidati ed è composto da una sigla formata da 2 lettere (Tabb. 4.3a-e; 4.4).

Terreni di substrato

Centro Urbano di Sant'Angelo di Brolo (Tab. 4.3a)

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea alterata	Non rigido	NRS	si
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea	Alternanza litologica	ALS	si
Metamorfiti alterate di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Non rigido	NR	no
Metamorfiti di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Rigido	LP	no

San Carlo (Tab. 4.3b)

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea alterata	Non rigido	NRS	si
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea	Alternanza litologica	ALS	si
Metamorfiti alterate di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Non rigido	NR	no
Metamorfiti di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Rigido	LP	no

Contura (Tab. 4.3c)

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea alterata	Non rigido	NRS	si
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea	Alternanza litologica	ALS	si
Metamorfiti alterate di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Non rigido	NR	no
Metamorfiti di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Rigido	LP	no

Santa Maria Lo Piano (Tab. 4.3d)

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea alterata	Non rigido	NRS	si
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea	Alternanza litologica	ALS	si

Cavallo Pastorio (Tab. 4.3e)

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea alterata	Non rigido	NRS	si
Flysch di Capo d'Orlando facies arenacea	Alternanza litologica	ALS	si
Filladi e metareniti alterate di Mandanici	Non rigido	NR	no
Filladi e metareniti di Mandanici	Rigido	LP	no
Metamorfiti alterate di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Non rigido	NR	no
Metamorfiti di grado medio alto di Aspromonte (paragneiss e micascisti)	Rigido	LP	no

Terreni di copertura

RI	Terreni contenenti resti di attività antropica
ML	materiali a composizione limosa con subordinate frazioni argillose e sabbiose con presenza di piccoli inclusi lapidei sub-angolosi.
SM	Sabbie limose con presenza di inclusi lapidei eterometrici sub-angolosi calcarenitici

Tab. 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura presenti nelle aree oggetto di studio (v. distribuzione nella carta geologico-tecnica par. 8.2)

4.3. Indagini geofisiche precedenti

Le indagini geofisiche relative al Comune di Sant'Angelo di Brolo, che è stato possibile reperire per la MS, sono soltanto quelle eseguite nell'ambito dello "Studio dei dissesti del centro abitato di Sant'Angelo di Brolo" eseguito nel 2011.

Consistono in 3 tomografie elettriche 2D acquisite dalla superficie, 2 Down-Hole e 17 sezioni di velocità delle onde S, basate su misure del rapporto spettrale H/V in 228 punti di misura e sulla esecuzione di un profilo MASW in corrispondenza ad ogni sezione H/V per ottenere informazioni sui valori di velocità delle onde S nei primi metri di sottosuolo, da utilizzare come vincoli nell'interpretazione delle misure di H/V.

Le tre tomografie elettriche sono state eseguite con stendimenti elettrodi di lunghezza compresa fra 65 m e 110 m su profili quasi paralleli e distanti uno dall'altro poche decine di metri. Le misure di tipo Wenner-Schlumberger eseguite hanno consentito una profondità di indagine di circa 20 m. La qualità dei risultati dell'indagine non è ben valutabile perché non viene fornito lo schema d'insieme delle misure e neppure la loro varianza media. Non sono stati, inoltre, realizzati gli usuali

tests basati sull'uso di dati sintetici e sperimentali, che dovrebbero essere utilizzati per valicare i risultati di questo tipo di indagine.

Malgrado la distanza fra i profili fosse piccola, i risultati ottenuti non evidenziano aspetti coerenti che possano essere interpretati in termini di strutture sepolte o interfacce geologiche.

Neanche ai due Down-Hole è possibile attribuire un grado di attendibilità perché gli autori dello studio non affrontano il problema della stima della precisione delle misure dei tempi di percorso e della varianza delle stime di velocità né mostrano i segnali registrati con i picking delle fasi.

Oltre agli andamenti delle velocità con la profondità gli autori forniscono corrispondenti andamenti per la densità e per i principali parametri elastici. Ovviamente, per il fatto che non hanno illustrato la tecnica adottata per misurare la densità, si possono considerare sperimentalmente determinati soltanto i modelli di velocità e del rapporto di Poisson. Le funzioni di velocità trovate, pur essendo caratterizzate da valori di velocità molto diversi, che possono essere giustificati dalla grande distanza fra i punti d'indagine, hanno in comune un andamento crescente con continuità fino ad una profondità a circa 20 m e una netta inversione di velocità al di sotto di 20 m. Questa caratteristica non è interpretata in termini geologici nella relazione. Inoltre uno dei due Down-Hole è stato realizzato nella zona centrale di una delle tomografie elettriche e in prossimità di un sondaggio meccanico che a quella profondità non evidenziano, rispettivamente, nessuna importante variazione verticale di resistività o litologica.

Anche l'indagine basata sull'analisi del rapporto spettrale H/V da poche informazioni utilizzabili sul sottosuolo della zona indagata. Soltanto pochi fra i rapporti spettrali misurati vengono mostrati insieme a un modello di velocità interpretativo. I modelli mostrati sono eccessivamente dettagliati e la loro risposta giustifica soltanto poche delle caratteristiche della funzione sperimentale. Certamente non tutti i dettagli di questi modelli sono significativi, cioè necessari per giustificare i dati sperimentali.

Le sezioni sono poco attendibili perché dovrebbero essere il risultato di un problema inverso altamente sottodeterminato, del cui metodo di risoluzione non viene detto nulla nella relazione. Ai colori usati per la rappresentazione dei modelli non sono associati in modo esplicito valori di velocità delle onde S o altri parametri geofisici. Gli andamenti trovati sembrano piuttosto casuali e, comunque, evidenzerebbero un potere risolvete dell'indagine non sufficiente per caratterizzare il sottosuolo in modo utile.

Dei profili MASW eseguiti non vengono riportati i risultati completi e le poche immagini esemplificative inserite nella relazione evidenziano una notevole complessità degli spettri f-k, attribuibile alla presenza di una considerevole energia nei modi superiori di propagazione delle onde di superficie. Ciò rende difficilmente tracciabile la curva di dispersione del modo fondamentale e poco attendibile la sua inversione in termini di parametri di un modello monodimensionale di velocità.

4.4. Il metodo HVSr

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

generalmente a frequenze relativamente alte rispetto a quelle del rumore di origine naturale (superiori in genere a 10 Hz).

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

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

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

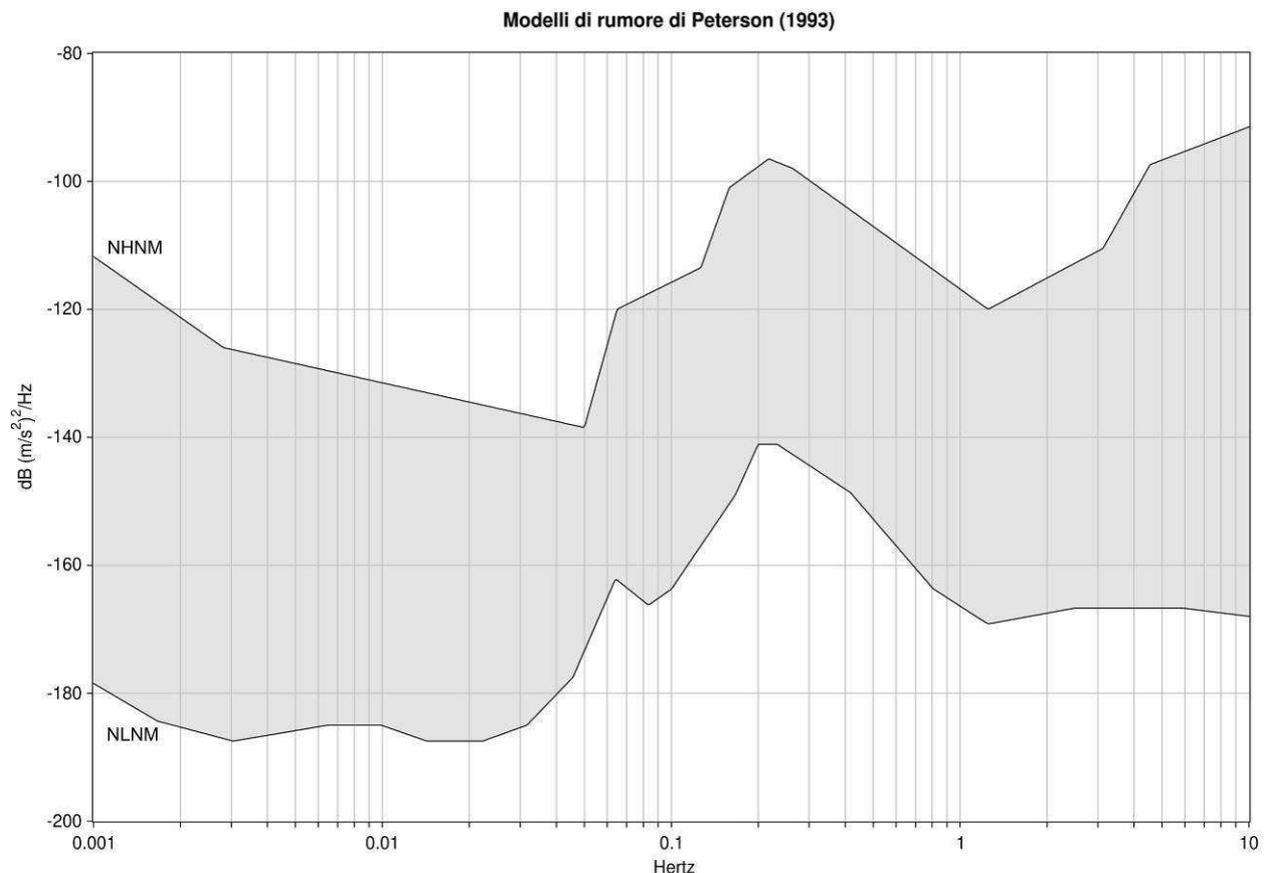


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

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

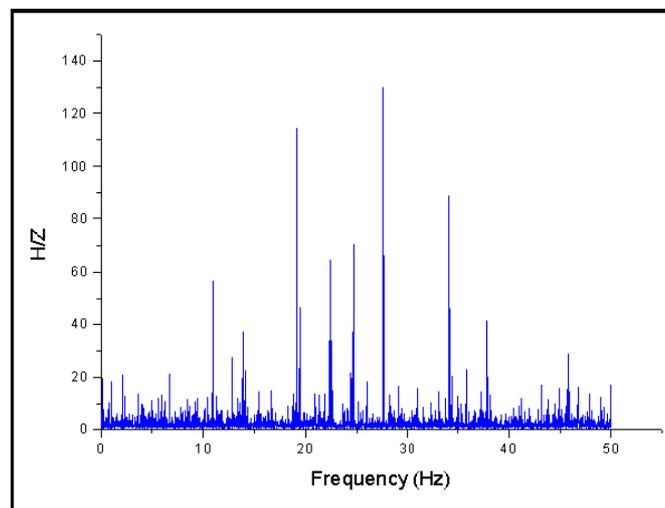


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

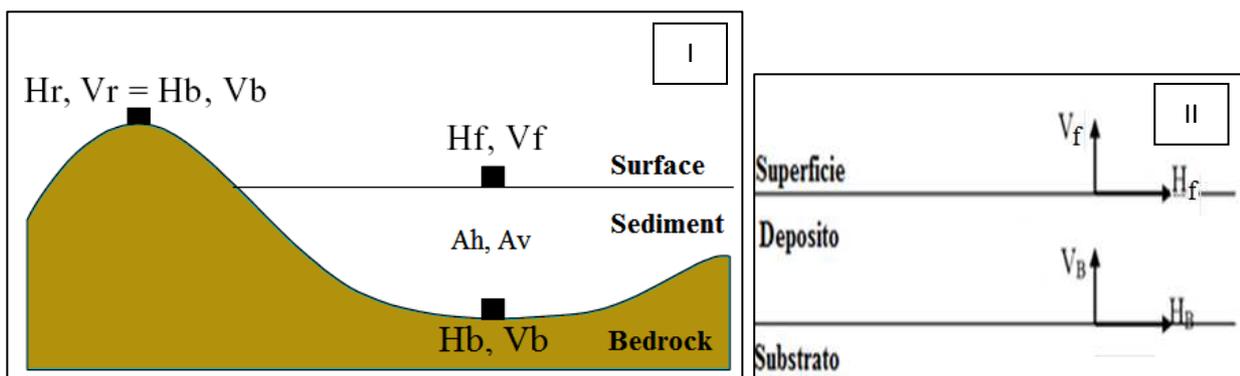


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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

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

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

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

Nel caso in cui il contributo delle onde di Rayleigh sia preponderante, si ha apparentemente:

$$QTS \approx H_s / V_s.$$

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

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

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

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

4.5. Indagini HVSR

La scelta dell'ubicazione dei punti di misura HVSR è stata eseguita secondo quanto specificato nel "Documento Tecnico per l'elaborazione delle indagini e degli studi di microzonazione sismica" secondo le specifiche e le condizioni stabilite dall'OPCM 3907/2010. Considerando l'estensione e la topografia dell'area soggetta alle indagini, sono stati ubicati 9 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini.

Tutte le misure sono state eseguite utilizzando il rilevatore sismico digitale TROMINO® della Micromed s.p.a., che utilizza una terna di sensori velocimetrici, smorzati criticamente, la cui funzione di trasferimento è dichiarata costante dal costruttore nell'intervallo di frequenze (0.1 ÷ 200) Hz. Il sistema di acquisizione digitale è a basso rumore con dinamica non inferiore a 23 bit. L'accuratezza relativa alle componenti spettrali, dichiarata dalla casa costruttrice, è maggiore di 10^{-4} al di sopra di 0.1 Hz.

Per ogni punto di misura sono state eseguite registrazioni di noise della durata complessiva di 46 minuti, con una frequenza di campionamento pari a 256 Hz. I dati di rumore sismico sono stati elaborati con il software GRILLA della Micromed s.p.a., che consente di eseguire l'analisi HVSR delle tracce acquisite. La trasformata di Fourier viene calcolata su ogni singola traccia suddivisa in finestre temporali non sovrapponibili. Per ogni segnale registrato la scelta delle finestre temporali

da analizzare, di durata di 50 s ciascuna, è stata effettuata manualmente, analizzando i grafici della variazione temporale e di quella azimutale dello spettro H/V e scegliendo soltanto le finestre temporali di noise caratterizzate da stime spettrali stazionarie temporalmente e non caratterizzate da chiara dipendenza direzionale, situazioni nelle quali è ipotizzabile una forte dipendenza degli spettri dal fenomeno che genera il noise. Gli effetti di direzionalità spettrale sono stati attribuiti alle caratteristiche del sottosuolo solo se stabilmente osservate nell'arco dei 46 minuti di registrazione. La scelta di estendere la durata della registrazione a 46 minuti, è stata fatta in modo da ottenere un segnale utile, generalmente non inferiore a 30 minuti, (Sesame, 2004). I dati nel dominio della frequenza sono stati filtrati con finestra triangolare per ottenere uno smussamento del 10 %. Un esempio di elaborazione di dati è riportato nella Fig. 4.4.

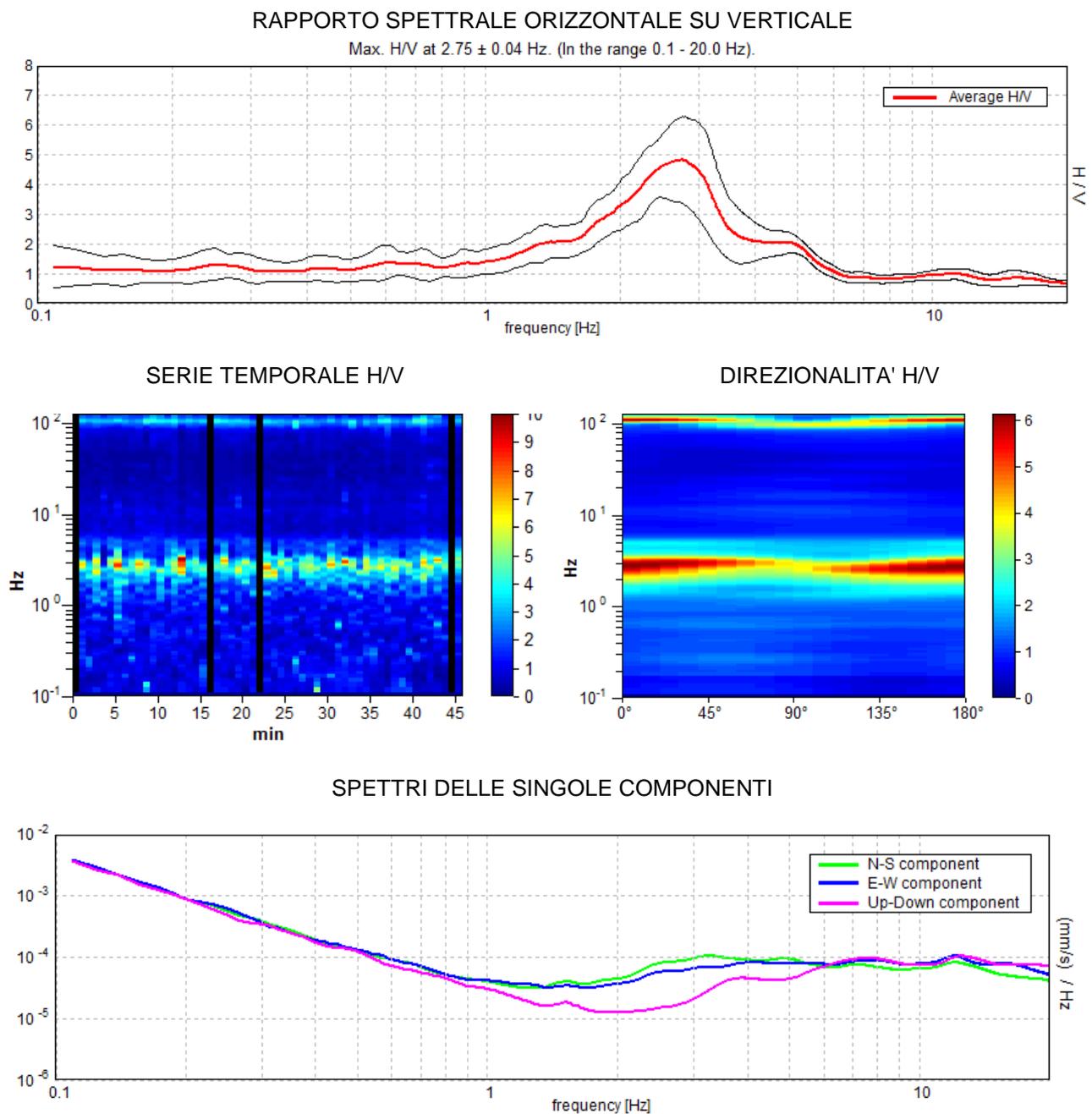


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083088P36HVS79.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo hanno messo in evidenza la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovuti a fenomeni di risonanza su gran parte del territorio (Fig. 4.5). Tutti i picchi significativi, relativi alle curve HVSR, sono stati inseriti nella Tab. 4.7. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, buona parte delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.7. Dopo avere attribuito ad ogni punto di misura uno o più vettori a 4 componenti contenenti: frequenza del picco, ampiezza dello stesso e coordinate del punto di misura, si è proceduto ad individuare nell'insieme totale di vettori eventuali cluster relativi a insiemi di punti che ricoprissero porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.6). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare un solo cluster.

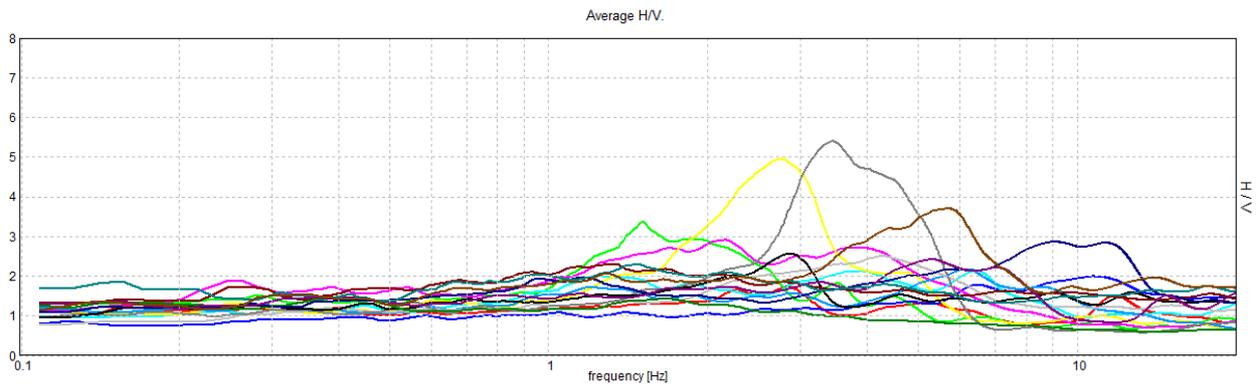


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 16 stazioni singole.

Misure HVSR	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	Profondità bedrock sismico
083088P28HVSR71	3.44	5.41					3
083088P29HVSR72	2.9	2.55					-
083088P30HVSR73	4.32	2.5					3
083088P31HVSR74	2.82	1.74	5.22	1.31	11.82	1.51	15
083088P32HVSR75	1.5	3.35	3.52	1.8	4.48	1.48	10
083088P33HVSR76	2.16	2.92	3.98	2.7			3
083088P34HVSR77	6.41	1.77	10.69	1.99			-
083088P35HVSR78	1.23	1.99	3.91	2.13	6.46	2.13	3
083088P36HVSR79	2.75	4.95	4.68	2.08			-
083088P37HVSR80	6.21	2.16	8.64	1.72			-
083088P38HVSR81	5.7	3.7					13
083088P39HVSR82	1.45	2.29					3
083088P40HVSR83	*	*					5
083088P41HVSR84	*	*					-
083088P42HVSR85	1.16	1.98	5.77	2.17	9.04	2.87	3
083088P43HVSR86	5.27	2.41					3

Tab. 4.7 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati.

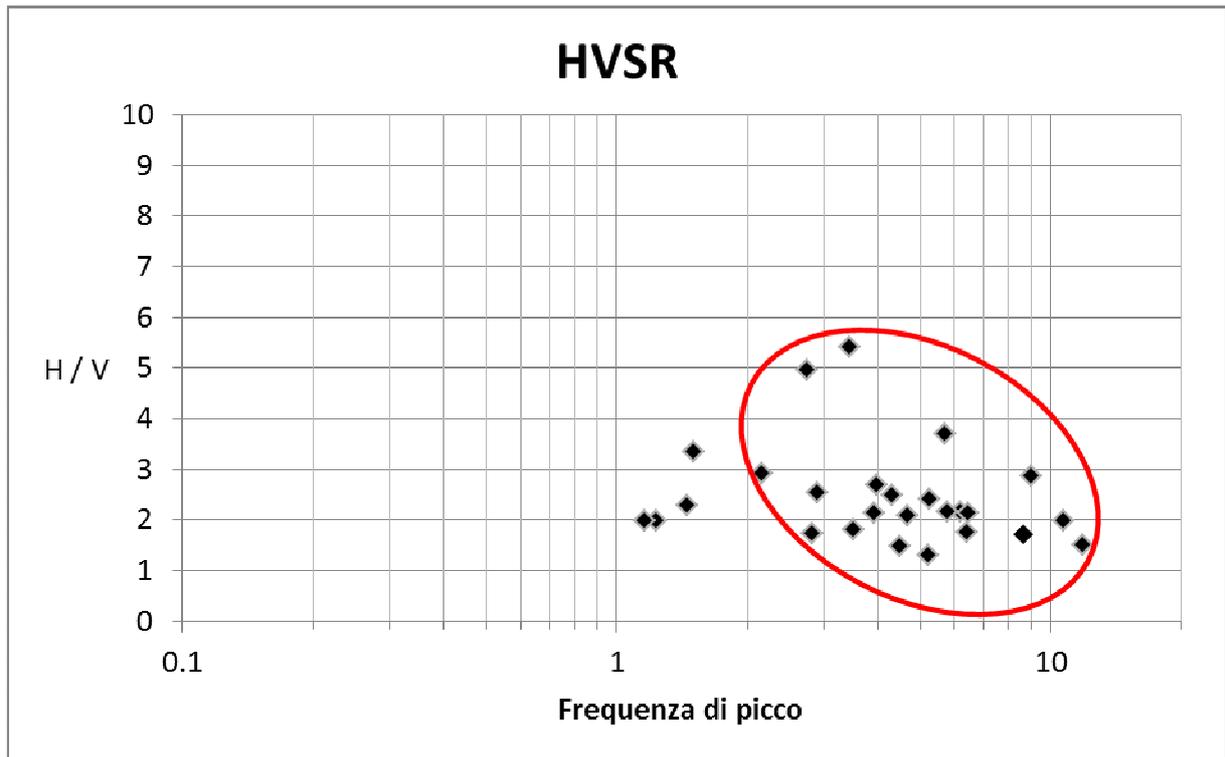


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate.

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 Sant'Angelo di Brolo e delle aree perimetrate delle altre frazioni oggetto di studio. 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.

L'assetto del sottosuolo delle aree di studio è rappresentato nelle 6 sezioni di Figg. 5.1 - 5.6. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico – Tecnica.

Alcuni sondaggi rappresentativi di alcune aree del centro urbano principale sono schematizzati in Fig. 5.7.

San Carlo

Il substrato della zona perimetrata di questa frazione è costituito, nel settore sud orientale dalle e metamorfiti di Aspromonte che risultano alterate nella porzione superficiale. Procedendo verso NW (v. Sezione 1-1') questi terreni risultano ricoperti dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando, anch'esse profondamente alterate in superficie. Nella porzione settentrionale dell'area perimetrata è presente da una frana che interessa il Flysch di Capo d'Orlando, mentre al margine occidentale sono presenti terreni di copertura (SM).

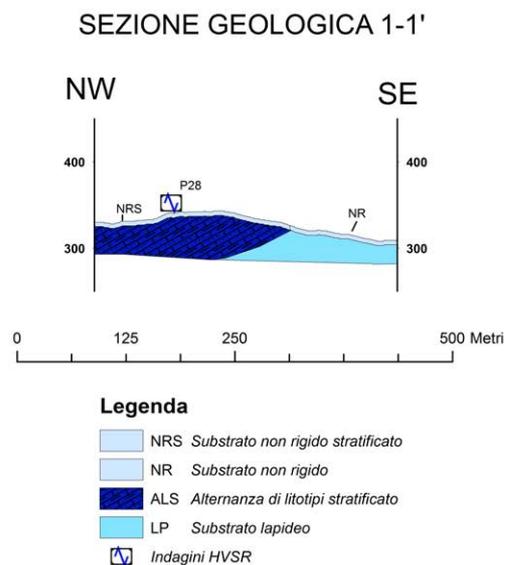


Fig. 5.1 – Sezione geologica 1-1' attraverso l'abitato di San Carlo (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

Sant'Angelo di Brolo

Gran parte del centro urbano principale si sviluppa sulla facies arenacea del Flysch di Capo D'Orlando, alterata nelle porzioni superficiali (Sezioni Geologiche 2-2' e 3-3'). Nella periferia sud-occidentale affiorano le metamorfiti di Aspromonte. Estese coperture detritiche sono presenti principalmente nel settore settentrionale e centro-orientale.

Una faglia diretta, che decorre in direzione ENE-WSW in prossimità della periferia settentrionale dell'area perimetrata disloca il substrato metamorfico e lo mette a contatto con il Flysch di Capo d'Orlando.

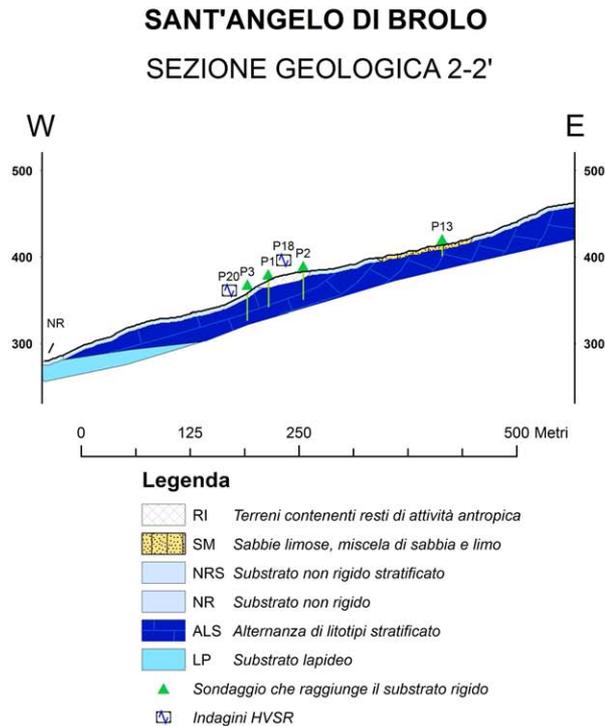


Fig. 5.2 – Sezione geologica 2-2' attraverso l'abitato di Sant'Angelo di Brolo (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

SANT'ANGELO DI BROLO
SEZIONE GEOLOGICA 3-3'

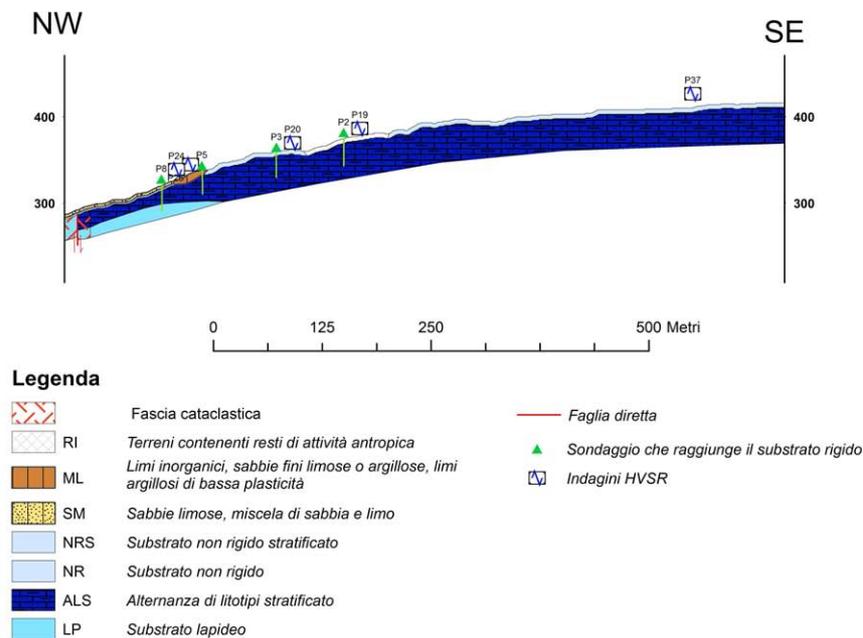


Fig. 5.3 – Sezione geologica 3-3' attraverso l'abitato di Sant'Angelo di Brolo (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

Contura

Anche il sottosuolo di questa frazione è in gran parte costituito dalle alternanze arenaceo-pelitiche del Flysch di Capo d'Orlando, profondamente alterate nella porzione superficiale e, sulle quali, giacciono estese coperture detritiche individuate nelle cartografie del piano regolatore, il cui spessore è tuttavia del tutto ipotizzato in assenza di un sufficiente numero di indagini.

Nel settore occidentale dell'area affiorano le metamorfite di Aspromonte, anch'esse alterate in superficie, che immergono, ad est, al di sotto del Flysch di Capo d'Orlando

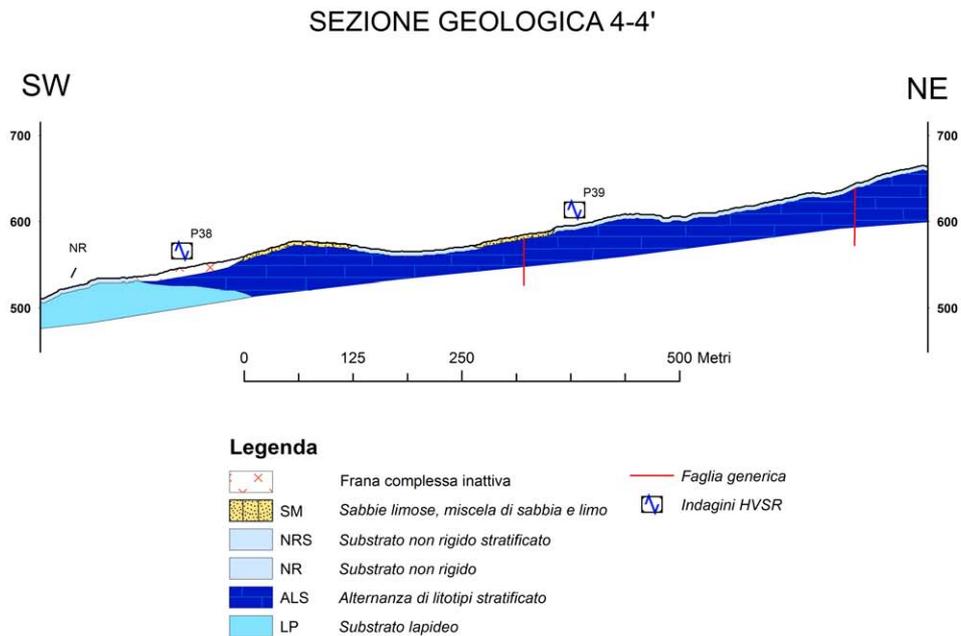


Fig. 5.4 – Sezione geologica 4-4' attraverso l'abitato di Contura (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

Santa Maria Lo Piano

L'area perimetrata relativa a questa frazione insiste interamente sui litotipi arenacei del Flysch di Capo d'Orlando, che, nelle porzioni superficiali sono interessati da vistosi fenomeni di alterazione. Vaste coperture detritiche e depositi da frana sono distribuite in modo articolato su gran parte dell'area. Anche in questo caso gli spessori rappresentati di tali coperture sono ipotizzati.

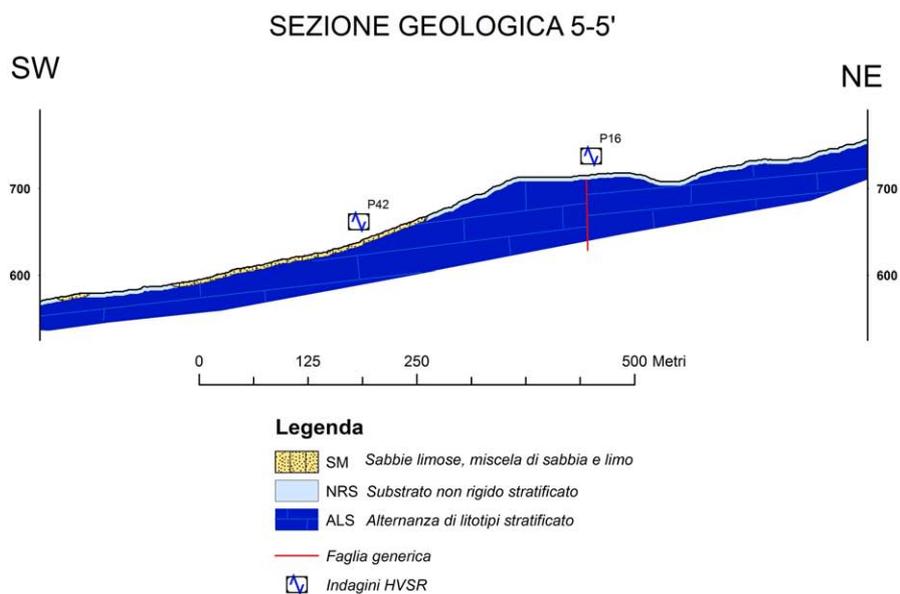


Fig. 5.5 – Sezione geologica 5-5' attraverso l'abitato di Santa Maria Lo Piano (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

Cavallo Pastorio

Il sottosuolo dell'area perimetrata di questo centro abitato è scomponibile in tre ampie fasce: la porzione meridionale è caratterizzata dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando; nella porzione mediana affiorano le metamorfiti di Aspromonte, mentre nella porzione settentrionale affiorano le metamorfiti di Mandanici. In particolare l'unità di Aspromonte è sovrapposta a quella di Mandanici mediante un contatto di sovrascorrimento, mentre il Flysch di Capo d'Orlando ricopre stratigraficamente le metamorfiti di Aspromonte. Anche in questa frazione sono presenti estese coperture detritiche, in particolare a sud, sui terreni arenacei flyschoidi e, a nord, sui terreni metamorfici. Anche in questo caso lo spessore indicato è del tutto ipotizzato in assenza di dati sufficienti.

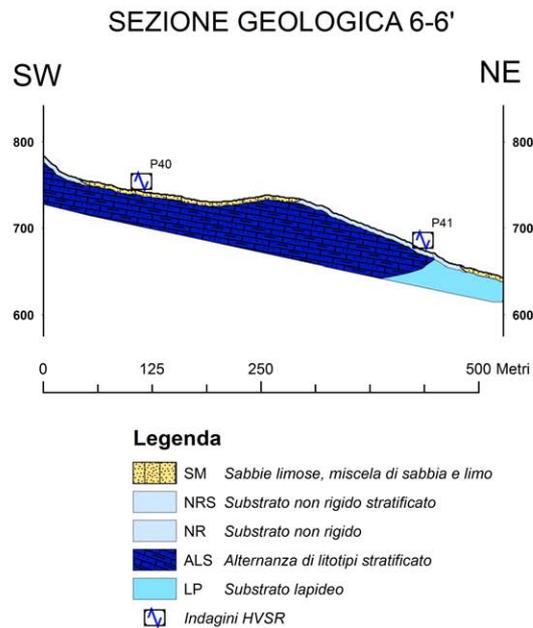


Fig. 5.6 – Sezione geologica 6-6' attraverso l'abitato di Cavallo Pastorio (per l'ubicazione si veda la Carta geologica – tecnica).

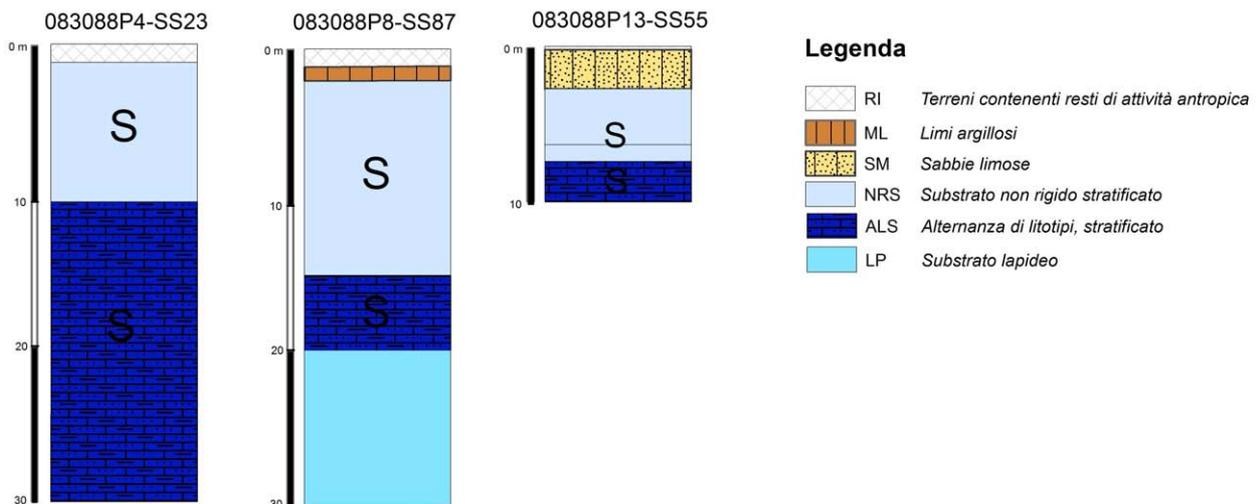


Fig. 5.7 – Colonne rappresentative di alcune aree del sottosuolo del centro urbano di Sant’Angelo di Brolo (per l’ubicazione si veda la Carta delle indagini).

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

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

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

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

La ricostruzione, lungo determinati profili, della profondità dal piano di campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall’inversione di alcuni sondaggi HVSR (Tab. 4.7, Fig. 5.3) vicini ai profili, grazie alla relazione che lega i valori della frequenza fondamentale di risonanza alla profondità del bedrock sismico (Aki, 1964; Fäh et al., 2002; Wathelet et al., 2004) e ipotizzando una trascurabile variabilità della velocità delle onde S all’interno di ogni strato. Le inversioni dei dati HVSR hanno tenuto in considerazione tutti i picchi significativi individuati, per ogni punto di misura (Fig. 4.6).

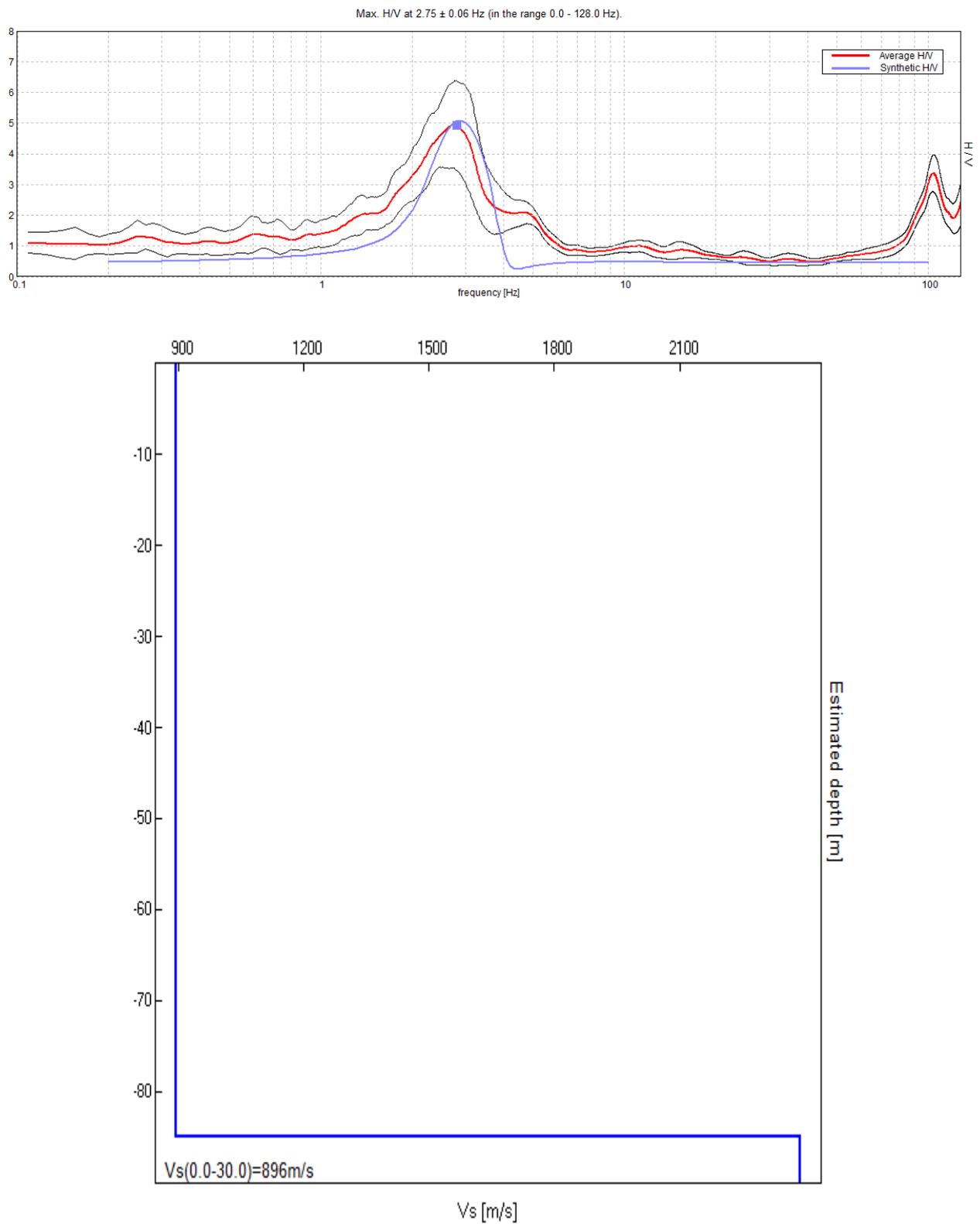


Fig. 5.3 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083088P36HVSR79.

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

6.1. Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

Il Comune di Sant'Angelo di Brolo, seppure abbia fornito un certo numero di indagini ed il personale tecnico si è dimostrato disponibile e cooperativo, non ha a disposizione indagini di qualità tali da permettere la definizione di un modello geologico del sottosuolo relativamente alle aree perimetrate oggetto di studio. Le ragioni possono essere così sintetizzate:

1. La distribuzione delle indagini disponibili è concentrata solo in alcune aree del centro urbano principale, individuate in funzione della realizzazione di uno specifico intervento progettuale, e che quindi prescinde da una pianificazione delle indagini atta a definire un modello geologico del sottosuolo.
2. Non sono disponibili dati relativi a campagne di geofisica indirizzate alla ricostruzione tridimensionale del substrato geofisico, nonché all'individuazione di eventuali elementi morfologici sepolti quali ad esempio, valli, scarpate e cavità.
3. I dati relativi allo stato di fratturazione delle unità geologiche afferenti al substrato sono prevalentemente di tipo qualitativo e non quantitativo e, di fatto, non consentono di definire correttamente gli spessori delle coltri di alterazione superficiale. Questo si traduce inoltre nell'impossibilità di mappare con certezza le zone con spessori significativi (superiore a 3 m).
4. Non sono note le zone dove sono presenti spessori significativi di materiali di riporto.
5. Non sono noti gli spessori reali delle coltri detritiche.
6. La documentazione acquisita non ha consentito l'individuazione, l'analisi e l'elaborazione attraverso modelli numerici di tutti quei fenomeni/elementi quali la liquefazione, i cedimenti differenziali e le faglie attive e capaci.

Per le ragioni sopra elencate il modello geologico del sottosuolo prodotto con il presente studio ha carattere puramente indicativo ed ha l'obiettivo di fornire indicazioni per la pianificazione delle future indagini da condurre nelle successive fasi di MS.

E' evidente quindi 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 Sant'Angelo di Brolo.

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 e distribuzione dei corpi rocciosi al di sotto delle coperture;
- 3) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti.

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

Un primo passo nella programmazione delle indagini di esplorazione multidisciplinare del sottosuolo sarà quello di programmare indagini sismiche a rifrazione in onde P ed 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 Sant'Angelo di Brolo 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 HVSR. In particolare sono state interpretate tutte le curve relative ai punti di misura, ad esclusione dei punti 083088P29HVSR72, 083088P34HVSR77, 083088P36HVSR79, 083088P37HVSR80 e 083088P41HVSR84, perché privi di picchi significativi. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione di due sezioni geologico-tecniche riportate in relazione.

Nella valutazione dell'attendibilità della stima della profondità del bedrock sismico (interfaccia litostratigrafica caratterizzata dal passaggio da una velocità delle onde di taglio minore di 800 m/s

ad una maggiore), bisogna considerare che gli andamenti rappresentati sono fortemente condizionati dal processo di interpolazione tra i punti di misura HVSR. I valori tra i punti di misura sono infatti da considerarsi solo delle possibili stime nell'ipotesi di minime variazioni laterali. Per evitare interpolazioni tra profondità di interfacce dovute a strutture di diversa natura geologica e stratigrafica, si è deciso di raggruppare e correlare picchi caratterizzati da valori di frequenze simili tra loro (Fig. 4.6). Tuttavia non è possibile escludere che anche valori di frequenze simili siano dovute a strutture differenti o viceversa.

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

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

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7.2. Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Descrizione	Tipo_ep
Picco isolato	6010
Cavità sepolta isolata	6020

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

7.3. Elementi di amplificazione topografica

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

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

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

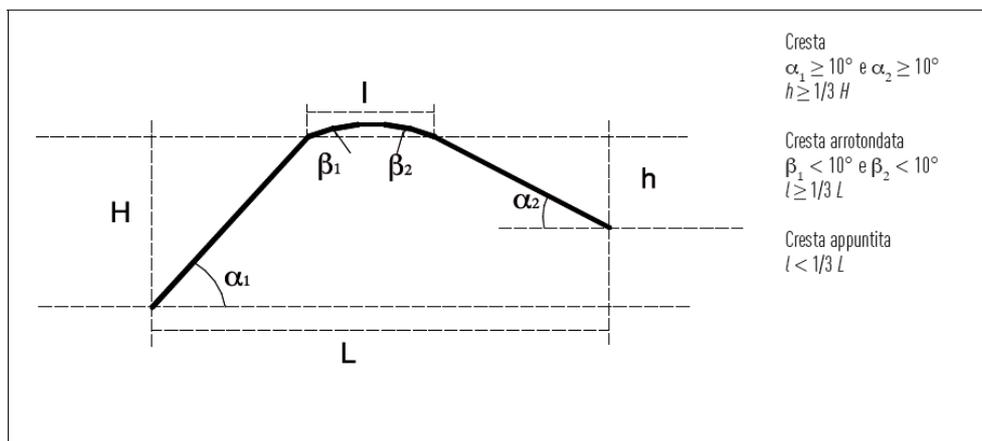


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

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

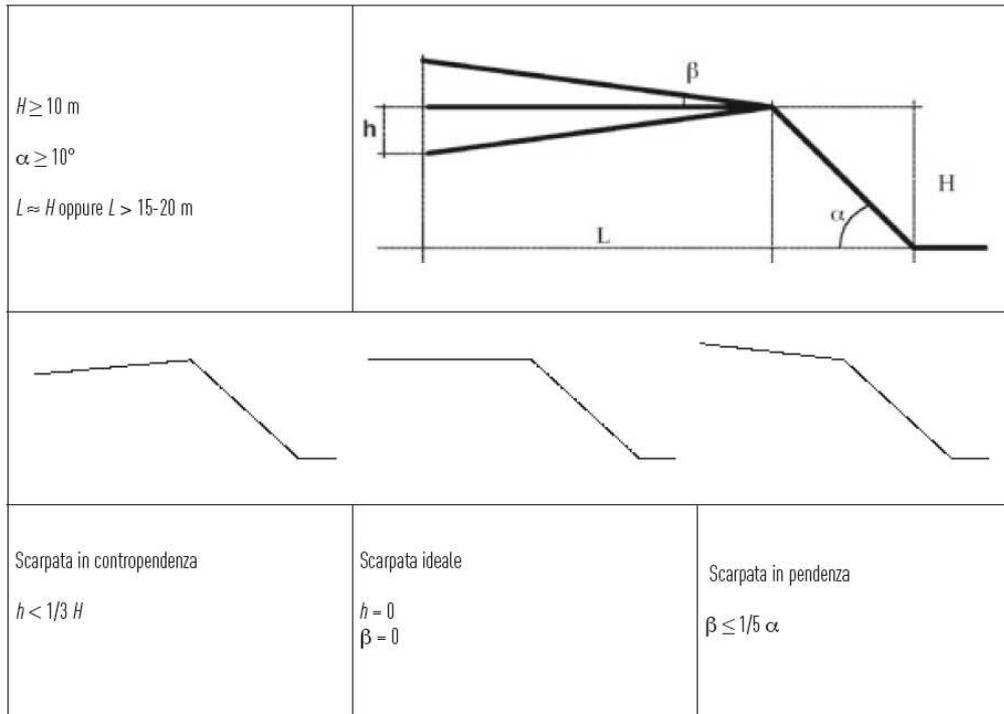


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

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

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

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

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

caratteristiche morfometriche; queste ultime dipendono infatti dall'assetto geomorfologico del versante lungo cui si imposta la linea di scarpata, così come dalla morfodinamica del versante stesso.

Analisi delle pendenze

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

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

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

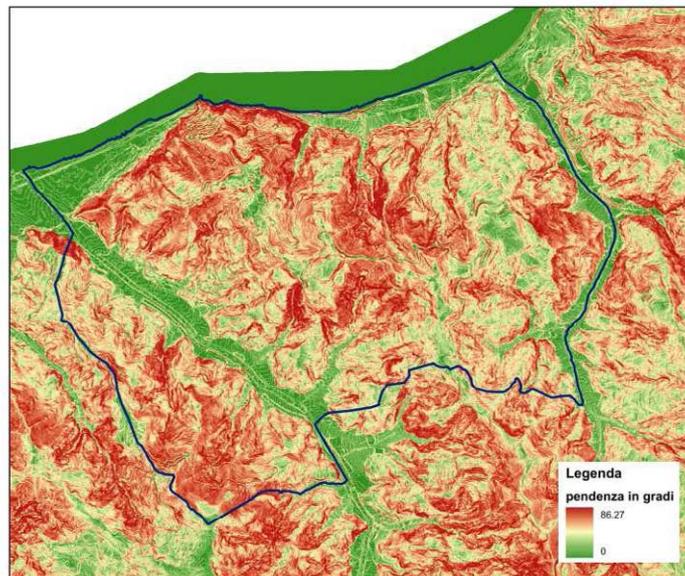


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

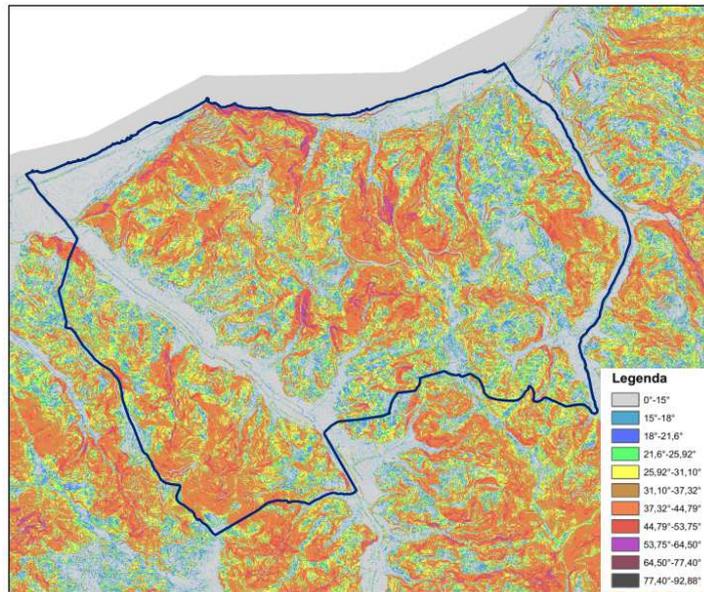


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

Individuazione degli elementi morfologici

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

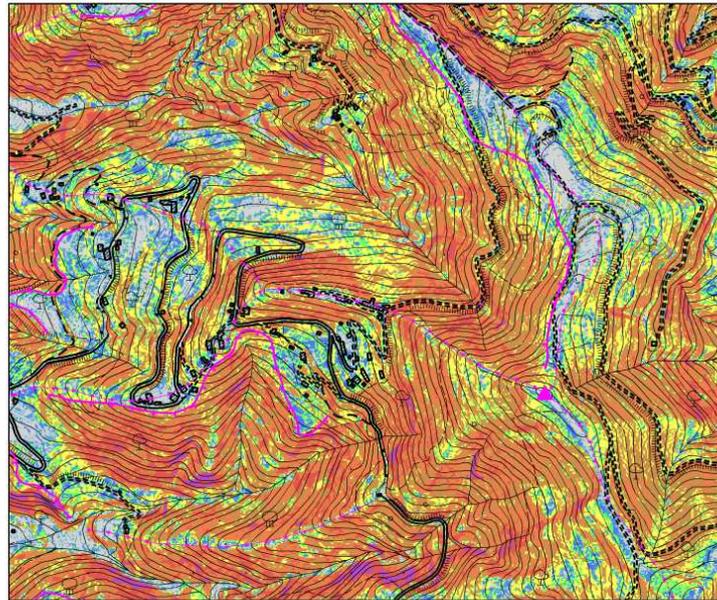
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze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

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

Le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:

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

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



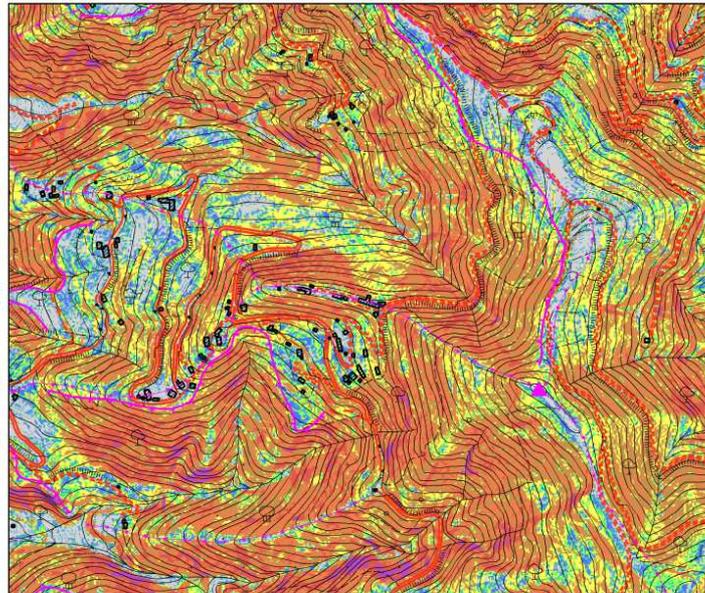
Legenda

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

Elementi morfologici

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

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



Legenda

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

Elementi morfologici

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

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

7.4. Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze

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

8.2 Carta Geologico-tecnica

La carta geologico – tecnica (Fig. 8.4) evidenzia come il territorio nel quale ricade il centro urbano di Sant’Angelo di Brolo, sia caratterizzato dalla presenza di estese coltri detritiche, evidenziate dallo studio geologico allegato al PRG. Tali coltri poggiano in parte sui terreni del Flysch di Capo d’Orlando e in parte sulle metamorfite appartenenti alle unità di Mandanici e di Aspromonte.

8.2.1. Il substrato geologico è costituito dalle metamorfite dell’unità di Aspromonte e dell’unità di Mandanici (LP) che affiorano con una spessa coltre di alterazione superficiale (NR) nelle località di San Carlo, a nord e a ovest del centro urbano principale di Sant’Angelo, lungo la porzione occidentale della cresta dell’abitato di Contura e nella porzione settentrionale di Cavallo Pastorio verso Sant’Orsola.

Il substrato metamorfico è ricoperto in discordanza in molte località delle aree sottoposte agli studi di micro zonazione da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico-arenacea del Flysch di capo d’Orlando. Gli affioramenti di tale substrato risultano profondamente alterati in particolare nella frazione di San Carlo, nell’area dove sorge il centro abitato principale di Sant’Angelo di Brolo e lungo la cresta della frazione di Contura. Nella frazione di Santa Maria Lo Piano gli affioramenti del substrato non rigido stratificato (NRS) affiorano estesamente nella porzione centrale dell’area di studio e al margine nord occidentale. Presso la frazione di Cavallo Pastorio tale substrato affiora nella porzione centro meridionale con immersione degli strati verso est e un’inclinazione di qualche decina di gradi.

8.2.2. I terreni di copertura Questi terreni sono arealmente estesi a gran parte della zona perimetrata e al di sotto dell’edificato di Sant’Angelo di Brolo. In base alle informazioni ricavate dalla relazione geologica e alle indagini rese disponibili dalla Protezione Civile Regionale è stato possibile differenziare questi terreni in due fasce costituite, rispettivamente da:

SM – limi sabbiosi con presenza di inclusi lapidei eterometrici sub-angolosi di varia natura in quanto derivanti dal disfacimento sia delle arenarie del Flysch di capo d’Orlando sia delle metamorfite delle unità di Mandanici e di Aspromonte; questo tipo di coperture è presente in modo esteso sia nel centro urbano principale sia nelle frazioni oggetto di studio.

ML – materiali a composizione limosa con subordinate frazioni argillose e sabbiose con presenza di piccoli inclusi lapidei sub-angolosi. Questo tipo di coperture è presente solamente nella porzione nord-occidentale del centro urbano di Sant’Angelo di Brolo verso la fine di Via Umberto I.

RI – riporti antropici a differente granulometria, individuati sulla base delle indagini eseguite dal Dipartimento Regionale della Protezione Civile, posti al centro dell’abitato principale di Sant’Angelo di Brolo.

8.2.3. I fenomeni di dissesto

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 S. Angelo di Brolo, si procede dunque alla analisi/revisione dei dissesti segnalati all’interno del Centro abitato principale e nelle frazioni di S. Carlo, Contura, San Silvestro-S. Maria Lo Piano, Cavallo Pastorio-S.Orsola.

I movimenti che sono riconosciuti e perimetrati per le aree di interesse ai fini della microzonazione sismica del territorio comunale di Sant’Angelo di Brolo, vengono classificati nei P.A.I. Regionale come tipologia 5 si configurano, quindi, come movimenti complessi. Si tratta di fenomeni

complessi con caratteristiche di scorrimenti evolvuti a colamenti, riguardano sia la coltre di alterazione che gli stessi substrati rocciosi alterati e fratturati

S. ANGELO DI BROLO: CENTRO ABITATO E LOCALITÀ SAN CARLO

All'interno del perimetro del Centro abitato principale, le cartografie del Piano di Assetto Idrogeologico Regionale riconoscono un solo movimento complesso (PAI 013-5SB-103), perimetrato nella porzione Nord-occidentale del perimetro dell'area urbana, in contrada Colantoni. Questo fenomeno si presenta stabilizzato e quindi non determina condizioni di pericolosità e/o rischio (Fig. 8.2).

Nell'area di interesse in corrispondenza della località S. Carlo, si rileva un fenomeno complesso attivo (PAI 013-5SB-105) a cui è attribuita una classe di pericolosità P3, determinando un valore R=4 di rischio (Fig. 8.2).

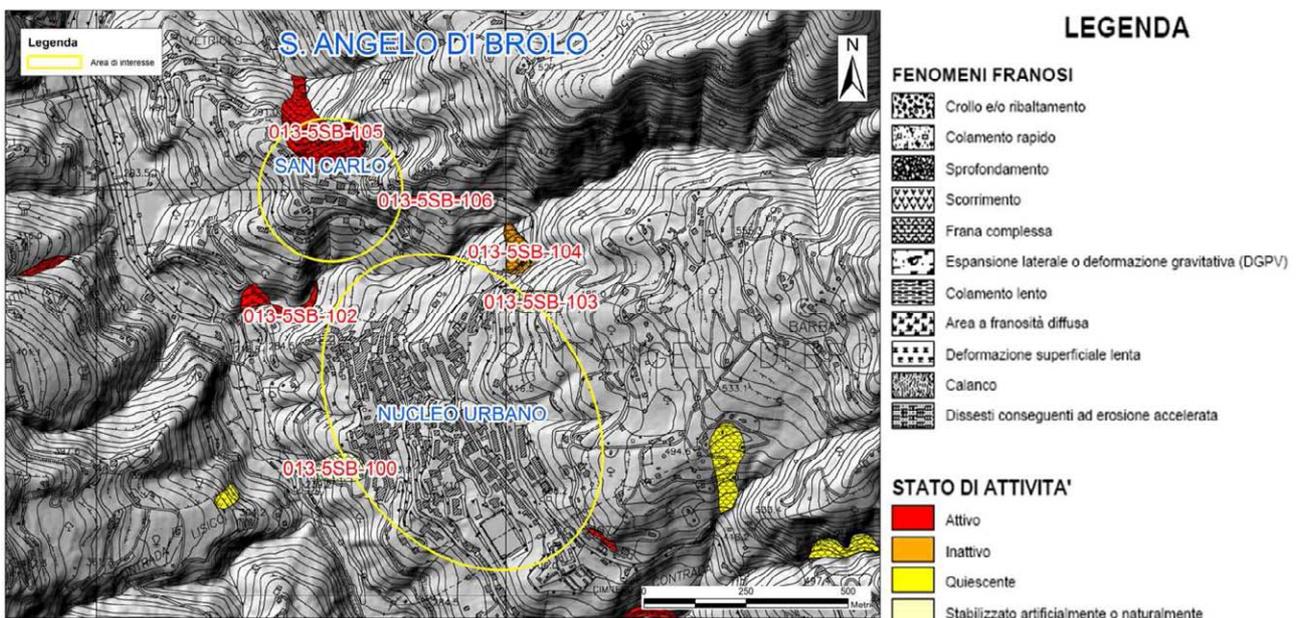


Fig. 8.2 – Comune di S. Angelo di Brolo – Aree di interesse: carta dei dissesti censiti nel PAI.

S. ANGELO DI BROLO: LOCALITÀ CONTURA, SAN SILVESTRO-SANTA MARIA LO PIANO, CAVALLO PISTORIO -S. ORSOLA

In località Contura, nel PAI è stata censita e perimetrata una grande frana complessa risultata quiescente al momento del rilievo, e che interessa la porzione Sud dell'area di interesse (PAI 013-5SB-071). A questa viene dato un valore di rischio pari a R2 (Fig. 8.3).

I movimenti complessi censiti per l'area di interesse San Silvestro-Santa Maria lo Piano, sono due. Il primo (PAI 013-5SB-032), ad Ovest dell'area di interesse, è un fenomeno complesso che pur presentandosi al momento inattiva, interessa direttamente alcune costruzioni. Questo fenomeno è stato classificato con un livello di rischio R2-3. Il secondo dei fenomeni è perimetrato in Contrada Colantoni. Questo è costituito da un'estesa frana complessa ed occupa circa 30.000 metri quadrati della porzione centro-meridionale della frazione di S. Silvestro (Fig. 8.3).

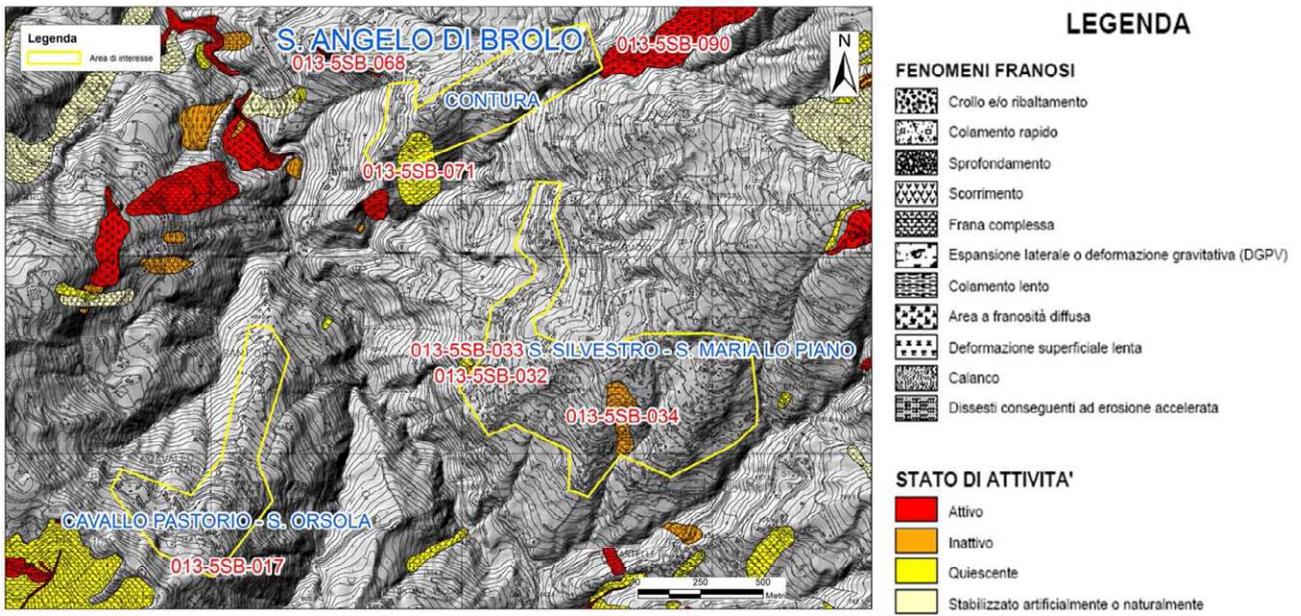


Fig. 8.3 – Comune di S. Angelo di Brolo – Aree di interesse: carta dei dissesti censiti nel PAI.

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

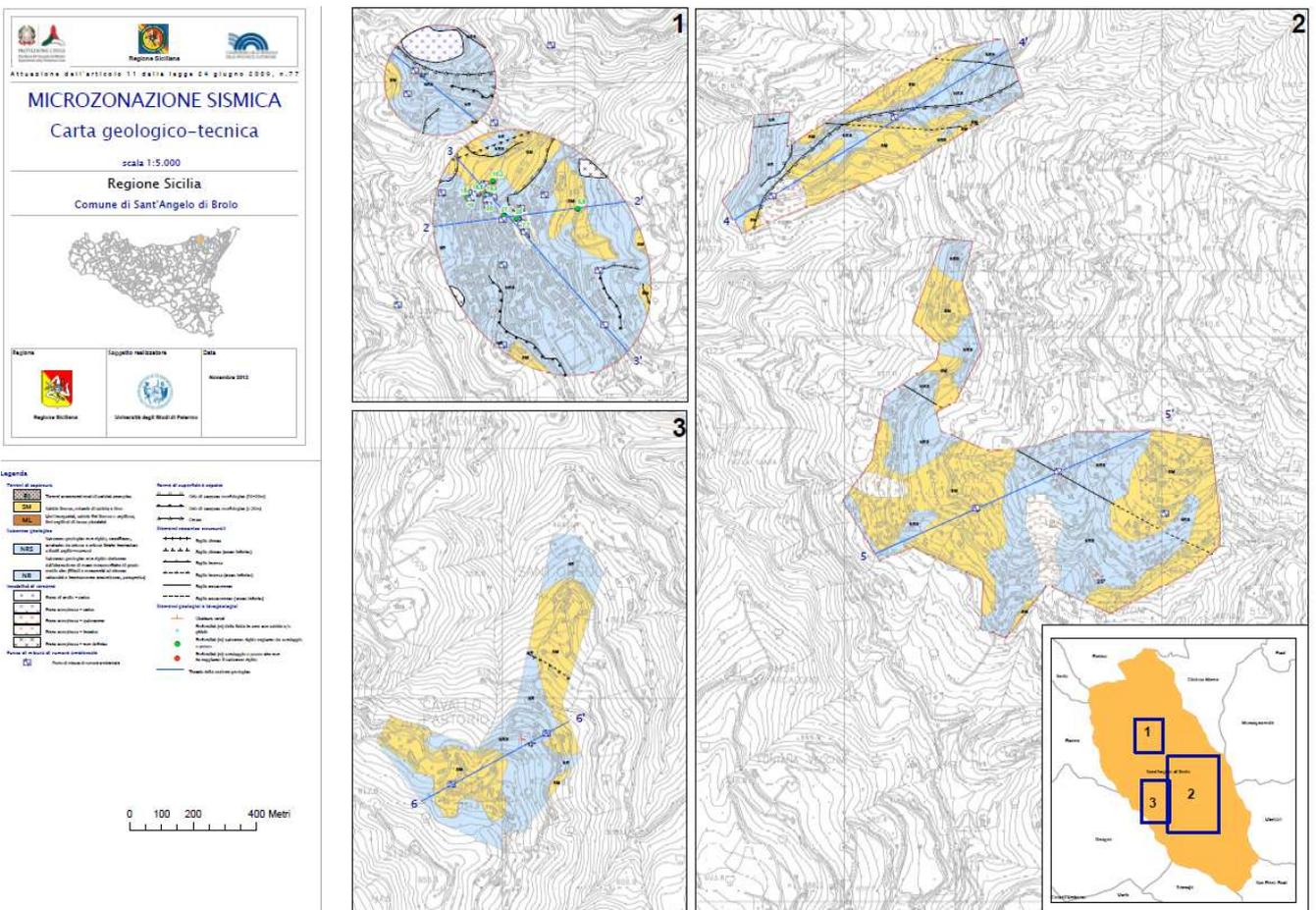


Fig. 8.4 – Riduzione della carta Geologico – tecnica delle aree oggetto di studio di MS del Comune di Sant'Angelo di Brolo (v. PDF in cartella PLOT).

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Sant'Angelo di Brolo sottoposta a MS non si individuano zone da poter classificare con assoluto margine di certezza come stabili.

Gli effetti locali attesi nel centro urbano consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate n. 10 differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.5 - 8.6 e Tab. 8.1):

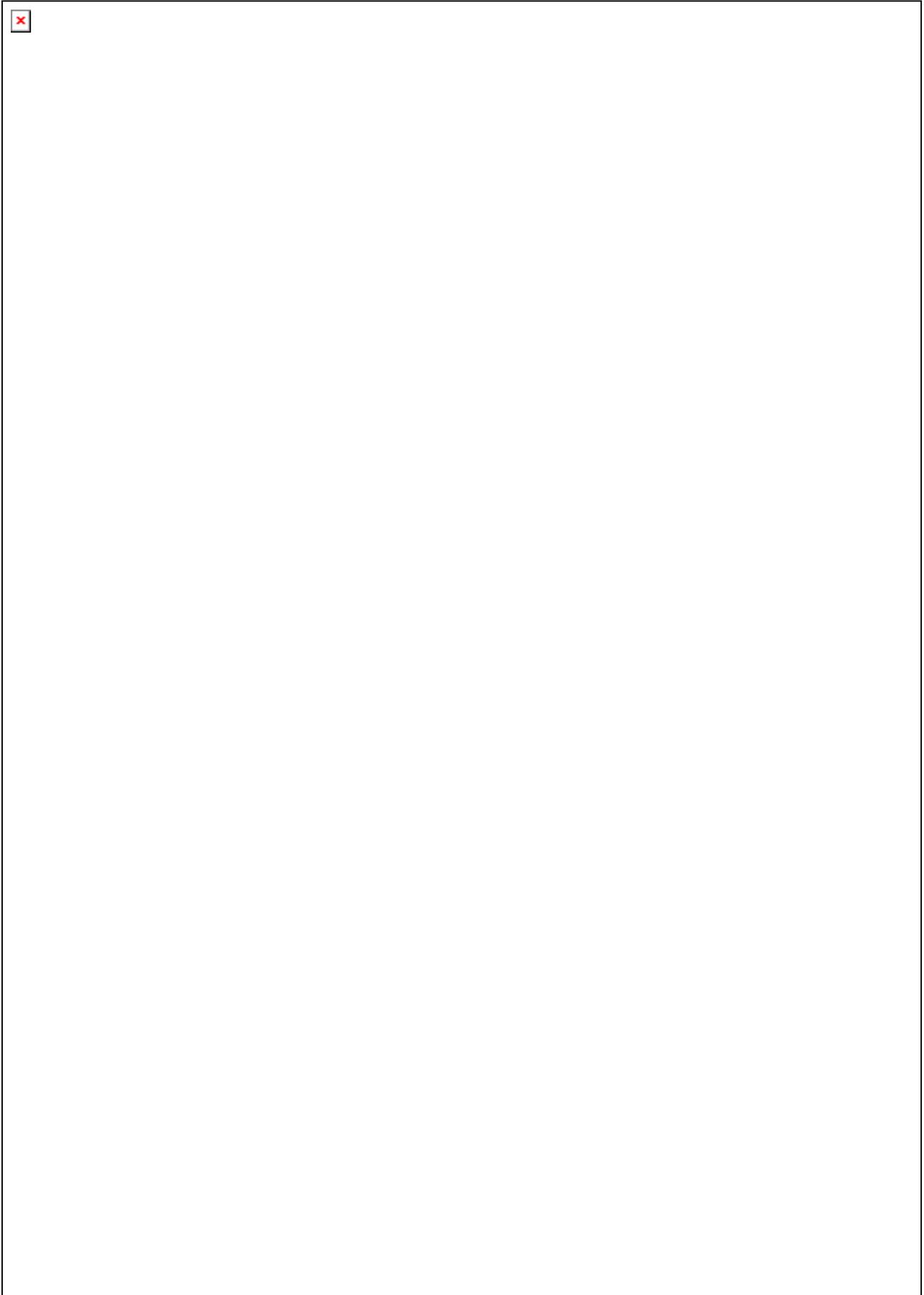


Fig. 8.5 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica.

Zona 1

Zona di amplificazione stratigrafica per substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo non stratificato (LP) costituito da metamorfiti, con inclinazione del versante minore di 15°. Tale zona di amplificazione è stata individuata, soltanto nella porzione occidentale dell'abitato di Contura, limitata da una cresta e da una scarpata. Oltre all'amplificazione di natura stratigrafica non si esclude una possibile amplificazione topografica legata alle morfologie di superficie.

Zona 2

Questa zona è stata identificata presso il centro abitato principale di Sant'Angelo di Brolo e nelle frazioni di San Carlo, Santa Maria Lo Piano e Cavallo Pastorio. I caratteri di questa zona sono legati agli effetti di una amplificazione stratigrafica dovuta ad un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico arenacea del Flysch di Capo d'Orlando. I versanti presentano un' inclinazione del versante minore di 15°. Nel centro abitato principale questa zona si estende da nord a sud, comprendendo parte dell'edificato di più recente costruzione. A San Carlo, tale zona racchiude la porzione centrale dell'area di studio, interessando buona parte dell'edificato. A Santa Maria Lo Piano, tale zona caratterizza alcuni lembi della porzione settentrionale dell'area studia, e su quello di dimensioni maggiori è ubicata buona parte dell'edificato. Gli effetti di amplificazione attesi sono legati alla stratigrafia dei siti.

Zona 3

Tale zona è stata identificata solo nella frazione di Cavallo Pastorio, a nord, in prossimità di Sant'Orsola. Essa è caratterizzata dalla presenza di coperture sabbioso limose (SM) con spessori maggiori di 3 m che poggiano su un substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo (LP) di origine metamorfica. I versanti presentano un'inclinazione minore di 15°. Gli effetti di amplificazione attesi sono dovuti alla stratigrafia dei luoghi.

Zona 4

I caratteri di questa zona sono stati individuati in tutte le frazioni studiate ad eccezione di San Carlo. Si identifica una zona di amplificazione stratigrafica dovuta alla presenza di coperture sabbioso limose (SM) con spessori maggiori di 3 m che poggiano su un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico arenacea del Flysch di Capo d'Orlando. I versanti presentano un'inclinazione minore di 15°. A Sant'Angelo di Brolo centro questa zona interessa alcune aree poste ad oriente del centro abitato e una piccola porzione posta al margine meridionale dell'area di studio. A Contura questa zona caratterizza due grandi settori posti al centro dell'area di studio. A Santa Maria Lo Piano sono state identificate con tale zona diverse aree del territorio studiato distribuite quasi uniformemente all'interno del perimetro. Le due più grandi aree sono poste ad est e ad ovest e accolgono la gran parte dell'edificato della frazione. A Cavallo Pastorio un'ampia area posta nella porzione occidentale dell'area di studio presenta i caratteri peculiari di tale microzona. Gli effetti di amplificazione attesi sono legati alla stratigrafia dei siti.

Zona 5

In prossimità del centro dell'abitato principale di Sant'Angelo è stata identificata una zona di amplificazione stratigrafica dovuta alla presenza di coperture antropiche (RI) con spessori maggiori di 3 m, poggianti su un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un

substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico arenacea del Flysch di Capo d'Orlando. Il versante presenta un'inclinazione minore di 15°. Il confine occidentale di tale zona è marcato da una scarpata di altezza compresa tra 10 e 20 m. Gli effetti di amplificazione attesi sono di natura stratigrafica anche se non si esclude un contributo da parte degli elementi morfologici al contorno.

Zona 6

I caratteri di tale zona sono stati identificati in tutte le frazioni studiate ad eccezione di Santa Maria lo Piano. Questa zona è caratterizzata da un'amplificazione stratigrafica dovuta ad un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo non stratificato (LP) costituito da metamorfiti. I versanti presentano un'inclinazione maggiore di 15° e un dislivello > di 30 m. Nell'abitato di San Carlo tale zona occupa la porzione meridionale dell'area di studio. In corrispondenza del centro urbano principale di Sant'Angelo sono interessate alcune porzioni poste ai margini occidentali dell'area di studio. La frazione di Contura, presenta l'estrema porzione occidentale dell'area di studio, ascrivibile ai caratteri di questa microzona, mentre la frazione di Cavallo Pastorio è interessata per la porzione settentrionale e centrale del suo territorio. Gli effetti di amplificazione attesi sono legati alla stratigrafia e alla morfologia dei luoghi.

Zona 7

Zona di amplificazione stratigrafica e topografica per substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico arenacea del Flysch di Capo d'Orlando. I versanti presentano un'inclinazione maggiore di 15° e un dislivello maggiore di 30 m. I caratteri di tale zona sono presenti in tutte le frazioni oggetto di studio. A San Carlo sono state identificate due settori posti ai margini occidentali ed orientali dell'area di studio. Nel centro urbano principale di Sant'Angelo, la porzione più antica dell'abitato ricade interamente su questa zona che si estende verso sud. A nord è presente un'area con simili caratteri, mentre un'altra di dimensioni più vaste interessa tutta la porzione orientale dell'area di studio. Nella frazione di Contura è stata identificata una vasta area che decorre lungo la cresta in direzione WSW- ENE mentre a Santa Maria Lo Piano una ampio settore centrale presenta i caratteri di questa microzona e altri più piccoli occupano la porzione occidentale dell'area di studio. A Cavallo Pastorio due grandi aree presentano i caratteri di questa microzona posti al centro dell'area di studio. Gli effetti di amplificazione attesi per questa zona sono dovuti alla stratigrafia e alla morfologia dei luoghi.

Zona 8

Questa zona è caratterizzata da amplificazione stratigrafica e topografica dovuta alla presenza di coperture sabbioso limose (SM) con spessori maggiori di 3 m che ricoprono un substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo (LP) di natura metamorfica, con inclinazione del versante maggiori di 15° e dislivello maggiore di 30 m. Le aree attribuibili a questa microzona sono localizzate nella porzione meridionale dell'area di studio di San Carlo e nella porzione settentrionale del centro urbano principale di Sant'Angelo. Anche a Contura è presente un'area con tali caratteristiche, posta al limite occidentale dell'area, e a Cavallo Pastorio dove tale zona caratterizza la porzione settentrionale dell'area di studio fino a Sant'Orsola. Gli effetti di amplificazione attesi sono dovuti alla stratigrafia e alla morfologia dei luoghi.

Zona 9

I caratteri di tale zona sono riscontrabili in tutte le frazioni studiate ad eccezione di Cavallo Pastorio. Questa zona di amplificazione stratigrafica e topografica è dovuta alla presenza di coperture sabbioso limose (SM) con spessore superiore ai 3 m poggianti su un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione arenaceo pelitica del Flysch di Capo d'Orlando. I versanti presentano inclinazione maggiore di 15° e un dislivello maggiore di 30 m. Nella frazione di San Carlo, questa zona occupa una porzione orientale dell'area di studio, mentre nel centro urbano principale di Sant'Angelo interessa la periferia settentrionale e meridionale dell'abitato. Nella frazione di Contura, i caratteri di tale microzona sono stati riconosciuti lungo i fianchi settentrionali e meridionali della cresta che attraversa l'abitato in direzione WSW- ENE, ai margini dell'area di studio. Gran parte della porzione centro occidentale dell'area di studio di Santa Maria Lo Piano presenta i caratteri legati a questa microzona. Gli effetti di amplificazione attesi sono dovuti alla stratigrafia e alla morfologia dei luoghi.

Zona 10

Nel centro abitato principale di San'Angelo di Brolo è stata identificata una zona di amplificazione stratigrafica dovuta alla presenza di coperture antropiche (RI) con spessori maggiori di 3 m, poggianti su un substrato non rigido stratificato (NRS) derivante dall'alterazione di un substrato costituito da una alternanza litologica (ALS) costituita dalla porzione pelitico arenacea del Flysch di Capo d'Orlando. Il versante presenta un'inclinazione maggiore di 15° e un dislivello maggiore di 30 m. Il confine orientale di tale zona è marcato da una scarpata di altezza compresa tra 10 e 20 m. Gli effetti di amplificazione attesi sono dovuti alla stratigrafia e alla morfologia dei luoghi.

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	Substrato non rigido non stratificato (NR) con inclinazione del versante < 15°	NR	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 2	Substrato non rigido stratificato (NRS) con inclinazione del versante < 15°	NRS	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 3	Coperture sabbioso limose (SM) > 3 m in versanti con inclinazione < 15°	SM	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 4	Coperture sabbioso limose (SM) > 3 m in versanti con inclinazione < 15°	SM	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 5	Coperture antropiche (RI) > 3 m in versanti con	RI	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo

	inclinazione < 15°			livello
Zona 6	Substrato non rigido non stratificato (NR) con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	NR	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 7	Substrato non rigido stratificato (NRS) con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	NRS	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 8	Coperture sabbioso limose (SM) > 3 m con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	SM	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 9	Coperture sabbioso limose (SM) > 3 m con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	SM	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 10	Coperture antropiche (RI) > 3 m con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	RI	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Tipo_f	Condizioni geologiche	DESCRIZIONE	Effetti attesi	Livello di approfondimento
301X	Instabilità di versante attiva	Crollo e frane complesse,	Instabilità	terzo livello
302X	Instabilità di versante quiescente	Frane complesse,	Instabilità	terzo livello
303X	Instabilità di versante inattiva	Frane complesse,	Instabilità	terzo livello
304X	Instabilità di versante non definita	Frane complesse,	Instabilità	terzo livello
3050	Liquefazione	terzo livello	3050	Liquefazione

Tabella 8.1 – Condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Sant'Angelo di Brolo. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di MS.

E' stata individuata un'area soggetta a possibili fenomeni di liquefazione. Essa è situata in corrispondenza della porzione nord occidentale del centro urbano principale di Sant'Angelo di Brolo. E' bene precisare che il dato ottenuto deriva da un sondaggio realizzato dalla Protezione Civile Regionale che intercetta la falda a 4,6m di profondità e la cui stratigrafia ha restituito uno spessore di 10m di limi sabbiosi parzialmente saturi d'acqua.

La perimetrazione tuttavia è da considerarsi preliminare all'esecuzione di ulteriori ed approfondite indagini per individuare meglio l'estensione dei possibili fenomeni di liquefazione.

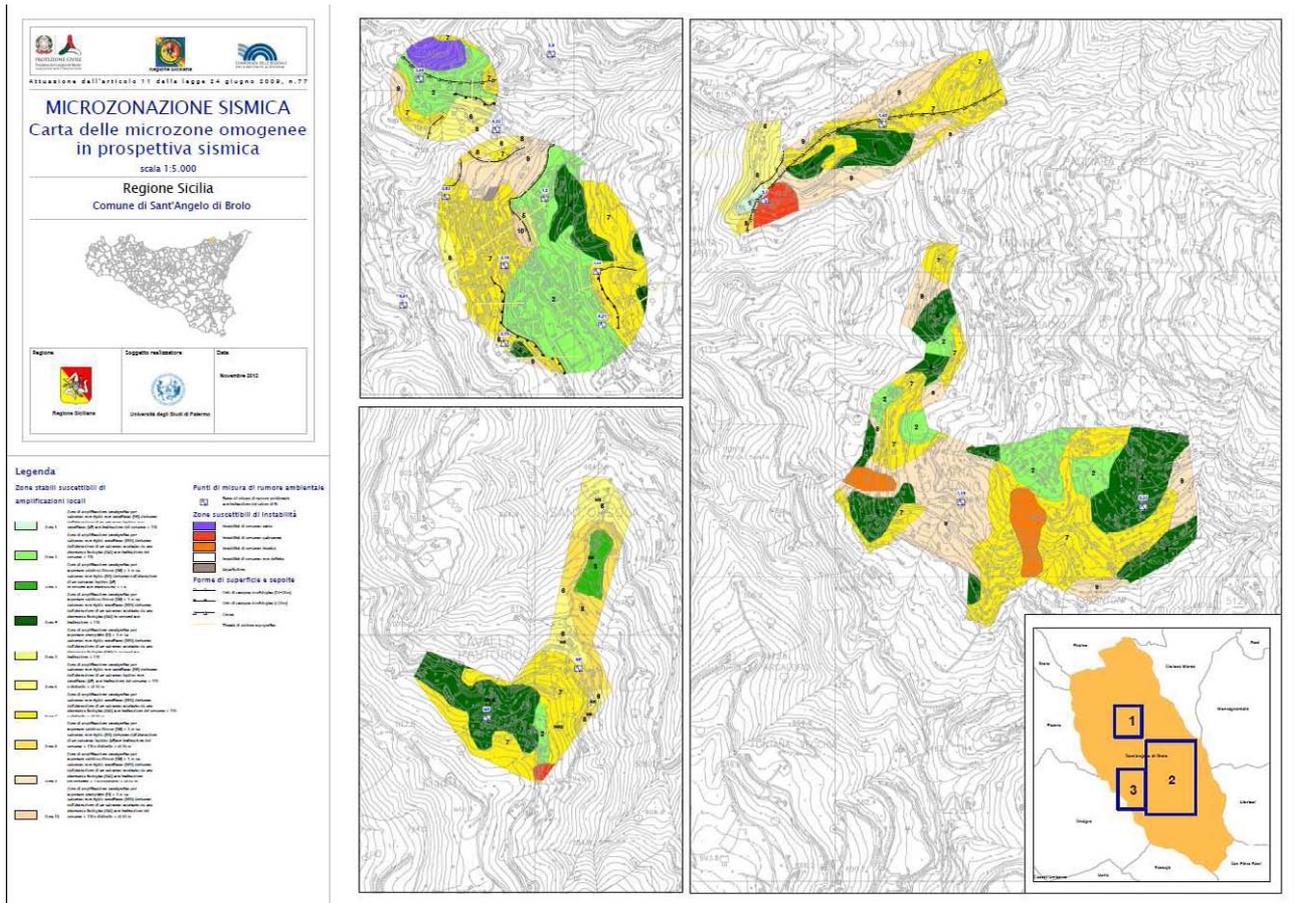


Fig. 8.6 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica del Centro Urbano di Sant'Angelo di Brolo (v. PDF in cartella PLOT).

Analisi topografica

L'individuazione degli assetti topografici in grado di condizionare la risposta sismica di sito richiede il riconoscimento di tutti gli elementi morfologici di attenzione (dorsali, creste, scarpate, selle, cime isolate), che intersechino le aree 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	35
B1	36
B2	37

C1	38
C2	39
C3	40
C4	41
D1	42
D2	43
E	44

Tab 8.2 – Corrispondenza fra codici identificativi e profili topografici

Nel territorio comunale di S. Angelo di Brolo, in ragione dell'assetto geologico e geomorfologico, marcato sia dalla presenza di n numerosi lineamenti tettonici sia dalla presenza di rocce in affioramento a differente grado di erodibilità, sono stati individuati diversi elementi morfologici, sia nel settore del centro abitato, che nelle altre aree di interesse individuate e analizzati.

Di seguito si procede ad una analisi degli elementi riconosciuti, per ciascuno degli ambiti territoriali segnalati dall'Amministrazione Comunale.

S. ANGELO DI BROLO: CENTRO ABITATO

All'interno del centro abitato principale, utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7, sono stati riconosciuti delle marcate variazioni di pendenza che rappresentano delle scarpate morfologiche.

Le carte degli elementi morfologici (Fig. 8.7 e 8.8) evidenziano come le aree di interesse prioritario riconosciute, siano interessate da elementi morfologici che possono dar luogo ad effetti di amplificazione sismica locale.

Scarpata A

Per la linea di scarpata A (Fig. 8.9), si sviluppa a quote comprese tra 400m e 480m s.l.m., per circa 250m, da NO verso SE.

La scarpata è stata analizzata realizzando un profilo "S. Angelo di Brolo A" con direzione SO-NE il quale mostra una scarpata ideale con $\beta=0^\circ$ caratterizzata da due valori angolari lungo il versante. Una prima tratto di circa 10 metri con pendenza di circa $8-10^\circ$ e un secondo tratto di circa 50 metri con $\alpha=17^\circ$.

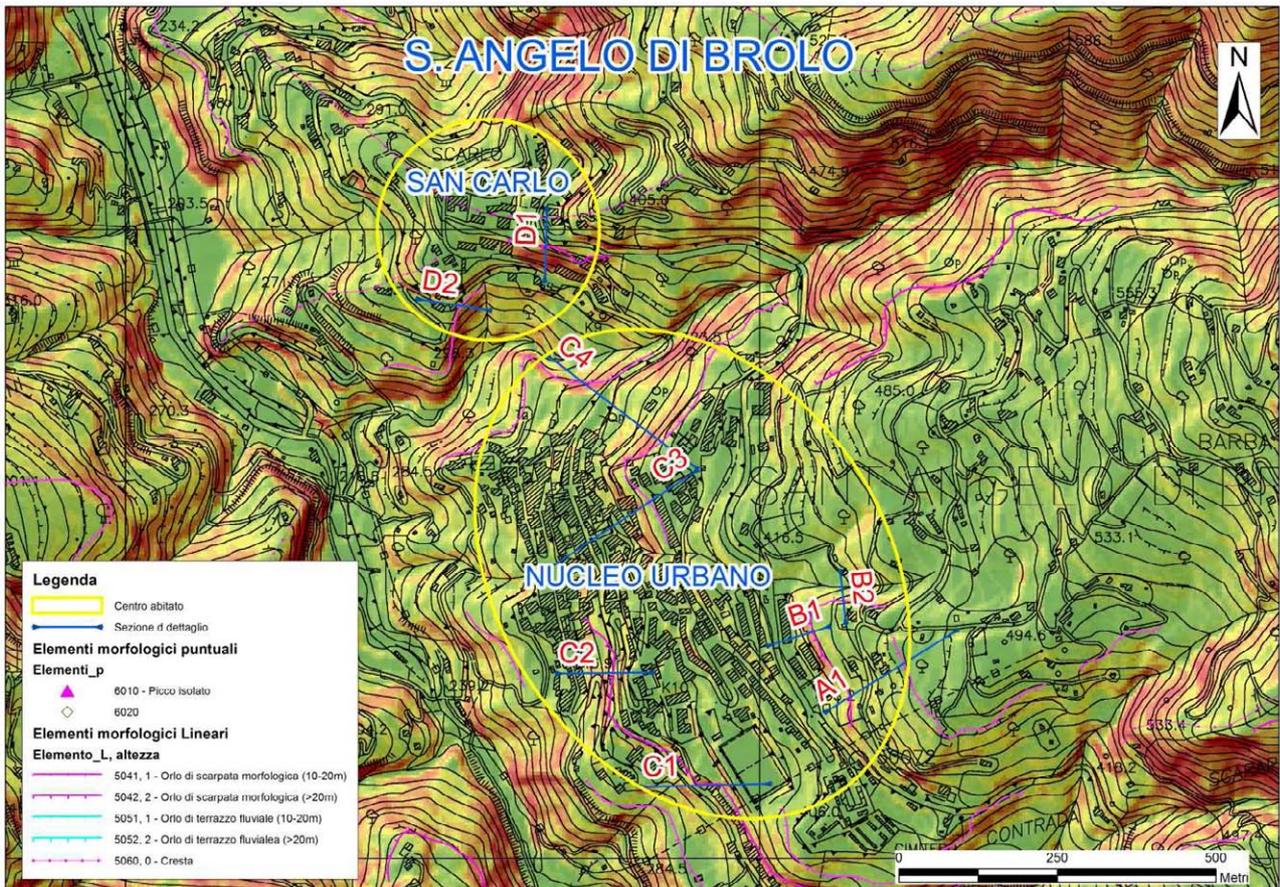


Fig. 8.7 – dettaglio della carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (centro abitato e località San Carlo).

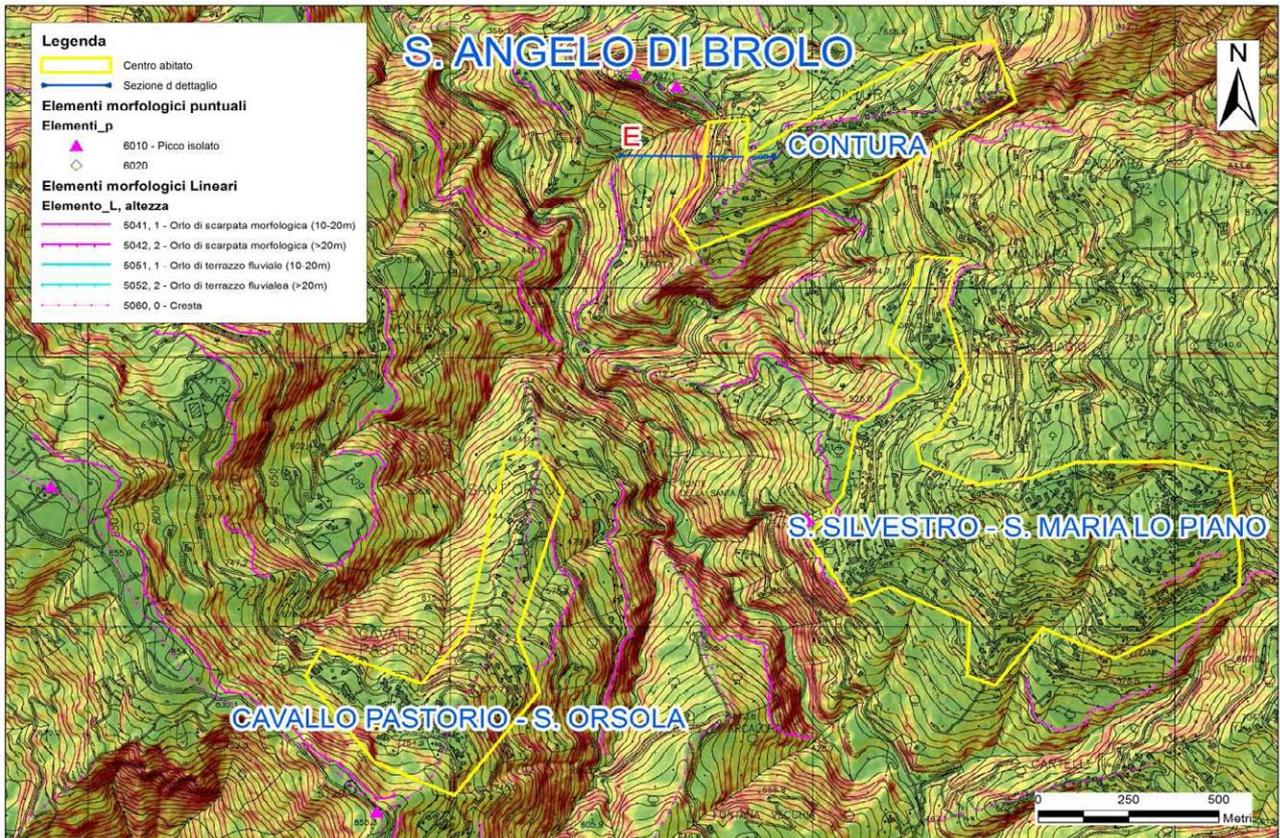


Fig. 8.8 – dettaglio della carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio: Località Santa Maria Lo Piano-San Silvestro e Contura.



Fig. 8.9 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

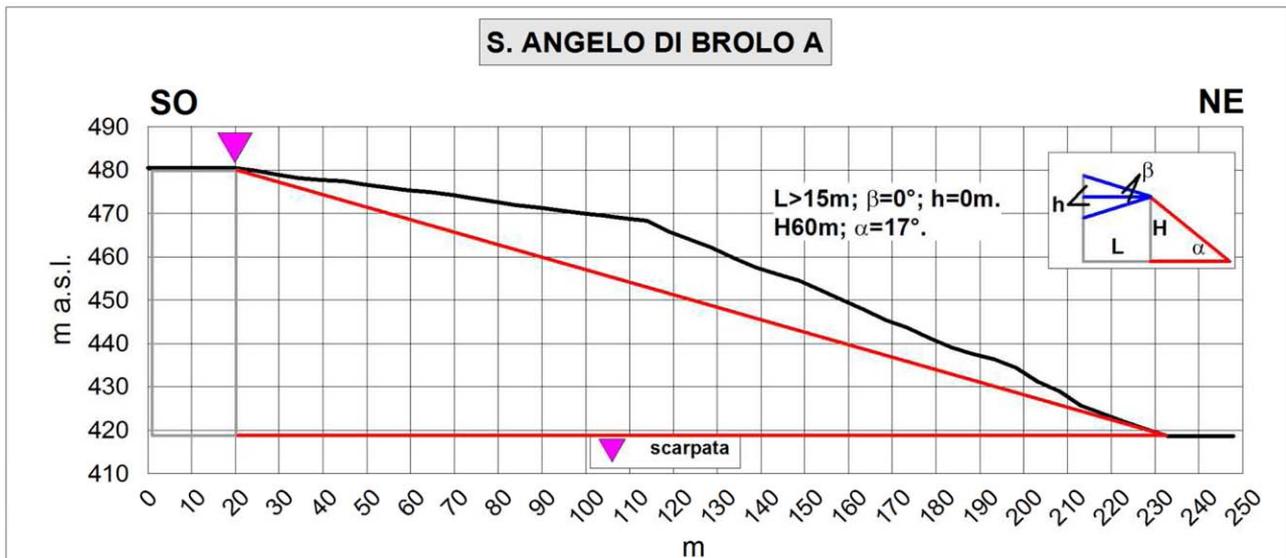


Fig. 8.10 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo A1.

Scarpata B

L'area che ricade all'interno del centro abitato è caratterizzato dalla presenza di due ulteriori allineamenti di scarpata. Questi due elementi sono stati codificati come "Scarpata B" e "Scarpata C". La linea di scarpata B (Fig. 8.11a, b, c), si sviluppa nel settore Sud-orientale del centro abitato delimitando ad Est l'edificato. Dai profili di dettaglio realizzati, questa scarpata si caratterizza per avere un fronte superiore debolmente pendente, $\beta=5^\circ$, in corrispondenza del profilo B1 e un valore angolare che può raggiungere anche i 40° in corrispondenza del profilo codificato con San Angelo di Brolo B2.



Fig. 8.11a – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata B.

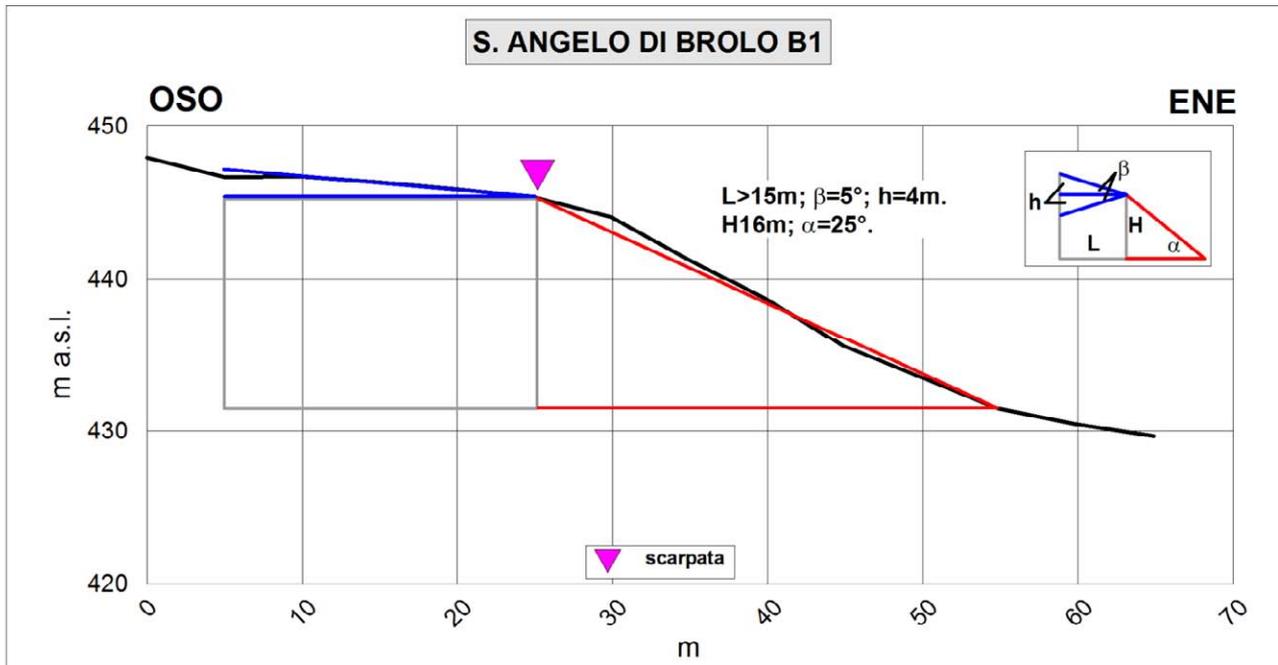


Fig. 8.11b – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo B1.

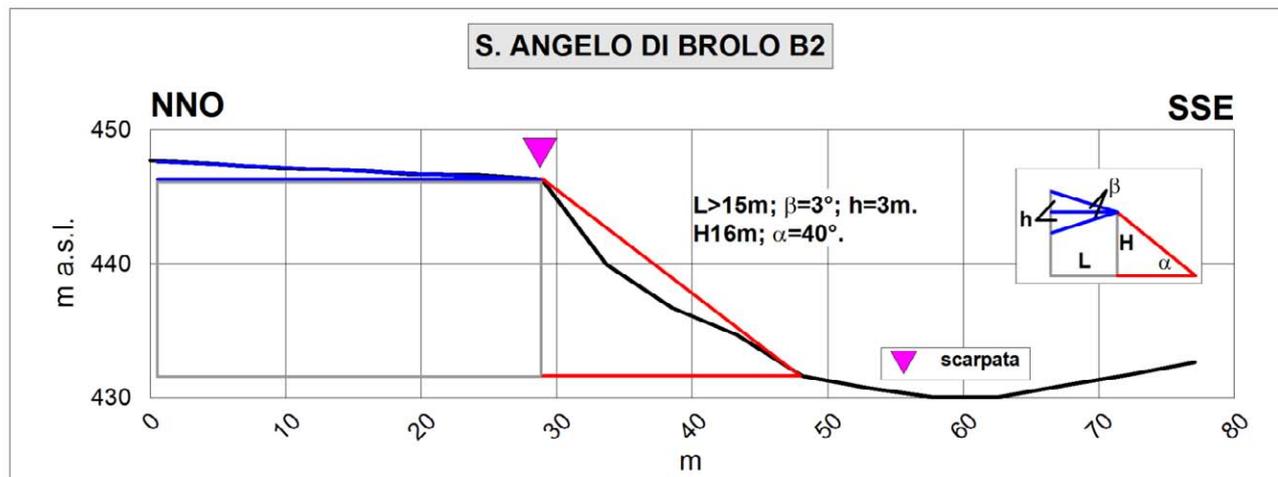


Fig. 8.11c – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo B2.

Scarpata C

L'intero centro abitato, è attraversato dalla scarpata codificata come "Scarpata C" che si sviluppa principalmente in direzione NO-SE per circa 1000 metri a quote comprese tra i 300 e i 400 metri s.l.m.. Lungo questa scarpata, sono stati ricostruiti n.4 profili topografici di inquadramento in corrispondenza dei settori rettilinei (Figg. 8.12a-e). Il profilo C1 evidenzia una scarpata alta circa 35 metri con un fronte superiore di 50 metri di lunghezza che si presenta pianeggiante con un valore angolare ai piedi del versante 20° . L'altezza del fronte principale della scarpata aumenta fino a

raggiungere i 100 metri in corrispondenza del profilo C3, avente direzione SO-NE un β pari a 4° e un valore di α di circa 28° .

Il profilo C4 ricostruisce un versante nel quale sono annidate due scarpate morfologiche, entrambe con un fronte superiore pianeggiante o sub-pianeggiante e un valore di α che supera i 25° .



Fig. 8.12a – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata C.

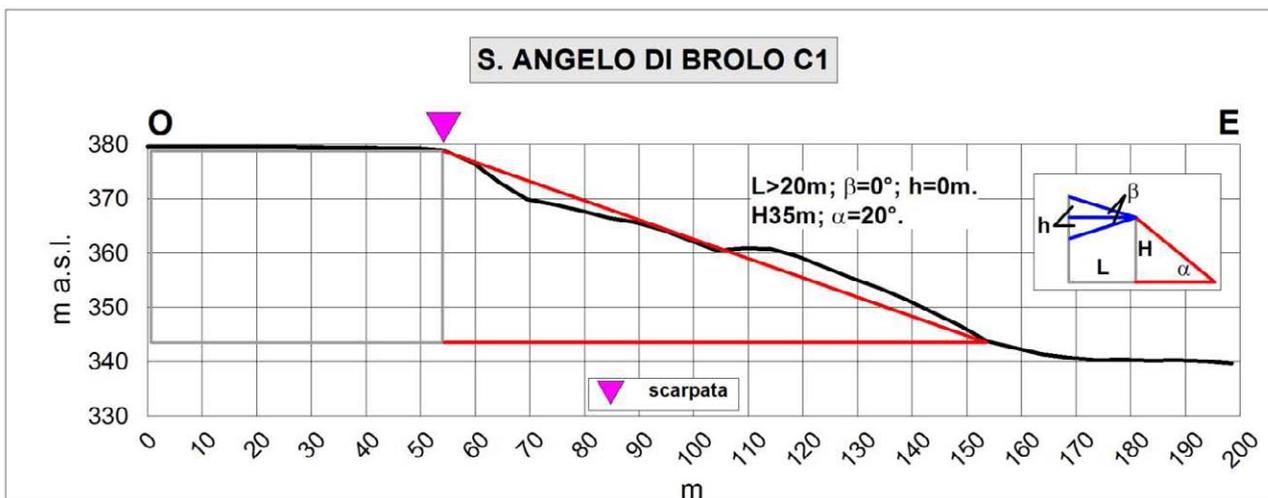


Fig. 8.12b – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo C1.

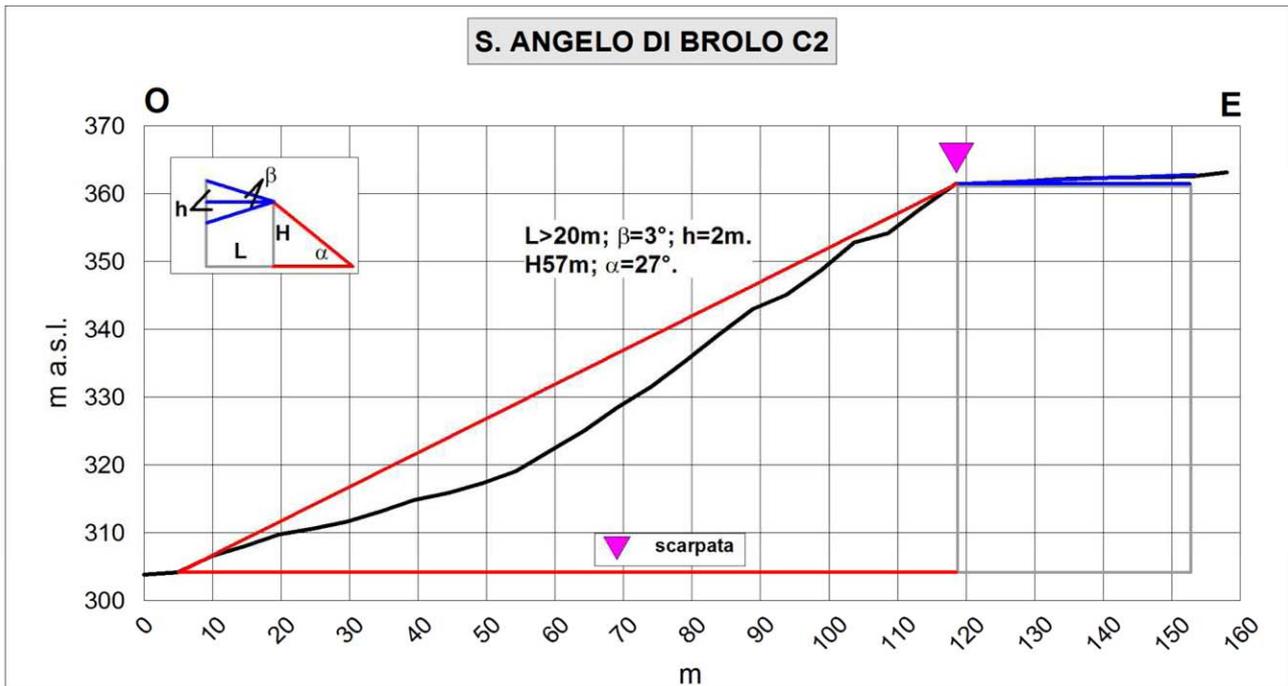


Fig. 8.12c – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo C2.

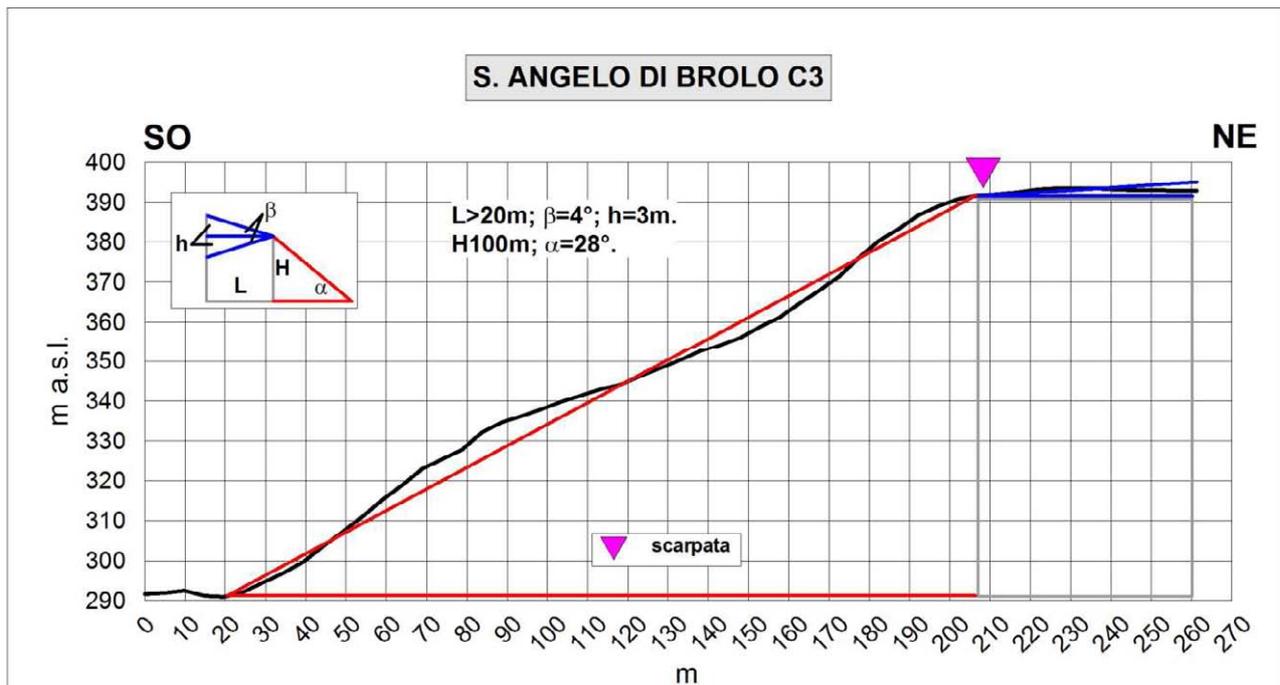


Fig. 8.12d – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo C3.

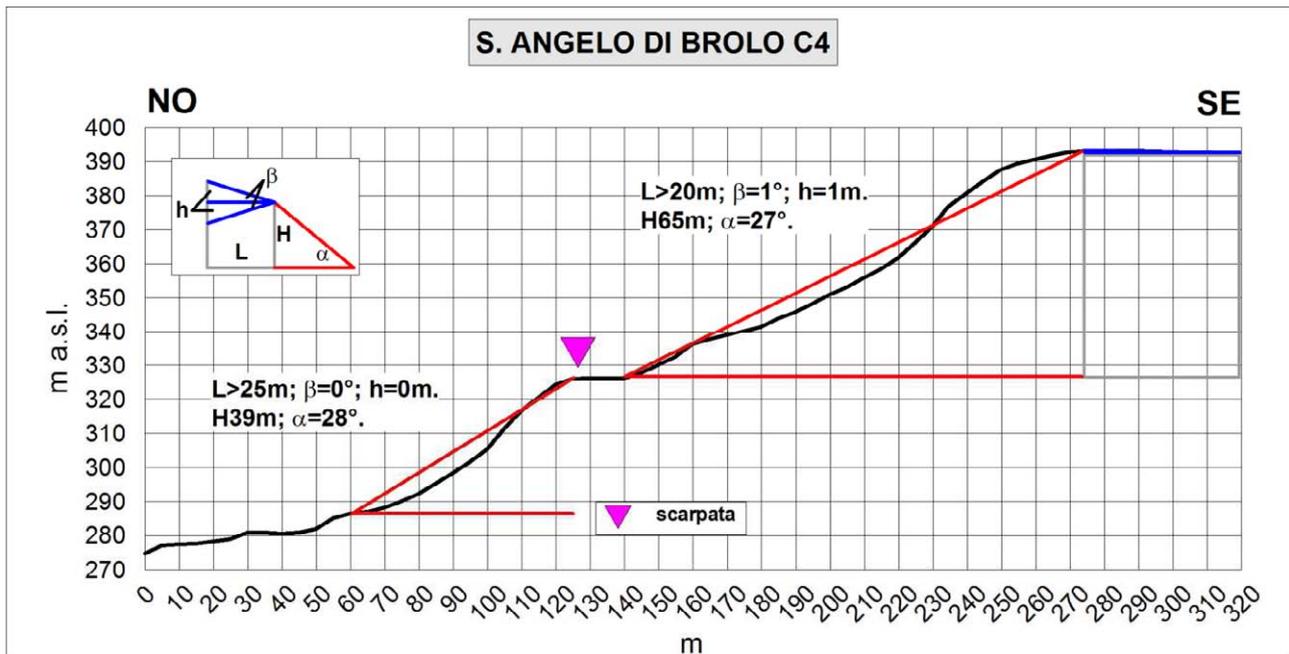


Fig. 8.12e – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo C4.

Scarpata D

In località S. Carlo, può essere cartografata una linea di scarpata nella porzione meridionale dell'area di interesse. Questa scarpata, di genesi fluviale, rappresenta il fianco in destra idrografica del torrente che divide la località Contura dal centro urbano principale di Sant'Angelo di Brolo. Il versante si trova in leggera contropendenza, in corrispondenza dei due profili di dettaglio realizzati (Figg. 8.13a, b, c). La scarpata presenta un fronte superiore alto 38 metri nel punto coincidente con il profilo D1 e di 28 metri per D2.



Fig. 8.13a – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata D.

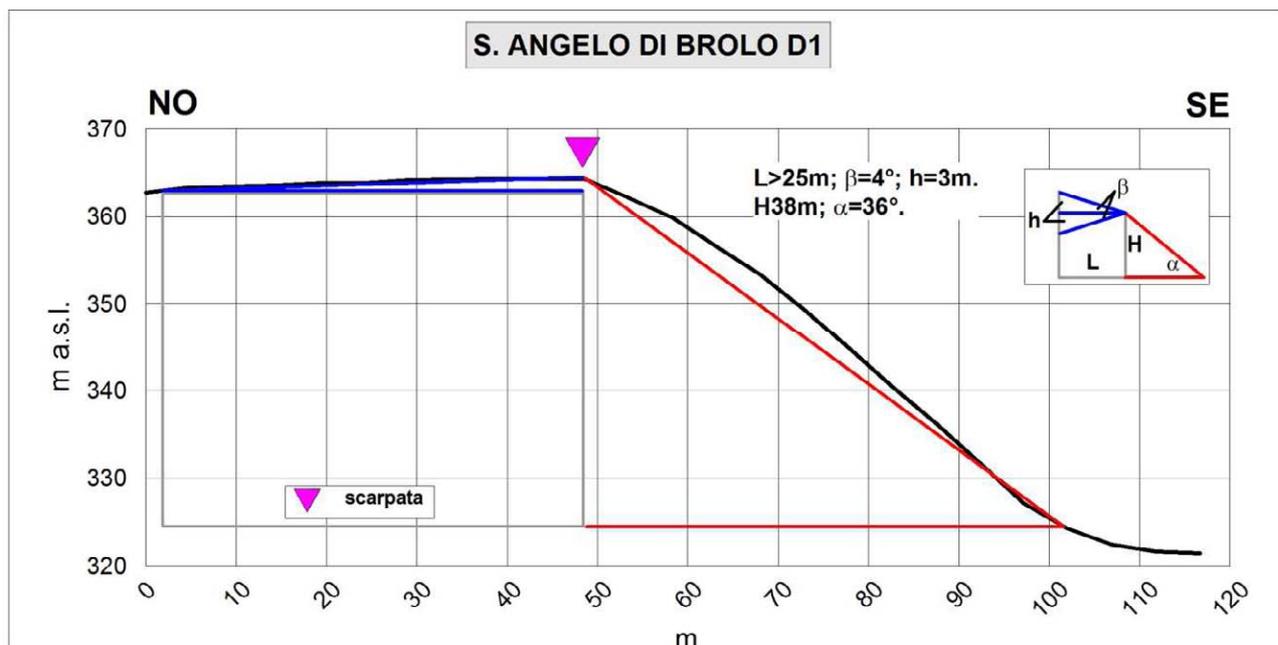


Fig. 8.13b – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo D1.

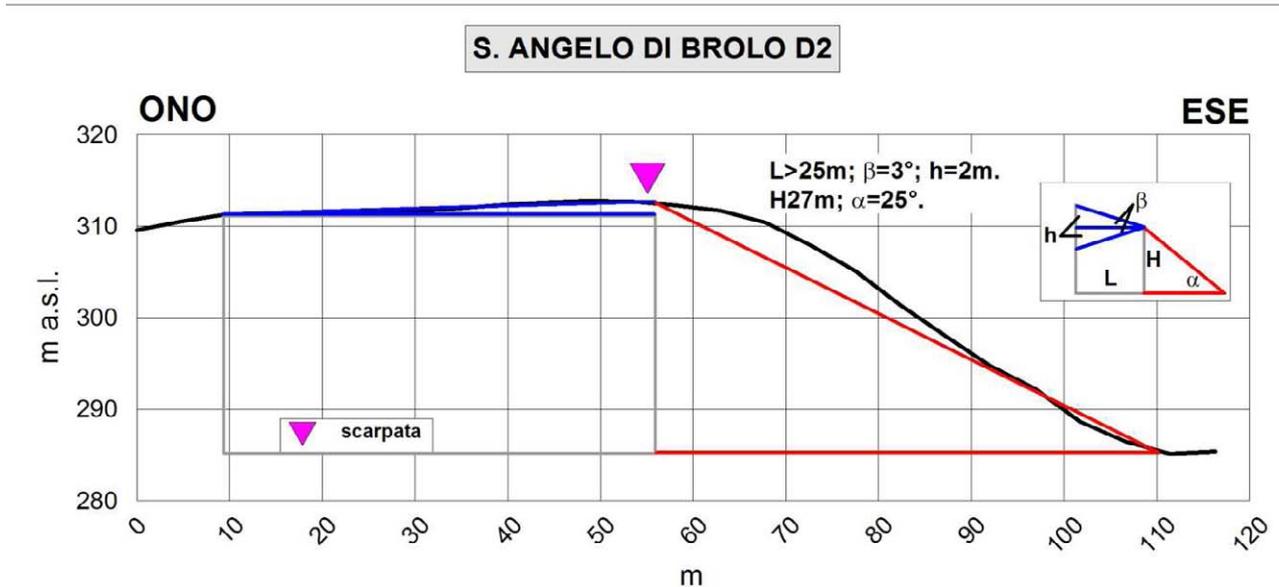


Fig. 8.13c – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo D2.

Scarpata E

In località Contura, può essere cartografata una sella morfologica ai lati della quale insistono le abitazioni di questa frazione. Il versante settentrionale che costituisce questa sella è caratterizzato da una linea di scarpata alta quasi 100 metri e con un valore di pendenza di 28° . La sella morfologica che caratterizza la località Contura si estende per più di 3000 metri in direzione SO-NE ed è limitata a Nord e a Sud dai versanti fortemente incisi che determinano alti valori angolari di pendenza (Fig. 8.14).



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

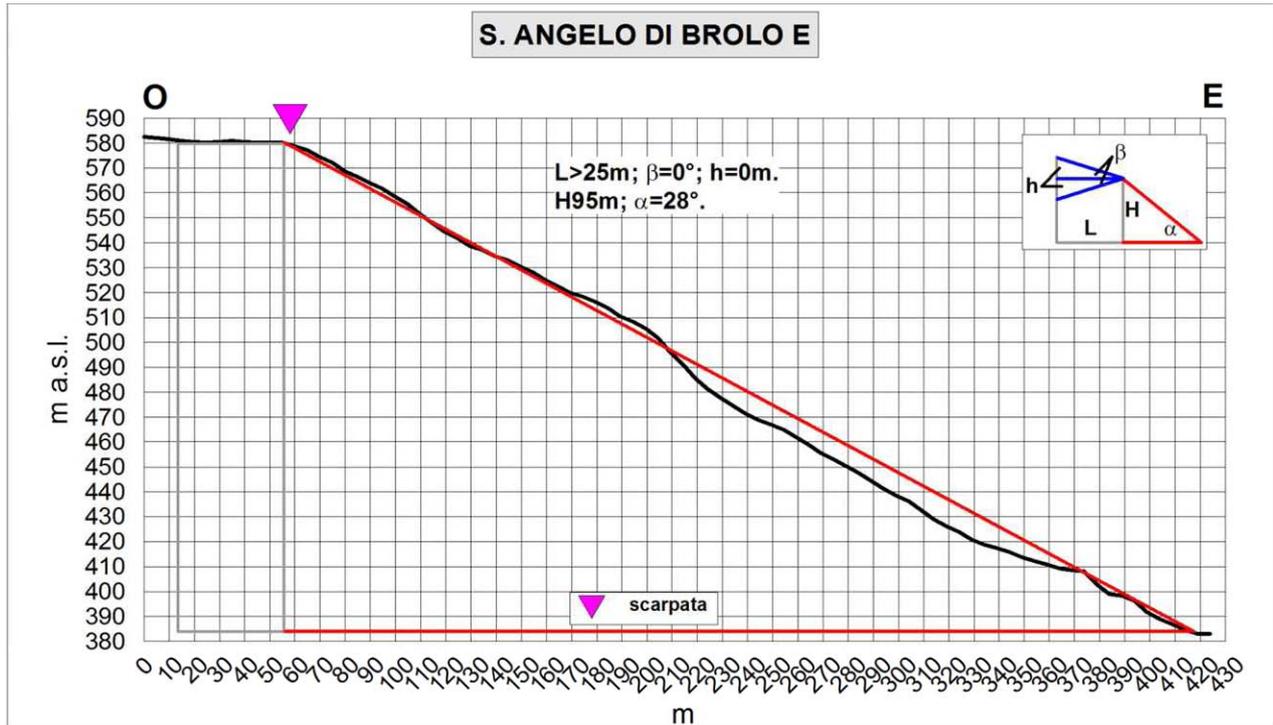


Fig. 8.14b – Profilo topografico di dettaglio della scarpata S. Angelo di Brolo E.

8.4. Carta delle frequenze (Fig. 8.15)

La maggior parte dei punti di misura HVSR mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico con un ampio range di frequenze (1 – 12 Hz).

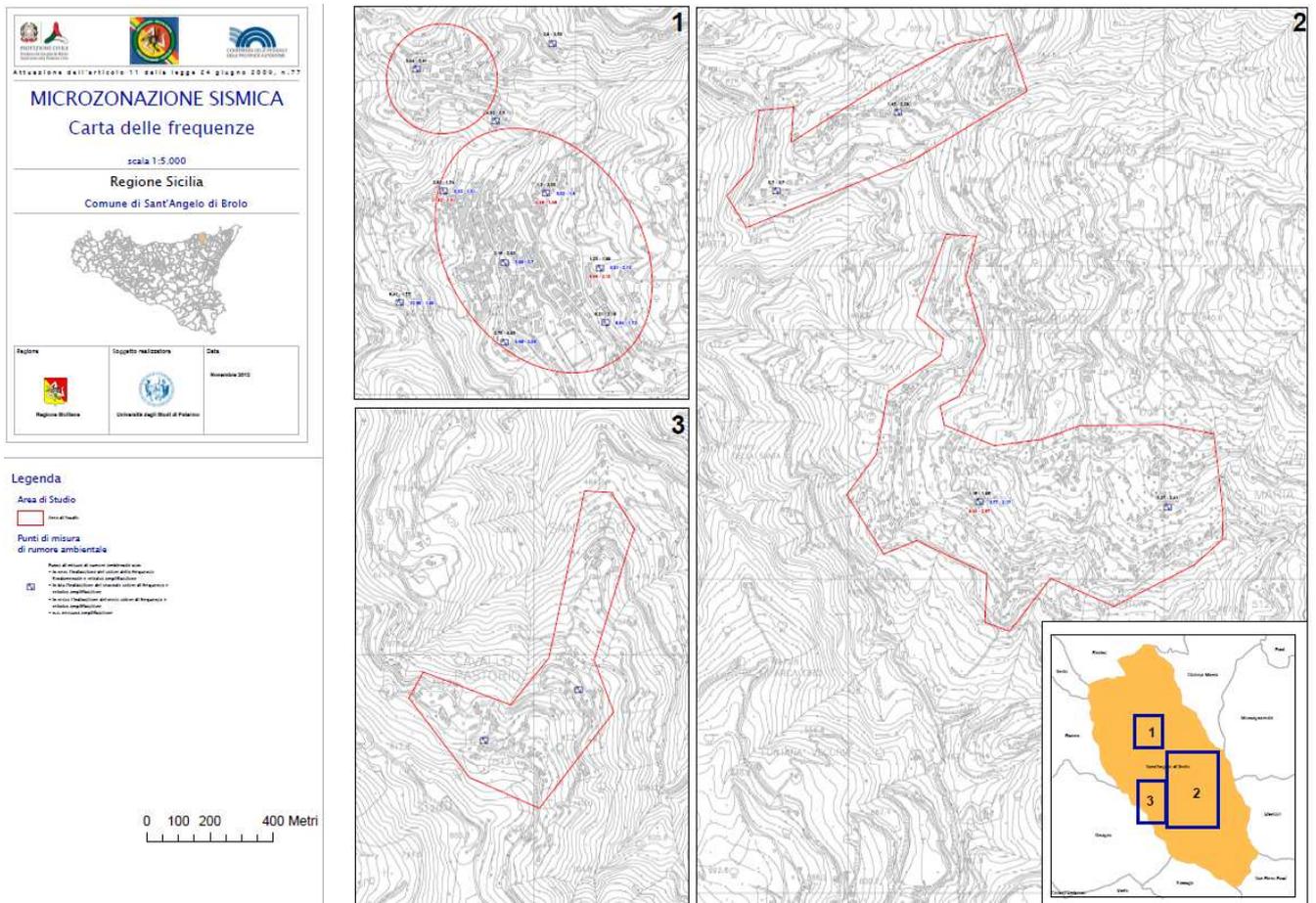


Fig. 8.15 – Riduzione della carta delle frequenze relativa alle aree perimetrate del Comune di Sant'Angelo di Brolo (v. PDF in Cartella PLOT).

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

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

10. BIBLIOGRAFIA

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

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

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

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

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