



Regione Siciliana – Presidenza Dipartimento della Protezione Civile



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

# MICROZONAZIONE SISMICA Relazione Illustrativa MS Livello 1

# **Regione Sicilia**

Comune di FICARRA (ME)



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

| Contraente:<br>Regione Siciliana – Presidenza<br>Dipartimento della Protezione Civile | Soggetto realizzatore:<br>Università degli Studi di Palermo | Data:<br>Novembre 2012 |
|---|---|------------------------|
|   | THE STREET WORKS  |                        |

# INDICE

|       | Premessa  | Pag. 4 |
|-------|---|--------|
| 1.    | Introduzione  | 5      |
| 1.1   | Finalità degli studi  | 5      |
| 1.2   | Descrizione generale dell'area  | 6      |
| 1.3   | Definizione della cartografia di base   | 7      |
| 1.4   | Elenco archivi consultati   | 7      |
| 1.5   | Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione                                      | 8      |
| 2.    | Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento                      | 9      |
| 2.1   | Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale  | 9      |
| 2.2   | Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Ficarra                            | 13     |
| 2.3   | Faglie attive   | 21     |
| 2.4   | Pericolosità geo-idrologica   | 22     |
| 3.    | Assetto geologico e geomorfologico dell'area  | 23     |
| 3.1   | Inquadramento geologico   | 23     |
| 3.2   | Assetto Tettonico   | 24     |
| 3.2.1 | Neotettonica  | 26     |
| 3.3   | Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio                           | 28     |
| 3.3.1 | Caratteri morfologici   | 28     |
| 3.3.2 | Litostratigrafia  | 35     |
| 3.3.3 | Lineamenti tettonici  | 39     |
| 4.    | Dati geotecnici e geofisici   | 40     |
| 4.1   | II database   | 40     |
| 4.2   | Unità geologico – litotecniche  | 41     |
| 4.3   | Indagini geofisiche precedenti  | 42     |
| 4.4   | Il metodo HVSR  | 42     |
| 4.5   | Indagini HVSR   | 45     |
| 5.    | Modello del sottosuolo  | 49     |
| 5.1   | Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo                                    | 49     |
| 5.2   | Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR              | 52     |
| 6.    | Interpretazioni e incertezze  | 54     |
| 6.1   | Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo                                   | 54     |
| 6.2   | Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori             | 54     |
| 6.3   | Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico                               | 55     |
| 7.    | Metodologie di elaborazione e risultati   | 56     |
| 7.1   | Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva<br>sismica | 56     |
| 7.2   | Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici                          | 57     |

| 7.3 | Elementi di amplificazione topografica                          | 58 |
|-----|---|----|
| 7.4 | Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze | 63 |
| 8.  | Elaborati cartografici  | 64 |
| 8.1 | Carta delle indagini  | 64 |
| 8.2 | Carta Geologico – tecnica                                       | 65 |
| 8.3 | Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica           | 69 |
| 8.4 | Carta delle frequenze   | 92 |
| 9.  | Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati   | 93 |
| 10. | Bibliografia  | 94 |
| 11. | Allegati  | 99 |

#### PREMESSA

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

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

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

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

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

#### **1. INTRODUZIONE**

#### 1.1. Finalità degli studi

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

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

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

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

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

Le finalità dello studio sono:

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

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

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

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

# **1.2.** Descrizione generale dell'area

Il territorio comunale di Ficarra si estende per una superficie pari a circa 18,51 km<sup>2</sup>. Circa il 70% di questo territorio ricade nell'area intermedia tra il bacino del Torrente Timeto ed il bacino della Fiumara di Naso, mentre il restante 30 % circa ricade nel bacino idrografico della Fiumara di Naso. L'assetto orografico del territorio comunale è tipico dell'immediato entroterra del versante settentrionale dei Monti Peloritani, dove si alternano dorsali da basso-collinari a montuose alternate a valli incassate e con pendici che presentano frequenti variazioni di pendenza e sono incise da un reticolo idrografico alquanto fitto che confluisce nelle aste principali della Fiumara di Brolo e della Fiumara di Naso.

Il centro urbano principale si sviluppa principalmente lungo una cresta orientata NW-SE con quote che variano fra circa 400 e 500 m slm.



Fig 1.1. Panoramica 3D da Google Earth del centro urbano principale di Ficarra, visto da Sud (esagerazione verticale 2X).

# 1.3. Definizione della cartografia di base

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

| Copertura topografica  | Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 – ediz. 2008 – Sezion 599060; 599070 |  |  |  |  |  |
|--|---|--|--|--|--|--|
|  | Foglio IGMI 1:50.000 n. 600 "Barcellona Pozzo di Gotto"                     |  |  |  |  |  |
| Cartografia geologica Carta Geologica Provincia di Messina scala 1:50.00 |   |  |  |  |  |  |
|  | Catalano S., Carbone S. – SELCA, Firenze, 2000;                             |  |  |  |  |  |
|  | CARG – ISPRA Foglio geologico n. 599 "Patti" scala 1:50.000                 |  |  |  |  |  |
|  | Modello Strutturale d'Italia scala 1:500.000 AA.VV. 1990                    |  |  |  |  |  |
| Ortofoto   | Ortofoto Regione Siciliana anno 2007 – 2008. Realizzazione                  |  |  |  |  |  |
|  | ripresa aerea digitale pixel 0.25 m   |  |  |  |  |  |
| DEM  | Modello digitale del terreno passo 2 m derivato da dati LIDAR               |  |  |  |  |  |
|  | volo ATA 2007 – 2008  |  |  |  |  |  |

# 1.4. Elenco archivi consultati

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

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

Nell'area pertinente il Comune di Ficarra, l'estensione territoriale delle zone da sottoporre agli studi particolareggiati di MS di primo livello, in particolare delle aree e centri urbanizzati e delle zone di futura espansione, è stata definita sulla base delle indicazioni fornite dall'amministrazione con nota prot. N 3487 del 20/04/2011.

Le zone oggetto di studio sono:

- Il centro urbano esteso a comprendere l'area di Serro, destinata ad insediamenti artigianali;
- l'area di San Mauro;
- la frazione di Rinella;
- le frazioni Crocevie e Novello;
- i centri urbanizzati di Matini e Casette;



Fig. 1.2 – Indicazione delle aree da sottoporre a MS fornita dal Comune di Ficarra (scala di rappresentazione ridotta rispetto a quanto indicato).

#### 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<sub>max</sub>=10, M<sub>e</sub>=6.4), il\_terremoto del 31.08.853 (lat=38.183°, lon=15.55°, I<sub>max</sub>=9.5, M<sub>e</sub>=6.2), il terremoto del 26.09.1172 (ore 13:40 lat=38.183°, lon=15.55°, I<sub>max</sub>=8, M<sub>e</sub>=5.6) e il terremoto del 29.05.1494 (ore 02:15, lat=38.183°, lon=15.55°, I<sub>max</sub>=8, M<sub>e</sub>=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<sub>max</sub>=9, M<sub>e</sub>=5.6: il terremoto avvenne all'alba del 25 agosto (alla latitudine della Sicilia settentrionale, all'incirca le ore 5:00 GMT). Gli effetti più gravi risultarono concentrati nella città di Naso, dove crollarono oltre 200** 

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

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

**Terremoto del 10.05.1739, ore 15:25, lat=38.1°, lon=14.75°, I**<sub>max</sub>**=8.5, M**<sub>e</sub>**=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<sub>max</sub>=8, M<sub>e</sub>=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**<sub>max</sub>=9.5, M<sub>e</sub>=6.2: il 5 febbraio 1783 iniziò un periodo sismico, protrattosi per più di tre anni, che presentò 5 massimi di attività: 5 febbraio, 6 febbraio, 7 febbraio, 1 marzo e 28 marzo 1783, e varie centinaia di scosse minori, che ebbero effetti cumulativi devastanti su un territorio di varie migliaia di km<sup>2</sup>. In meno di due mesi, a partire dal 5 febbraio fino al 28 marzo, gli epicentri delle scosse principali si spostarono dalla regione dell'Aspromonte all'istmo tra il golfo di Sant'Eufemia e il golfo di Squillace. La scossa del 5 febbraio 1783 ebbe un'area di risentimento estesa a tutta la Sicilia e a gran parte dell'Italia meridionale, dalla costa amalfitana al Salento. L'area dei maggiori effetti si situa nel versante tirrenico dell'Appennino calabrese, in una regione corrispondente ai Piani d'Aspromonte e alla Piana di Gioia Tauro, delimitata a sud dal massiccio aspromontano e a nord dalla catena delle Serre. Il terremoto ebbe effetti devastanti in 25 paesi; in altri 23 ci furono crolli estesissimi; in 49 località vi furono crolli gravi diffusi; altre 117 località subirono effetti distruttivi. La scossa del 6

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

**Terremoto del 10.03.1786, ore 14:10, lat=38.1°, lon=15.017°, I**<sub>max</sub>=9, M<sub>e</sub>=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**<sub>max</sub>**=11, M**<sub>e</sub>**=7.1**: il terremoto del 28 dicembre 1908 è considerato uno degli eventi di più elevata magnitudo della storia sismica italiana e, dal punto di vista degli effetti, rappresentò una autentica catastrofe, sia per l'altissimo numero di morti, sia perché distrusse due città importanti come Messina e Reggio Calabria. La ricostruzione del quadro complessivo di un disastro di tale portata è influenzata da alcuni fattori preesistenti. Per comprendere adeguatamente l'impatto di questo evento sismico è infatti necessario ricordare che, se si escludono le due città dello Stretto e poche altre zone più sviluppate, la regione su cui si abbatté il terremoto era un'area caratterizzata da un'economia molto povera. Questo inevitabilmente si ripercuoteva sulla qualità dell'edilizia: i materiali impiegati erano scadenti e le tecniche costruttive molto vulnerabili dal punto di vista sismico; l'età e il degrado dei manufatti erano elevati; la manutenzione scarsa o inesistente. Inoltre, in molte località calabresi, gli effetti di questo terremoto si sovrapposero ai danni, non adeguatamente riparati, dei terremoti degli anni precedenti (1894, 1905 e 1907) aumentando l'entità delle distruzioni. La scossa avvenne alle ore 4:20 GMT e, per quanto riguarda i danni più gravi, colpì

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

Terremoto del 31.10.1967, ore 21:08:07, lat=37.867°, lon=14.417°,  $I_{max}$ =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°, Imax=8, Me=5.7: la scossa avvenne il 15 aprile 1978 alle ore 23:34 GMT ca.; colpì, l'area tirrenica della Sicilia nord – orientale e fu risentita in quasi tutta la Sicilia, esclusa la provincia di Trapani, e nella Calabria 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, Castroreale, 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, Castroreale, Milazzo), la parte antica degli abitati era costituita da edifici costruiti in muratura di pietre legate da malta comune; soffitti alti generalmente più di 4 metri, spesso con volte d'incannucciato; sezioni portanti costituite da archi in mattoni e tetti esercitanti una notevole spinta laterale. La rete stradale era principalmente costituita da vie strette e vicoli; gli edifici, spesso uniti tra loro da strutture murarie in comune, erano staticamente e dinamicamente interdipendenti. Negli edifici più recenti e in quelli costruiti secondo norme antisismiche i danni furono minori e riguardarono soprattutto tramezzature e pareti divisorie.

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

Il comune di Ficarra 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 Ficarra 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 Ficarra 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 Ficarra e magnitudo momento maggiore di 5.5.

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



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



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

#### Storia sismica di Ficarra [38.108, 14.830]

#### Numero di eventi:8

Effetti

In occasione del terremoto del:

| Is  | Data |    |    |       | Ax                           | Np  | Io | Mw   |       |
|-----|------|----|----|-------|------------------------------|-----|----|------|-------|
| 7   | 1693 | 01 | 11 | 13:30 | Sicilia orientale            | 185 | 11 | 7.41 | ±0.15 |
| 7   | 1823 | 03 | 05 | 16:37 | Sicilia settentrionale       | 107 |    | 6.47 | ±0.15 |
| 5   | 1905 | 09 | 08 | 01:43 | Calabria meridionale         | 895 |    | 7.04 | ±0.16 |
| 7-8 | 1908 | 12 | 28 | 04:2  | Calabria meridionale-Messina | 800 | 11 | 7.10 | ±0.15 |
| 8   | 1978 | 04 | 15 | 23:3  | Golfo di Patti               | 332 |    | 6.06 | ±0.09 |
| 4-5 | 1990 | 12 | 13 | 00:2  | Sicilia sud-orientale        | 304 | 7  | 5.64 | ±0.09 |
| 5-6 | 1999 | 02 | 14 | 11:4  | Patti                        | 101 |    | 4.69 | ±0.09 |
| 4   | 2001 | 05 | 08 | 03:5  | Entroterra di Patti          | 21  | 5  | 3.88 | ±0.21 |



Fig. 2.4 – Storia sismica di Ficarra estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); Is è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica; I<sub>0</sub> è l'intensità macrosismica epicentrale (MCS); M<sub>w</sub> è la magnitudo momento dell'evento; L'ultima colonna indica il valore di incertezza della stima di M<sub>w</sub>.

Il primo terremoto storico di cui si conosca risentimento a Ficarra è quello del 11 gennaio del 1693 (Guidoboni et al., 2007). Questo evento di  $M_W$ =7.41 ebbe intensità macrosismica risentita pari al VII grado della scala MCS arrecando numerosi danni agli edifici di culto. Il 5 maggio del 1823, un altro forte terremoto ( $M_W$ =6.47) scosse il comune di Ficarra. Anche questo evento ebbe intensità macrosismica risentita pari al VII grado della scala MCS. La forte scossa danneggiò la chiesa Madre, la chiesa e il convento dei Minori Osservanti, il monastero della Trinità e la chiesa del Rosario, del

In tempi più recenti il comune di Ficarra ha risentito di effetti macrosismici a seguito del terremoto del 15 aprile del 1978. La Fig. 2.5 mostra la mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978. Tale evento di  $M_W$ =6.06, localizzato nel Golfo di Patti ebbe massima intensità macrosismica risenta nel comune di Ficarra pari al VIII grado MCS. La scossa danneggiò notevolmente l'abitato: 5 case crollarono, 40 furono gravemente danneggiate e altre 100 furono lesionate. Il patrimonio ecclesiastico subì danni gravi in particolare la Chiesa Madre, la Chiesa Madonna Annunziata e la Chiesa Badia (Guidoboni et al., 2007).

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

Il comune di Ficarra sorge in prossimità della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogenetiche, quella Sud Tirrenica e quella Calabra (Fig. 2.4, DISS, Basili et al., 2008) che hanno in passato generato forti terremoti (Guidoboni et al., 2007; Rovida et al., 2011).



Fig. 2.5 – Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 15 aprile del 1978, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Ficarra.



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

La Tab. 2.1 riporta i valori della pericolosità sismica relativi al comune di Ficarra, 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<sub>S</sub>>800 m/s), come previsto dall'Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All. 1b, estratta da: http://zonesismiche.mi.ingv.it. Le stime di PGA sono state determinate con la tecnica di analisi statistica degli effetti stimati sulla base dei dati contenuti nei cataloghi sismici, proposta da Cornell (Cornell, 1968; Bender & Perkins, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004) e la loro incertezza è espressa mediante percentili, considerando il catalogo un campione rappresentativo dell'intera popolazione di eventi possibili con effetti significativi nel luogo.

La mappa riportata in Fig. 2.7 mostra come il comune di Ficarra sia vicino ad un'area con PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, cioè periodo di ritorno 475 a, compresa fra 0.20 g e 0.225 g. Questa è una scelta di parametri convenzionale ed in particolare è il valore di riferimento per l'Eurocodice8 (EC8), nel quale vengono stabilite le norme per il progetto e la costruzione di strutture.

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



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



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

| Parametro di scuotimento<br>ΡGΔ (σ) |       | Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno |        |        |        |        |  |
|-------------------------------------|-------|---|--------|--------|--------|--------|--|
|                                     |       | 2%  | 5%     | 10%    | 22%    | 30%    |  |
| 1.07                                | י (5/ | 2475a                                     | 975a   | 475a   | 201a   | 140a   |  |
| tile                                | 16    | 0.2635                                    | 0.1958 | 0.1515 | 0.1065 | 0.0907 |  |
| Percent                             | 50    | 0.2985                                    | 0.2255 | 0.1795 | 0.1323 | 0.1152 |  |
|                                     | 84    | 0.3538                                    | 0.2561 | 0.1974 | 0.1399 | 0.1207 |  |

Tab. 2.1 – Valori di PGA stimati per il comune di Ficarra 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 <u>http://esse1.mi.ingv.it/</u> e sono riferiti a suoli rigidi (V<sub>s</sub>>800 m/s).

# 2.3 Faglie attive

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci nel territorio di Ficarra si è fatto riferimento al database on-line predisposto dall'ISPRA. Il progetto **ITHACA** (**IT**aly **HA**zard from **CA**pable faults), prevede un database per la raccolta e la facile consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione cosismica permanente in superficie. Molte faglie sono state nuovamente analizzate

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

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

# 2.4 Pericolosità geo-idrologica

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

Nella parte sud-orientale del centro abitato di Ficarra, a monte della Fontana Gebbia, in C.da Natoli, sia la coltre detritica che i sottostanti livelli, alterati e degradati del Flysch di Capo d'Orlando sono stati soggetti a fenomeni di dissesto. In particolare diversi edifici civili hanno subito danni alle strutture e i privati sono intervenuti in vari tempi con la realizzazione di paratie tirantate a monte della strada provinciale Ficarra-Matini. Tali opere non sono risultate risolutive in quanto il quadro fessurativo che coinvolge i fabbricati si presenta in progressiva evoluzione. Pertanto, nell'ambito del PAI è stata perimetrata una frana con tipologia complessa attiva (dissesto n. 014-5FI-013), che determina un areale di pericolosità elevata (P3) e che identifica i fabbricati che sono coinvolti dal fenomeno sottoposti a rischio molto elevato (R4). Per tale dissesto è già stato proposto un progetto di intervento per il consolidamento.

In corrispondenza del versante occidentale su cui sorge la frazione Rinella una frana complessa, attiva (dissesto n. 014-5FI-023), coinvolge la copertura detritica alterata del Flysch di Capo d'Orlando determinando lesioni ad alcune abitazioni (E4) poste in adiacenza alla strada provinciale S.P. 145; per tale zona è stata perimetrata un'area in pericolosità media (P2) che determina un rischio molto elevato (R4).

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

#### 3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

#### 3.1 Inquadramento geologico

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

Secondo le ricostruzioni più recenti (Giunta *et al.*, 1998) questo settore corrisponde nel suo insieme ad una zona della catena appenninico – maghrebide, nella quale sono rappresentate le unità tettono – stratigrafiche di primo ordine più elevate che dal basso verso l'alto sono (Fig. 3.1): <u>Unità Longi-Taormina</u>: affiora nei settori frontali dell'elemento peloritano secondo un andamento

NW-SE da S. Agata di Militello fino a Taormina; è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da una successione sedimentaria meso – cenozoica, che mostra marcate differenze di facies correlabili con differenti storie tettono – sedimentarie;

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

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

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

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



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

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

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

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

# 3.2 Assetto Tettonico

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

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

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

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

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

Nei Monti Peloritani le geometrie dei sovrascorrimenti sono spesso di tipo *ramp – flat – ramp* (Nigro, 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 sarebbero protratti fino alla fine del Miocene quando i primi effetti connessi con l'evoluzione del Bacino Tirrenico meridionale hanno determinato l'attivazione di fasci di faglie estensionali a basso angolo, che invertendo il movimento di alcune superfici di *thrust* avrebbero determinato un generale assottigliamento della catena, stirando l'edificio tettonico con una generale vergenza settentrionale.

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

Nell'intervallo Pliocene – Pleistocene una fase tettonica a marcato carattere trascorrente ha generato una complicata griglia di faglie *strike* – *slip* ad alto angolo rappresentata da due distinti sistemi: uno sintetico a cinematica destrale orientato da NO – SE a E – O e uno antitetico, prevalentemente sinistro prevalentemente orientato da N – S e NE – SO Tali strutture osservabili

dalla scala chilometrica a quella metrica, hanno controllato la genesi e l'evoluzione di depressioni tettoniche sedi di sedimentazione clastica, presenti sia lungo le aree costiere della Sicilia settentrionale che negli antistanti settori sommersi tirrenici.

# 3.2.1 Neotettonica

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

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

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

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

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



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

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

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

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



Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

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

# 3.3.1. Caratteri morfologici

All'interno del territorio comunale di Ficarra (Fig. 3.5) sono state segnalate come aree di interesse prioritario, insieme al centro abitato principale, alcune località periferiche, che si trovano più a Nord-Ovest, lungo la Strada Provinciale 145 (San Mauro e Rinella), e a Nord-Est, lungo la Strada Provinciale 145 (Provinciale 144 (Novello-Crocevia e Matini).

L'intero settore si sviluppa in una fascia basso collinare, compresa tra gli assi di drenaggio delle Fiumare di Naso, a Ovest, e di S. Angelo di Brolo, a Est, caratterizzato dalla presenza di un sistema di dorsali arrotondate; queste si individuano in direzione N-S e SE-NO, in dipendenza dallo sviluppo degli assi di erosione, costituiti dalla rete di torrenti che alimenta le Fiumare di Naso e S. Angelo di Brolo. Sotto il profilo geomorfologico, le aree occupate dai centri abitati si impostano sui terreni arenacei del Flysch di Capo d'Orlando, poggianti sui termini metamorfici di alto e basso grado, delle Unità dell'Aspromonte e di Mandanici.



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

Una osservazione delle differenti aree, mette in evidenza la omogeneità di assetto geomorfologico dell'area occupata dal centro abitato principale (Fig. 3.6), così come delle località di San Mauro (Fig. 3.7), Rinella (Fig. 3.8), Novello-Crocevia (Fig. 3.9) e Matini (Fig. 3.10).

In questo senso, al fine di fornire una visione delle condizioni topografiche prevalenti, sono stati realizzati dei profili topografici di inquadramento, limitandosi al settore del centro abitato principale, in considerazione della notevole omogeneità e, dunque, della rappresentatività dei profili ottenuti.



Fig. 3.6 – Immagine Google Earth<sup>™</sup> di Ficarra: centro abitato principale.





Fig. 3.8 – Immagine Google Earth<sup>™</sup> di Ficarra: Località Rinella.





Fig. 3.10 – Immagine Google Earth<sup>™</sup> di Ficarra: Località Matini Casette.

### Profili topografici di inquadramento

Al fine di mettere in evidenza le caratteristiche morfologiche dell'area, sono stati realizzati sei profili topografici di inquadramento in corrispondenza del centro abitato principale (Fig. 3.11). Il profilo 1 si sviluppa in direzione SE-NO, mentre i profili da 2 a 6 hanno assi ortogonali che intersecano (2-4) o toccano in un solo punto (5) il profilo principale, ovvero, nel caso del profilo 6, vanno ad integrare le conoscenze in corrispondenza di elementi morfologici isolati (profilo 6: Serra Abate).

L'analisi dei profili di inquadramento (Figg. 3.12-3.17) mette in evidenza lo stile collinare del rilievo, che vede un asse principale longitudinale (profilo 1, Fig. 3.12), caratterizzato da una doppia sella ad ampio raggio di curvatura ed oscillazioni altimetriche inferiori ai 25 m/km. La dorsale centrale presenta un profilo trasversale a cresta molto aperta, nel tratto più settentrionale (profilo 2, Fig. 3.13), mentre, laddove si chiude in destra la valle di un asta fluviale affluente del Torrente Priale, il versante a monte si apre del tutto, limitando verso Nord-Est delle scarpate (profili 3 e 4, Figg. 3.14, 3.15), per poi tornare a mostrare una forma a cresta arrotondata, immediatamente più a Sud (profilo 5, Fig. 3.16). Analogo tipo morfologico, infine, si riscontra in corrispondenza del profilo di Serra Abate (profilo 6, Fig. 3.17).



Fig. 3.11 – Centro abitato di Ficarra: profili topografici di inquadramento.



Fig. 3.12 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 1.



Fig. 3.13 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 2.



Fig. 3.14 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 3.



Fig. 3.15 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 4.



Fig. 3.16 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 5.



Fig. 3.17 – Profilo topografico di inquadramento Ficarra 6.

# 3.3.2 Litostratigrafia

Il substrato litologico del territorio comunale è costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili alle unità tettoniche peloritane, ricoperte in discordanza dal Flysch di Capo d'Orlando. Su questi terreni si ritrovano estese coperture detritiche e frane.

In Fig. 3.18 è riportato uno stralcio del Foglio Geologico CARG 599 "PATTI" riguardante il territorio di Ficarra. In Fig. 3.19 è riportata una cartografia geologica realizzata nell'ambito del presente studio sulla base dei dati derivanti dalla cartografia ufficiale integrati con dati derivanti dalla cartografia del PRG.

Le unità metamorfiche peloritane affioranti nell'area, dalla più elevata geometricamente, sono:

# 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.



**LEGENDA** 

-a - depositi di versante

-a1 - depositi di frana

-bn - depositi alluvionali terrazzati

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

bm - olistoliti o brecce del Flysch di Capo D'Orlando Oligocene superiore - Burdigaliano

-UNITA' TETTONICA DELL'ASPROMONTE

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

-UNITA' TETTONICA DI MANDANICI

FDNb - Filladi e metareniti - Filladi di Mandanici -Paleozoico

-UNITA' TETTONICA DI FONDACHELLI

FND - Filladi e metareniti - Metamorfiti di Fondachelli -Paleozoico

Fig. 3.18 – Stralcio del Foglio Geologico CARG 599 in scala 1:50.000 "Patti" relativo all'assetto geologico dell'area di Ficarra.



strati verticali




## 3.3.2.2 - Unità di Mandanici

Nell'area di Ficarra 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 subìto 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 matamorfiti dell'unità di Mandanici affiorano lungo una stretta ma estesa fascia lungo il versante, in destra orografica, della Fiumara di Naso, ad ovest e sud-ovest dell'abitato di Ficarra e risultano tettonicamente interposte fra le sovrastanti metamorfiti di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte e le sottostanti filladi dell'Unità di Fondachelli.

### 3.3.2.3 Unità di Fondachelli

Questa unità è caratterizzata da un basamento epimetamorfico paleozoico, con lembi residuali di originarie coperture sedimentarie, rappresentate da una successione meso - cenozoica notevolmente condensata e lacunosa. Nell'area di Ficarra affiora soltanto il basamento filladico, costituito da metapeliti e metareniti in facies di scisti verdi con colorazione nera se grafitose e, subordinatamente, grigio-verdastra se cloritiche. Queste rocce hanno grana da fine a finissima, con cristallinità bassa, e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche e zone di taglio legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente il reticolo di fratturazione è

occluso da quarzo e/o calcite. Questa unità è stata precedentemente attribuita alle metamorfiti m3 dell'Unità di San Marco D'Alunzio (Lentini et al., 2000). Nell'area le metamorfiti di Fondachelli affiorano lungo la Fiumara di Naso.

# 3.3.2.4 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 arcosico-litica di colore 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 Ficarra affiora estesamente soltanto la facies arenacea, sulla quale è edificato gran parte del centro urbano di Ficarra.

| Unità litostratigrafica                       | età                                      | litologia   | spessore |
|---|--|---|----------|
| Coperture detritiche ed<br>antropiche, frane  | Recente                                  | Materiali incoerenti a tessitura<br>caotica, costituiti da sabbie<br>limose passanti a limi sabbiosi,<br>con ciottoli e blocchi arenacei e<br>metamorfici, depositi di discarica<br>a composizione eterogenea,<br>arenarie intensamente alterate.   |          |
| Flysch di Capo d'Orlando<br>(facies arenacea) | Oligocene<br>superiore -<br>Burdigaliano | arkose a composizione quarzoso-<br>feldspatico-micacea, organizzata<br>in strati con spessori decimetrici<br>che possono passare a banchi<br>metrici; tale facies si presenta<br>spesso come un'alternanza di<br>strati arenacei e strati millimetrici<br>o decimetrici o, più raramente,<br>metrici, a composizione argilloso-<br>marnosa. | > 300 m  |
| contatto stratigrafico discordante            |  |   |          |
| Unità dell'Aspromonte                         | Paleozoico                               | basamento metamorfico di<br>medio-alto grado costituito da<br>prevalenti paragneiss passanti a<br>micascisti.   |          |
| contatto tettonico                            |  |   |          |
| Unità di Mandanici                            | Paleozoico                               | Filladi e metareniti<br>Filladi di Mandanici  |          |
| contatto tettonico                            |  |   |          |
| Unità di Fondachelli                          | Paleozoico                               | Metapeliti e metareniti grigio scure, scistose, Filladi grafitose.  |          |

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

## 3.3.2.2 Coperture detritiche ed antropiche, frane.

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

In particolare, 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.

### 3.3.3 Lineamenti tettonici

I principali lineamenti tettonici che interessano l'area del territorio di Ficarra nella quale gravitano gli insediamenti urbani, sono costituiti da superfici di sovrascorrimento a basso angolo presenti fra le diverse unità metamorfiche che affiorano lungo il versante in destra orografica della Fiumara di Naso, ad ovest del centro urbano principale.

I sovrascorrimenti sono dislocati da un sistema di faglie ad alto angolo, con componente trascorrente destra, orientate NW-SE. In particolare una di queste faglie decorre a NE del centro urbano principale interessando le località Serro e San Mauro e un'altra è presunta lungo la Fiumara di Naso.

Questo sistema è ulteriormente dislocato da una faglia ad alto angolo con andamento N-S che interessa, in particolare, il settore meridionale del centro urbano di Ficarra.

Faglie ad alto angolo con orientamento NE-SW, alcune delle quali presunte, attraversano le frazioni di Rinella e Matini.

Non ci sono evidenze in atto che possano far considerare tali faglie attive, tuttavia, circa 3 km a nord-ovest dei centri abitati, è segnalata da alcuni autori (Sulli et al. 2012 cum bibl.) una faglia attiva, con andamento NE-SW che decorre lungo una direttrice Piraino-Naso (V. Fig. 3.3).

### 4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

### 4.1 II database

I dati geotecnici e geofisici acquisiti derivano da:

- a) Studio geologico allegato al PRG (Dr. Geol. F. Musarra, F. Cappotto, G. Pizzuto, marzo 2002). Le indagini allegate riguardano n. 21 prove penetrometriche (DCPT) e 16 indagini geosismiche a rifrazione. Le località delle indagini sono riportate nelle due sottostanti tabelle.
- Relazione geologico-tecnica per progetto di consolidamento del centro urbano in località Natoli (Dr. Geol. Filippo Cappotto, ottobre 2003). Lo studio riporta la stratigrafia di n. 5 sondaggi, 3 prove penetrometriche SPT ed alcuni parametri geotecnici.
- c) Monitoraggio del rischio idrogeologico del centro urbano in località Natoli (Dr. Geol. Filippo Cappotto, agosto 2009). Lo studio riporta la stratigrafia di n. 5 sondaggi a carotaggio continuo di cui 3 sono già riportati nella relazione di cui al punto b e n. 15 prove penetrometriche dinamiche (SPT) e n. 7 prove penetrometriche continue dinamiche (SCPT).
- d) Studio geologico per lavori di riqualificazione e potenziamento della strada intercomunale SP 145 dalla Via Logge alla località Piano Corte (Dr. Geol. Filippo Cappotto, aprile 2010); Le indagini riguardano n. 12 sondaggi meccanici a carotaggio continuo di cui soltanto 9 sono stati ubicati, oltre a due sondaggi a carotaggio continuo indicati come S1/X ed S2/X.. Lo studio comprende anche n. 5 prove SPT e n. 9 profili sismici a rifrazione.

| N. 16 profili sismici ( tranne per la zona centro mancano le ubicazioni dei sondaggi) |                                       |  |  |  |
|---|---------------------------------------|--|--|--|
| Riferimento   | Località                              |  |  |  |
| PRG 1 - 3   | Serro (Area Insediamenti)             |  |  |  |
| PRG 4 - 6   | Matini                                |  |  |  |
| PRG 7 - 8   | Casette                               |  |  |  |
| PRG 9 - 10  | Grasso                                |  |  |  |
| PRG 11 - 12   | Zona Centro- San Giacomo              |  |  |  |
| PRG 13  | Centro Piazzetta Antistante Pp Tt     |  |  |  |
| PRG 14  | Periferia Ovest Della Zona Centro Prg |  |  |  |
| PRG 15  | Centro Piano Corte                    |  |  |  |
| PRG 16  | Centro Ciaramitaro                    |  |  |  |

| N. 21 prove penetrometriche (tranne per la zona centro mancano le ubicazioni) |                |  |  |  |
|---|----------------|--|--|--|
| Riferimento   | Località       |  |  |  |
| 1-2-3   | Piano Corte    |  |  |  |
| 4-5-6   | Santa Caterina |  |  |  |
| 7-8-9   | Grasso         |  |  |  |
| 10  | Ciaramitaro    |  |  |  |
| 11-12-13-14-15-16   | Matini         |  |  |  |
| 17-18-19-20-21  | Serro          |  |  |  |

| INDAGINI PREGRESSE  | QUANTITA' |
|---|-----------|
| Sondaggi a carotaggio continuo                                  | 23        |
| Prove penetrometriche dinamiche                                 | 15        |
| Prove penetrometriche del tipo SPT                              | 20        |
| Campioni prelevati con annesse prove geotecniche di laboratorio | 2         |
| Traverse sismiche   | 15        |
| Sezioni geologiche  | 12        |

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

| INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE                           | QUANTITA' |
|--|-----------|
| Analisi dei microtremori a stazione singola (HVSR) UNIPA | 23        |
|  |           |

Tab. 4.2: Indagini di nuova acquisizione che riguardano il territorio comunale di Ficarra.

### 4.2. Unità geologico - litotecniche

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

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

Per quanto riguarda le coperture detritiche presenti nelle cartografie geologiche consultate e riportate nella carta litotecnica, in assenza di informazioni sulle caratteristiche granulometriche e geomeccaniche di tali depositi oltre che di indicazioni sugli spessori, si è scelto di non procedere alla classificazione (*Unified Soil Classification System*) e di non inserire tali coperture nello shape "geotec". Pertanto nel presente studio ci si è limitati alla loro perimetrazione riportata nello shape "forme". Per tale ragione, tali depositi, pur se presenti con significative estensioni nelle aree perimetrate del territorio di Ficarra, vengono riportati nella sottostante tabella relativa ai terreni di copertura come coperture detritiche indifferenziate (Tab. 4.4).

### Terreni di substrato

| Unità litostratigrafica   | Tipologia di substrato | Sigla | stratificazione |
|---------------------------|------------------------|-------|-----------------|
| Metamorfiti di Mandanici  | Non rigido             | NR    | no              |
| ed Aspromonte             |                        |       |                 |
| Flysch di Capo d'Orlando, | Non rigido             | NRS   | SÌ              |
| facies arenaceo-pelitica  |                        |       |                 |
| Flysch di Capo d'Orlando, | Rigido                 | ALS   | sì              |
| facies arenaceo-pelitica  |                        |       |                 |
| Metamorfiti di Mandanici  | Rigido                 | LP    | no              |
| ed Aspromonte             |                        |       |                 |

Tab. 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato

### Terreni di copertura

| RIzz                                 | limi sabbiosi con scadenti condizioni geomeccaniche, inglobanti frammenti lapidei e |  |  |  |
|--------------------------------------|---|--|--|--|
|                                      | frammenti di laterizi.  |  |  |  |
| coperture detritiche indifferenziate |   |  |  |  |
|                                      |   |  |  |  |

Tab. 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

## 4.3. Indagini geofisiche precedenti

Nella relazione "Indagini geognostiche a supporto dei lavori per la riqualificazione ed il posizionamento della strada intercomunale S.P.145" sono riportati i risultati di n° 9 sondaggi sismici a rifrazione. Tuttavia solo di n° 4 si riporta l'ubicazione (083020L1-SR1, 083020L2-SR2, 083020L3-SR3 e 083020L4-SR4). Nello studio geologico allegato al PRG sono riportati n°16 profili sismici a rifrazione dei quali solo n°11 sono stati ubicati (da 083020L5-SR5 a 083020L15-SR15). Una valutazione delle indagini sismiche a rifrazione riportate richiederebbe l'analisi dei dati sperimentali che non sono riportati in relazione. Infine, non essendo riportati gli scarti tra i dati sperimentali e le risposte dei modelli, non è possibile una valutazione certa della attendibilità dei modelli interpretativi.

L'utilizzo di questa indagine deve inoltre essere limitato per i seguenti motivi: non si può valutare la precisione del picking delle fasi perché nella relazione manca una adeguata rappresentazione dei dati sperimentali e perché non è descritta la tecnica di inversione dei dati adottata.

## 4.4. Il metodo HVSR

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

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

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

Si può dimostrare che in corrispondenza alle frequenze di risonanza di una sequenza di strati, il rapporto tra gli spettri delle componenti orizzontale e verticale delle vibrazioni del suolo prodotte da sorgenti naturali, che viene indagato nel metodo HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) presenta dei picchi generalmente indicativi delle frequenze di risonanza (Fig. 4.2). Ma è ovvio che

non necessariamente un picco del segnale HVSR debba essere attribuito ad una frequenza di risonanza di strutture sepolte. Esso potrebbe dipendere da caratteristiche delle sorgenti del rumore o da complessi fenomeni interferenza e focalizzazione di onde P ed S. Opportune tecniche di analisi dei dati permettono, comunque, di discriminare con buona frequenza di successo i picchi spettrali da attribuire alla propagazione ondosa dagli effetti di sorgente.

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



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



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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### 4.5. Indagini HVSR

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

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

Per ogni punto di misura sono state eseguite registrazioni di rumore microsismico della durata complessiva di 46 minuti, con una freguenza di campionamento pari a 256 Hz. I dati di rumore sismico sono stati elaborati con il software GRILLA della Micromed s.p.a., che consente di eseguire l'analisi HVSR delle tracce acquisite. La trasformata di Fourier viene calcolata su ogni singola traccia suddivisa in finestre temporali non sovrapponibili. Per ogni segnale registrato la scelta delle finestre temporali da analizzare, di durata di 50 secondi ciascuna, è stata effettata manualmente, analizzando i grafici della variazione temporale e di quella azimutale dello spettro H/V e scegliendo soltanto le finestre temporali di segnale caratterizzate da stime spettrali stazionarie temporalmente e non caratterizzate da chiara dipendenza direzionale, situazioni nelle quali è ipotizzabile una forte dipendenza degli spettri dal fenomeno che genera il rumore. Gli effetti di direzionalità spettrale sono stati attribuiti alle caratteristiche del sottosuolo solo se stabilmente osservate nell'arco dei 46 minuti di registrazione. La scelta di estendere la durata della registrazione a 46 minuti, è stata fatta in modo da ottenere un segnale utile, generalmente non inferiore a 30 minuti, (Sesame, 2004). I dati nel dominio della freguenza 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 083020P40-HVSF68

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



Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 22 stazioni singole

| Misure HVSR      | F <sub>0</sub>     | H/V<br>di <i>F</i> ₀ | F1    | H/V<br>di <i>F</i> ₁ | F <sub>2</sub> | H/V<br>di <i>F</i> 2 | F <sub>3</sub> | H/V<br>di <i>F</i> 3 | Profondità<br>bedrock<br>sismico |
|------------------|--------------------|----------------------|-------|----------------------|----------------|----------------------|----------------|----------------------|----------------------------------|
| 083020P54-HVSR82 |                    |                      |       |                      |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P55-HVSR83 |                    |                      |       |                      |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P56-HVSR84 | 5.13               | 2                    |       |                      |                |                      |                |                      | 10                               |
| 083020P57-HVSR85 | 2                  | 2                    | 11    | 1.5                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P58-HVSR86 | 3.1                | 1.8                  | 15.94 | 2.4                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P59-HVSR87 | 5.86               | 2.8                  | 8.1   | 2.3                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P60-HVSR88 | 7.97               | 2                    |       |                      |                |                      |                |                      | 9                                |
| 083020P61-HVSR89 | 2.27               | 3.1                  | 4     | 2.8                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P62-HVSR90 | 2.98               | 2.1                  | 6.97  | 2.5                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P63-HVSR91 | 0.83               | 3.2                  | 5.9   | 1.9                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P40-HVSF68 | 3                  | 2.8                  | 6.97  | 2.7                  |                |                      |                |                      | 11                               |
| 083020P41-HVSR69 | 1.78               | 2.2                  | 6.7   | 1.6                  |                |                      |                |                      | 7.5                              |
| 083020P42-HVSR70 | 3.6                | 1.7                  | 5     | 1.5                  |                |                      |                |                      | 16                               |
| 083020P43-HVSR71 | 1.7                | 2.3                  | 3.7   | 2.4                  |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P44-HVSR72 | 1.61               | 2.8                  | 3     | 2.3                  | 4.9            | 2.2                  |                |                      |                                  |
| 083020P45-HVSR73 | non interpretabile |                      |       |                      |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P46-HVSR74 | 8.22               | 4.2                  |       |                      |                |                      |                |                      | 6                                |
| 083020P47-HVSR75 | 1.8                | 2.7                  | 2.98  | 2.9                  | 5.89           | 4.6                  |                |                      | 8                                |
| 083020P48-HVSR76 |                    |                      | n     | on inter             | pretabil       | е                    |                |                      |                                  |
| 083020P49-HVSR77 | 0.8                | 2.3                  |       |                      |                |                      |                |                      |                                  |
| 083020P50-HVSR78 | 1.3                | 1.8                  | 1.8   | 2                    | 3              | 2.1                  | 4.53           | 2.8                  |                                  |
| 083020P51-HVAR79 | 1.3                | 2.4                  | 2.1   | 2.45                 | 5.1            | 2.2                  | 11.47          | 2.7                  |                                  |
| 083020P52-HVSR80 | 2.6                | 2.3                  | 5.8   | 2.9                  | 8.3            | 3.6                  |                |                      | 15.5                             |
| 083020P53-HVSR81 | 0.72               | 3.5                  |       |                      |                |                      |                |                      |                                  |

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



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

#### 5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

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

L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie, dai dati di sottosuolo provenienti dai sondaggi e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio (*cfr.* Tab. 4.5), hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico – tecnico del sottosuolo del centro urbano di Ficarra e degli altri insediamenti 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.

Tale modello è rappresentato in 2 sezioni (Fig. 5.1 e 5.2) che interessano il centro urbano principale, e nella sezione geologica che attraversa l'abitato di Matini (Fig. 5.3). Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico – Tecnica. In particolare:

- **Centro urbano principale di Ficarra**: le sezioni evidenziano in gran parte dell'area la presenza di un substrato geologico non rigido stratificato affiorante costituito dalla porzione alterata dalla facies arenacea del Flysch di Capo D'Orlando. Si tratta di arenarie parzialmente alterate e decementate di colore giallo ocra, con alternati livelli decimetrici di argille siltose più o meno consolidate. I dati ricavati dalle inversioni di velocità delle misure HVSR evidenziano come, nel settore centro-settentrionale del centro urbano principale il substrato rigido con Vs maggiore di 800 m/s si trovi a profondità di circa 10 m.

L'immersione media dei litotipi stratificati è verso i quadranti meridionali con pendenze variabili fra i 10 ed i 30°. Come riportato nella carta geologico – tecnica ed evidenziato nella sezione geologica 1-1' (Fig. 5.1) tale substrato è a luoghi ricoperto da coltri detritiche, da materiali di riporto antropico con spessori che superano i 3 m, oltre che da depositi di frana.

- frazione di San Mauro: In questa località affiorano due tipologie di substrato geologico: un substrato non rigido non stratificato, costituito da metamorfiti alterate, nel settore occidentale dell'area di studio e un substrato non rigido, stratificato, costituito dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando alterata. Nell'area non sono stati reperiti sondaggi.

Le due indagini HVSR effettuate mostrano che la profondità del substrato lapideo rigido costituito dalle metamorfiti si attesta a circa 7,5 m. Di contro il substrato rigido stratificato del Flysch di Capo d'Orlando si trova a profondità di circa 11 m.

- frazione di Rinella: anche in questa località affiorano due tipologie di substrato geologico: un substrato non rigido non stratificato, costituito da metamorfiti alterate, nel settore occidentale dell'area di studio e un substrato non rigido, stratificato, costituito dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando alterata. Questi terreni sono interessati da fenomeni franosi sia attivi che inattivi, concentrati particolarmente nel settore settentrionale, oltre a coperture detritiche. Nell'area non sono stati reperiti sondaggi. Sulla base delle indagini HVSR effettuate è possibile ipotizzare la profondità del substrato metamorfico lapideo a profondità di circa 15 m.

- **frazioni di Crocevie e Novello**: nell'area di studio relativa a queste frazioni affiora estesamente il substrato non rigido, stratificato, costituito dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando alterata. Coperture detritiche significative si estendono nei settori meridionali di Novello e

Crocevie. In base alle misure HVSR effettuate nell'area è possibile ipotizzare soltanto nel settore centrale di Crocevie una profondità del substrato rigido stratificato a circa 16 m.

- **frazioni di Matini e Casette**: nell'area di studio relativa a queste frazioni affiora estesamente, nel settore occidentale il substrato NR, costituito da metamorfiti. Dalle misure HVSR effettuate in quest'area, in particolare la stazione 083020P47-HVSR75 è possibile ipotizzare una profondità del substrato rigido LP a circa 8 metri.

Alcune faglie ad alto angolo con direzione NE-SW mettono a contatto il substrato NR con il substrato non rigido, stratificato, costituito dalla facies arenacea del Flysch di Capo d'Orlando alterata (Fig. 5.3). Tale substrato si estende in particolare nel settore orientale di Casette, nel settore meridionale di Matini, dove, risulta ricoperto da una spessa coltre detritica. In questa zona il sondaggio ISPRA 168955 indica che lo spessore della coltre detritica è di circa 10 m.

L'indagine HVSR effettuata su questo tipo di substrato in prossimità del margine occidentale dell'area perimetrata consente di stimare la profondità del substrato rigido ALS a circa 6 metri.



### FICARRA SEZIONE GEOLOGICA 1-1'

Fig. 5.1. – Sezione geologica 1-1'



### Fig. 5.2. – Sezione geologica 2-2' attraverso il centro urbano principale





# Fig. 5.3. – Sezione geologica 3-3' che attraversa la frazione di Matini

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

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

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

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

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall'inversione di alcuni sondaggi HVSR (Tab. 4.5, Fig. 5.4) vicini ai profili, grazie alla relazione che lega i valori della frequenza fondamentale di risonanza alla profondità del bedrock sismico (Aki, 1964; Fäh et al., 2002; Wathelet et al., 2004) e ipotizzando una trascurabile variabilità della velocità delle onde S all'interno di ogni strato. Le inversioni dei dati HVSR hanno tenuto in considerazione tutti i picchi significativi individuati (Fig. 4.6).



Fig. 5.4 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083020P60-HVSR88.

### 6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

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

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

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

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

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

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

a) definire particolari geometrie sepolte potenzialmente amplificanti, attraverso una capacità di ricostruzione 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;
- hanno impatto ambientale nullo 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 e 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 Ficarra non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. Per le considerazioni espresse nel par. 4.4, le velocità di propagazione delle onde di taglio compatibili con i vincoli sugli spessori degli strati e sulle litologie presenti nell'area sono stati adottati nell'inversione di alcune curve. In particolare sono state interpretate 8 curve relative ai punti di misura: 083020P56-HVSR84, 083020P60-HVSR88, 083020P40-HVSF68, 083020P41-HVSR69, 083020P42-HVSR70, 083020P46-HVSR74, 083020P47-HVSR75 e 083020P52-HVSR80. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione delle sezioni geologico-tecniche riportate in relazione.

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

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

dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata ci si è limitati ad individuare non più di tre cluster significativi. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza possono essere altresì individuati punti anomali, attribuibili a effetti topografici o alla predominanza di sorgenti antropiche, che non vengono considerati per la costruzione delle carte.

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

# 7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

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

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

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

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

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

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

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

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

Successivamente, è stata riclassificata la carta delle acclività in due classi di valori (<15° e >15°) e la si è incrociata con la carta geologico tecnica. L'intersezione tra le aree con acclività minore di 15° e

i substrati affioranti caratterizzati da Vs> 800 m/s fornisce le aree da considerare stabili a meno di condizioni di alterazione superficiale e/o fratturazione particolarmente pervasive.

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

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

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

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

## 7.2. Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

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

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

| Nome del campo | Тіро          | 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 |      |  |
|--|------|--|
| Orlo di scarpata morfologica (10-20m)    |      |  |
| Orlo di scarpata morfologica (>20m)      |      |  |
| Orlo di terrazzo fluviale (10-20m)       | 5051 |  |
| Orlo di terrazzo fluviale (>20m)         | 5052 |  |
| Cresta                                   | 5060 |  |
| Scarpata sepolta                         | 5070 |  |
| Valle sepolta stretta (C≥ 0.25)*         | 5081 |  |
| Valle sepolta larga (C< 0.25)*           |      |  |

\*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 | Тіро          | Note   |
|----------------|---------------|--|
| ID_ep          | numero intero | Descrizione: identificativo univoco progressivo dell'elemento puntuale |
| Тіро_ер        | numero intero | Tipo dell'elemento puntuale  |

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

| Descrizione            | Тіро_ер |
|------------------------|---------|
| Picco isolato          | 6010    |
| Cavità sepolta isolata | 6020    |

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

#### 7.3. Elementi di amplificazione topografica

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

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

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



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

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



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

I criteri morfometrici e le soglie che connotano gli elementi morfologici di interesse, in quanto potenzialmente in grado di determinare condizioni di amplificazione sismica, suggeriscono come i

concetti di scarpata o cresta normalmente utilizzati in ambito geomorfologico, richiedano nelle applicazioni finalizzate alla microzonazione un adattamento. Infatti, in geomorfologia si intende per scarpata una porzione di versante ad elevata acclività. Non esistono standard assoluti di riferimento circa l'angolo di inclinazione minimo per poter classificare un versante o una sua porzione come scarpata, ma è ben evidente come i valori di riferimento siano nell'ordine delle diverse decine di gradi.

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

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

In questa sede, si è scelto dunque di seguire una procedura che individua le linee di scarpata, corrispondenti a brusche variazioni di inclinazione, spesso associate a tratti di versante costituenti scarpate "in senso classico" (in parete o con inclinazioni tra 45°e 90°), ancorché, frequentemente, con altezze anche inferiori ai 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 possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse, all'interno del perimetro del centro abitato. Un primo elaborato preso in considerazione è il modello digitale di terreno ad alta risoluzione. A partire da questo, sono stati realizzati, lungo le principali direttrici di sviluppo dei centri abitati analizzati, alcuni profili topografici di inquadramento, utili al riconoscimento dei principali motivi topografici caratterizzanti l'area indagata (creste, rilievi isolati, pendii, scarpate). Parallelamente, ricavando dal modello digitale di terreno la carta delle pendenze (Fig. 7.3) ed incrociandola con la base topografica in scala 1:10.000, è stato possibile individuare tutti gli allineamenti marcati da notevoli variazioni di pendenza in senso longitudinale. Le classi sono state individuate a partire dalla classe 0-15°, per incrementi successi di 1/5 del valore soglia della classe precedente, cosicché ad ogni variazione di colore corrisponda una scarpata o pendio significativa in termini di pendenza (Fig. 7.4). Si è deciso di individuare le scarpate a partire dai 15° perché al di sotto dei 15° gli effetti litologici prevalgono sempre su quelli topografici (ICMS).



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



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

## Individuazione degli elementi morfologici

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

# Individuazione degli elementi antropici

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

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

Le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:

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

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



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



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

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

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

### 8. ELABORATI CARTOGRAFICI

### 8.1. Carta delle indagini

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

- **Centro urbano principale di Ficarra**: le indagini sono concentrate in particolare lungo la periferia occidentale del centro urbano.

Un gruppo di indagini comprendenti sondaggi a carotaggio continuo e prove in foro SPT, indagini sismiche a rifrazione e prove geotecniche su campioni riguardano i lavori di riqualificazione e potenziamento della Strada intercomunale S.P. 145, dalla via Loggie alla Località Piano Corte.

Un secondo gruppo di indagini, lungo il margine sud-occidentale del centro urbano principale riguardano i lavori di consolidamento per il parcheggio di Via 4 Novembre.

Altre indagini concentrate nel settore sud orientale del centro urbano riguardano il progetto di consolidamento in località Natoli.

Prove penetrometriche dinamiche riguardano le località Piano Corte, Santa Caterina, Grasso, Ciaramitaro. Altre prove di questo tipo interessano l'area di Serro, al di fuori della zona perimetrata.

Per quanto riguarda le indagini HVSR, sono state effettuate n. 10 acquisizioni dei microtremori a stazione singola, distribuiti in modo piuttosto uniforme sia all'interno (n° 6 indagini) che all'esterno dell'area perimetrata del centro urbano (n° 4 indagini).

- frazione di San Mauro: Nell'area della frazione, al di fuori dell'area perimetrata, sono presenti due prove penetrometriche dinamiche e due indagini sismiche a rifrazione. Nell'area perimetrata sono state effettuate n. 2 acquisizioni dei microtremori a stazione singola (HVSR).

- **frazione di Rinella**: In quest'area non sono state reperite indagini pregresse e sono state effettuate quattro indagini (HVSR).

- **frazioni di Crocevie e Novello**: In quest'area è presente un sondaggio ISPRA a carotaggio continuo (cod. 168962) che intercetta il substrato geologico fino ad una profondità di 70 m. Sono state inoltre effettuate n. 4 indagini HVSR di cui tre all'interno dell'area perimetrata.

- frazioni di Matini e Casette: Sono presenti n. 2 sondaggi ISPRA a carotaggio continuo. Il primo (cod. 168955) raggiunge il substrato alla profondità di 10 m e prosegue fino alla profondità di 105 m. Il secondo (cod. 168959) intercetta il substrato geologico alla profondità di 3 m e si sviuppa fino alla profondità di 120m. Le indagini HVSR effettuate sono in n. di 4.

Nell'area di Matini sono ste realizzate anche n. 6 prove penetrometriche dinamiche nell'ambito dello studio geologico allegato al PRG. Tuttavia di dali prove non è stato possibile reperire l'ubicazione.

Per quanto concerne i sondaggi reperiti presso la banca dati ISPRA (L. 464/84) si esprime in questa sede un grado di attendibilità basso relativamente al loro posizionamento.



65



Fig. 8.1 Riduzione della carta delle indagini del territorio di Ficarra (v. PDF cartella plot in banca dati).

## 8.2. Carta Geologico – tecnica

La caratterizzazione dei terreni presenti nelle aree individuate per lo studio di microzonazione del territorio di Ficarra ha permesso di cartografare la distribuzione degli affioramenti del substrato geologico e delle coperture oltre agli elementi tettonici e morfologici presenti in tali aree.

# 8.2.1 il substrato geologico

I terreni del substrato geologico sono rappresentati sia dai termini arenaceo-pelitici del Flysch di Capo d'Orlando, sia dalle metamorfiti delle unità di Aspromonte e Mandanici. Tali terreni risultano profondamente alterati nelle porzioni superficiali, con spessori delle coltri di alterazione che, in base ai sondaggi ed alle prove disponibili, risultano in genere superiori ai 3 m. In particolare:

## - Centro urbano principale di Ficarra

In quest'area prevale un substrato geologico non rigido stratificato (NRS) costituito dalle arenarie e peliti del Flysch di Capo d'Orlano. Piccole aree del settore perimetrato sono inoltre caratterizzate dall'affioramento del substrato metamorfico alterato (NR).

### - frazione di San Mauro:

In quest'area sono presenti i due tipi di substrato, sia NRS che NR a contatto per faglia.

### - frazione di Rinella:

Anche in questa frazione affiorano i due tipi di substrato NRS ed NR

### - frazioni di Crocevie e Novello:

In queste due frazioni affiora soltanto il substrato geologico non rigido stratificato del Flysch di Capo d'Orlando.

### - frazioni di Matini e Casette:

Il substrato on quest'area è rappresentato dalle metamorfiti alterate NR che si estendono nel settore occidentale dell'area, in particolare nell'area di Matini. Questo substrato risulta a contatto per faglia con il Flysch di Capo d'Orlando alterato NRS in prossimità della frazione di Casette.

### 8.2.2. | terreni di copertura

Nel centro urbano di Ficarra sono presenti due zone nelle quali i sondaggi evidenziano terreni di riporto con spessori che superano i tre metri. Si tratta di limi sabbiosi con scadenti condizioni geomeccaniche, inglobanti frammenti lapidei e frammenti di laterizi.

Come già riportato nel paragrafo 4.2 e nella carta geologico-tecnica, sono presenti inoltre estese coperture detritiche la cui caratterizzazione e spessore sono da approfondire nelle indagini di microzonazione di secondo e terzo livello. Nel Centro urbano principale di Ficarra questi depositi si estendono principalmente nel settore settentrionale. Rilevanti estensioni di tali coperture si riscontrano nelle aree perimetrate delle frazioni di Novello, Crocevie e Matini.



Fig. 8.2 Riduzione della carta Geologico-Tecnica delle aree perimetrate del territorio del Comune di Ficarra (v. PDF cartella plot in banca dati).

## 8.2.3 Dissesti

La presenza di dissesti nell'area di Ficarra è legata per lo più alla sovrapposizione dei terreni del Flysch di Capo d'Orlando sulle sottostanti unità metamorfiche. Questo assetto è responsabile della presenza di una superficie di discontinuità litotecnica ed idrogeologica, che viene a giorno lungo i versanti che raccordano l'area su cui sorge l'abitato con la valle della Fiumara di Naso, lungo la quale sono riconoscibili numerose emergenze idriche.

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 Ficarra, si procede dunque alla analisi/revisione dei dissesti segnalati all'interno del centro abitato principale e nelle frazioni di San Mauro e Rinella (nessun dissesto viene segnalato nelle frazioni di Novello-Crocevia e Matini.

### FICARRA: CENTRO ABITATO

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



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

# Fenomeni PAI 014-5FI-010 - PAI 014-5FI-011

Si tratta fenomeni classificati come complesso, molto probabilmente corrispondenti ad una combinazione delle tipologie di movimento di tipo di scorrimento – colamento. L'analisi da Google Earth, mette in evidenza chiaramente segni di movimenti superficiali sui versanti. È probabile che i corpi di frana siano in realtà più lunghi di quanto non riportato sullo stralcio PAI e che le condizioni di attività vadano più correttamente riportate come quiescenti portando ad una classificazione del tipo 3024 (frana complessa quiescente).

## Fenomeni PAI 014-5FI-012 - PAI 014-5FI-013

Si tratta in realtà di un unico fenomeno classificato come complesso quiescente, con una porzione interna attiva. Anche in questo caso le tipologie di movimento sono presumibilmente del tipo scorrimento-colamento. Un'analisi del versante mostra come il fenomeno coinvolga in testata i terreni arenacei del Flysch, determinando in corrispondenza del centro abitato evidenti segni di dissesto.

Non è da escludersi una possibile connessione e continuità di questo fenomeno con quello precedentemente descritto con il codice *PAI 014-5FI-010*. Anche questo fenomeno assume codifica. In ogni caso i due fenomeni in questione vanno accorpati e classificati come frana complessa attiva ed indicati con codice 3014.

## Fenomeni PAI 013-5FI-007 - PAI 013-5FI-008

Anche in questo caso il fenomeno è unico e di tipo complesso. Lo stato di attività quiescente va esteso all'intera area in frana, da classificarsi dunque con il codice 3024 (Fig. 8.3).

### FICARRA: RINELLA

All'interno del perimetro del centro abitato principale, l'analisi del P.A.I. mette in evidenza (Fig. 8.4) la presenza di due fenomeni complessi, che in questo caso interessano interamente le arenarie del Flysch di Capo d'Orlando.



Fig. 8.4 – Comune di Ficarra – frazione di Rinella: carta dei dissesti censiti nel PAI.

### Fenomeno PAI 014-5FI-022

L'elemento consiste in un fenomeno complesso che qui si classifica come quiescente, dunque con il codice 3024.

### Fenomeno PAI 014-5FI-023

Anche in questo caso si tratta di un fenomeno complesso che qui si classifica come quiescente, dunque con il codice 3024.

### 8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Ficarra sottoposta a MS non si individuano zone che si possano classificare con 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 cinque differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.5, 8.6 e Tab. 8.1):

**Zona 1:** Substrato non rigido non stratificato (NR), affiorante in condizioni di pendio >15° e dislivello > 30 m Questa zona è caratterizzata dalla presenza delle metamorfiti di medio ed alto grado alterate con spessori di alterazione superiore ai 3 metri che si estendono su versanti con inclinazioni che superano i 15 gradi. Queste zono sono quindi soggette ad amplificazione del moto sismico per fattori stratigrafici e topografici. Due piccolissime aree relativamente a questa zona sono presenti nella perimetrazione del centro urbano di Ficarra. Altre aree si estendono nella porzione occidentale di San Mauro, di Rinella e di Matini.

### Zona 2: Zona con coperture con spessore > 3 m

Due aree circoscritte, in prossimità del versante ovest del centro urbano principale mostrano, in base ai sondaggi disponibili, spessori superiori ai 3 m di materiali di riporto, costituiti da limi sabbiosi con scadenti condizioni geomeccaniche, inglobanti frammenti lapidei e frammenti di laterizi. I possibili effetti attesi sono quindi amplificazioni per fattori stratigrafici.

### Zona 3 - Substrato non rigido stratificato (Vs < 800 m/s) amplificazione stratigrafica

La zona identifica una porzione territoriale presente nella zona meridionale della frazione di Matini, nella quale affiora il substrato geologico costituito dai termini arenaceo-pelitici del Flysch di Capo d'Orlando, profondamente alterati. Pur in assenza di inclinazioni del pendio superiori ai 15°, sono pertanto ipotizzabili fenomeni di amplificazione del moto sismico per motivi stratigrafici.



Fig. 8.5 – Stratigrafia delle aree dei centri urbanizzati del territorio di Ficarra soggette ad amplificazione per effetti stratigrafici e topografici.

**Zona 4** - Substrato non rigido stratificato (Vs < 800m/s) in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m. Questa zona è caratterizzata dalla presenza di un substrato geologico intensamente fratturato ed alterato costituito dalle arenarie e peliti del Flysch di Capo d'Orlando che affiora in zone di pendio con inclinazione superiore ai 15°. Le aree riconducibili a questa zona si estendono nella porzione meridionale del centro urbano di Ficarra fino all'area di Serro. Modeste porzioni territoriali riconducibili a questa zona si trovano inoltre in tutte le altre frazioni oggetto dello studio.

**Zona 5** Substrato non rigido stratificato (Vs < 800 m/s) soggetto ad amplificazione per cause morfologiche (presenza di creste e scarpate).

Questa zona identifica aree di possibile amplificazione per fattori stratigrafici e topografici. In particolare si tratta di una porzione territoriale nella quale è presente un substrato non rigido derivante dall'alterazione

delle facies arenacee del Flysch di Capo d'Orlando, in presenza di creste e scarpate morfologiche. Questa zona è estesa a gran parte del centro urbano principale di Ficarra ed a parte della frazione di San Mauro.

Le zone considerate suscettibili di Instabilità sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (colamenti, scorrimenti e frane complesse) e considerate dal PAI come attive, quiescenti, inattive o non classificate.

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

| ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI |   |                   |  |  |
|--|---|-------------------|--|--|
|  | Condizioni geologiche<br>e geomorfologiche  | Classe litologica | Effetti attesi                                   | Livello di<br>approfondimento  |
| Zona 1   | Substrato non rigido<br>non stratificato<br>affiorante in condizioni<br>di pendio >15° e<br>dislivello > 30 m                                       | NR                | Amplificazione<br>topografica e<br>stratigrafica | secondo livello<br>(stima<br>amplificazione) ed<br>eventuale terzo livello |
| Zona 2   | Zona con materiali di<br>riporto con spessore ><br>3 m  | RI                | Amplificazione<br>stratigrafica                  | secondo livello<br>(stima amplificazione)                                  |
| Zona 3   | Substrato non rigido<br>stratificato (Vs <<br>800m/s)   | NRS               | amplificazione<br>stratigrafica                  | secondo livello<br>(stima amplificazione)                                  |
| Zona 4   | Substrato non rigido<br>stratificato (Vs <<br>800m/s) in condizioni di<br>pendio > 15° e dislivello<br>> 30 m                                       | NRS               | amplificazione<br>stratigrafica e<br>topografica | secondo livello<br>(stima amplificazione)                                  |
| Zona 5   | Substrato non rigido<br>stratificato (Vs <<br>800m/s) soggetto ad<br>amplificazione per<br>cause morfologiche<br>(presenza di creste e<br>scarpate) | NRS               | Amplificazione<br>stratigrafica e<br>topografica | secondo livello<br>(stima amplificazione)                                  |

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

Tabella 8.1 – Condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nelle aree urbanizzate del territorio comunale di Ficarra. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di MS.



Fig. 8.6 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica delle aree perimetrate relative ai dei centri urbanizzati del Comune di Ficarra (v. PDF cartella plot in banca dati)..

## 8.3.1 Profili topografici di dettaglio

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

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

Nel territorio comunale di Ficarra, in ragione dell'assetto geologico e geomorfologico, marcato sia dalla presenza di lineamenti tettonici a sviluppo NE-SO e SE-NO, 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 nei settori periferici analizzati.

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

Nella Tabella 8.2 vengono riportati i codici identificativi, in banca dati, corrispondenti ai profili topografici più aventi descritti.
| Profilo topografico | Codice identificativo in banca dati |
|---------------------|-------------------------------------|
|                     | (ID_el)                             |
| A1                  | 9                                   |
| A2                  | 6                                   |
| В                   | 5                                   |
| С                   | 4                                   |
| D                   | 7                                   |
| E                   | 8                                   |
| F1                  | 10                                  |
| F2                  | 11                                  |
| G                   | 12                                  |
| H1                  | 13                                  |
| H2                  | 14                                  |
| 1                   | 15                                  |
| L                   | 16                                  |
| М                   | 17                                  |
| Ν                   | 18                                  |
| 01                  | 19                                  |
| 02                  | 20                                  |

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

### FICARRA: CENTRO ABITATO

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

La carta degli elementi morfologici (Fig. 8.7) mette in evidenza come il centro abitato di Ficarra sia invero limitato da linee di scarpata ad asse principale sviluppato in direzione SE-NO, che bordano la dorsale collinare su cui si sviluppa l'abitato verso il Torrente Priale (linee di scarpata A-C) e verso la Fiumara di Naso (linee di scarpata D-F).

# Scarpata A

La linea di scarpata A (Fig. 8.8), si sviluppa a quote comprese tra 400 m e 440 m s.l.m., per circa 700 m, in direzione SSE-NNO, limitando verso NE il centro abitato. La linea presenta un andamento lineare, marcato da una concavità centrale aperta.

La scarpata è stata analizzata realizzando due profili ad andamento OSO-ENE, posizionati in corrispondenza dei due tratti lineari.

Il profilo di dettaglio A1 (Fig. 8.9), mostra come il versante limitato in testata verso Est dalla linea di scarpata A, costituisca una scarpata in pendenza, con altezza H=55 m ed angolo al piede del fronte principale  $\alpha$ =30°. Poco più a Nord, in corrispondenza del profilo di dettaglio A2 (Fig. 8.10), la morfologia della scarpata cambia leggermente, assumendo configurazione ideale, una maggiore altezza (H=65 m;  $\alpha$ =36°).



Fig. 8.7 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (centro abitato).



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



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



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

#### Scarpata B

La linea di scarpata B (Fig. 8.11), si sviluppa in continuità con la linea A, prolungandone la direttrice ad una quota maggiore (460-475 m s.l.m.), in corrispondenza del margine nord-orientale del centro abitato. La linea presenta un andamento convesso chiuso, per una lunghezza di circa 300m. In corrispondenza del tratto convesso, è stato realizzato un profilo di dettaglio in direzione SO-NE (Fig. 8.12), che ha messo in evidenza come in effetti in questo tratto del versante, la testata risalga verso monte, limitando l'estensione del fronte superiore ed andando a definire una scarpata alta 120 m, con un angolo al piede di 30°.



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



Fig. 8.12 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra B.

## Scarpata C

La stessa linea B, viene rigettata più a monte in corrispondenza della scarpata C, che unisce l'estremità settentrionale del centro abitato al Cimitero. Le due linee di scarpata sono tuttavia raccordate da un versante decisamente meno acclive, così che la scarpata C, analizzata attraverso il profilo Ficarra C (Fig. 8.13) presenta un'altezza di soli 20 m.



Fig. 8.13 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra C.

# Scarpata D

Spostandosi sul versante occidentale del rilievo su cui sorge il centro abitato si individua una prima linea di scarpata (linea di scarpata D; Fig. 8.14) ad andamento concavo aperto, con lunghezza di circa 500 m ed una quota media compresa tra 400 m e 430 m s.l.m. Un profilo di dettaglio realizzato in direzione SO-NE, all'estremità meridionale del tratto lineare ella linea di scarpata, mette in evidenza come (Fig. 8.15) la scarpata presenti un fronte superiore limitato, un'altezza di 80 m ed un angolo al piede del fronte principale di 28°.



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



Fig. 8.15 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra D.

### Scarpata E

Questa linea di scarpata (8.16) presenta un'estensione assi limitata (<100 m) ed uno sviluppo N-S, ad una quota di circa 410 m s.l.m.

Utilizzando la linea di scarpata, è possibile individuare due differenti scarpate in pendenza annidate. La scarpata maggiore, il cui sviluppo media una convessità longitudinale al piede, presenta un'altezza di 75m ed un angolo al piede di 23°, mentre la scarpata minore presenta un'altezza di soli 20 m ed un angolo al piede di 20°.



Fig. 8.16 – Immagine Street View (Google Earth<sup>TM</sup>) della scarpata E.



Fig. 8.17 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra E.

## Scarpata F

La linea di scarpata F presenta un andamento sigmoidale a sviluppo prevalente N – S, limitando il rilievo su cui sorge il centro abitato nell'estremità meridionale, laddove va a ricongiungersi con l alinea di scarpata A (Fig. 8.7).

Per analizzare i versanti delimitati dalla linea di scarpata, sono stati realizzati due profili di dettaglio, ortogonali ai due tratti rettilinei disposti in direzione NO-SE.

Entrambi i profili mettono in evidenza come, la possibilità di individuare una scarpata acclive in testata, il cui sviluppo risulta tuttavia limitato verso il fondo valle da una significativa variazione di acclività, con una morfologia che non consente di individuare ulteriori scarpate congiunte o disgiunte.

Il profilo F1 (Fig. 8.18) mostra dunque uno sviluppo in pendenza, con un'altezza di scarpata di soli 13 m, con un angolo al piede del fronte principale di 48°.

Il profilo F2 (Fig. 8.19) a fronte di un incremento dell'altezza della scarpata (H=33 m) vede una riduzione dell'angolo al piede del fronte principale ( $\alpha$ =29°).



Fig. 8.18 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra F1.



Fig. 8.19 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra F2.

### FICARRA: SAN MAURO

La frazione di San Mauro presenta un assetto morfologico simile a quello del centro abitato di Ficarra, essendo posizionata in sommità di una piccola dorsale, allungata in direzione SE-NO, che tuttavia separa due versanti aventi caratteristiche differenti.

Nell'area sono state riconosciute due linee di scarpata (Fig. 8.20) ad assi prevalenti subparalleli: la linea G, a sviluppo curvilineo, che limita i versanti nord-orientali, e la linea H, a sviluppo lineare, che limita i versanti sud-occidentali.



Fig. 8.20 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (località San Mauro).

# Scarpata G

Questa linea di scarpata è caratterizzata alle estremità da due tratti rettilinei, separati da un tratto concavo chiuso, per una lunghezza totale di circa 500 m.

La scarpata (Fig. 8.21) è stata analizzata realizzando un profilo di dettaglio in direzione SSO-NNE, in corrispondenza del tratto rettilineo settentrionale. Il profilo di dettaglio G (Fig. 8.22) presenta una serie di due scarpate successive, con altezze di 35 m e 10 m, ed angolo al piede di 31° e 18°, per la scarpata di monte e quella di valle, rispettivamente.



Fig. 8.21 – Immagine Street View (Google Earth<sup>™</sup>) della scarpata G.





## Scarpata H

La scarpata H limita l'area di San Mauro in direzione sud-occidentale, presentando, all'interno dell'area di interesse, uno sviluppo rettilineo a direzione prevalente NO-SE (Fig. 8.23).

La scarpata è stata analizzata realizzando due profili di dettaglio. Un profilo, in direzione N-S, in corrispondenza della terminazione Nord (Profilo Ficarra H1; Fig. 8.24) della linea di scarpata; un secondo profilo, in direzione NE-SO, ortogonale al tratto intermedio della linea (Profilo Ficarra H2; Fig. 8.25).

I due profili mostrano come, al variare della direzione dei profili, si passi da una morfometria con scarpata ideale poco sviluppata in altezza e poco inclinata al piede (H=27 m;  $\alpha$ =18°), ad un assetto con scarpata in pendenza alta 68 m e con angolo al piede di 30°.



Fig. 8.23 – Immagine Street View (Google Earth<sup>™</sup>) della scarpata H.



Fig. 8.24 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra H1.



Fig. 8.25 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra H2.

#### FICARRA: NOVELLO-CROCEVIA

In questo settore è stata riscontrata la presenza di un semplice lineamento costituito da una dorsale allungata in direzione NO-SE (Fig. 8.26). Il profilo topografico di dettaglio realizzato ortogonalmente a questa linea, mette in evidenza come la linea di sella limiti dei versanti lungo i quali possono individuarsi un fronte principale inclinato al piede per 22° ed alto 52 m (Fig. 8.27).



Fig. 8.26 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (località Novello Crocevia).



Fig. 8.27 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra I.

## FICARRA: MATINI

L'area di Matini si sviluppa su un settore a morfologia sub-pianeggiante, limitato all'intorno da linee di scarpata che si allungano prevalentemente in direzione NO-SE e NE-SO (Fig. 8.28).



Fig. 8.28 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (località Matini).

# Scarpata L

La scarpata L si sviluppa con asse E-O, nel settore meridionale dell'area di interesse. Il profilo di dettaglio che la interseca, (Fig. 8.29) mette in evidenza la presenza di un sistema congiunto di due scarpate ideali con altezza ed angolo al piede decrescenti, per la scarpata di monte (H=37 m;  $\alpha$ =30°) e quella di valle (H=13 m;  $\alpha$ =15°).

# Scarpata M

La scarpata M contorna l'estremità settentrionale dell'area, descrivendo una curvatura da SO-NE a SE-NO e limitando un settore costituito da una stretta dorsale (Fig. 8.30). Per questa ragione, il profilo di dettaglio mette in evidenza un fronte superiore in effetti al di sotto della soglia definita negli standard di analisi morfometrica, sia pure con un'altezza di 126 m ed un angolo al piede di 32° (Fig. 8.31).



Fig. 8.29 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra L.



Fig. 8.30 – Immagine Street View (Google Earth<sup>™</sup>) della scarpata M.



Fig. 8.31 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra M.

# Scarpata N

La scarpata N limita l'area di Matini nel settore orientale (Fig. 8.32), individuando una marcata scarpata ideale, con altezza pari a 70 m ed angolo al piede di 27° (Fig. 8.33).



Fig. 8.32 – Immagine Street View (Google Earth<sup>™</sup>) della scarpata N.



Fig. 8.33 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra N.

### FICARRA: RINELLA

Anche l'area di Rinella si presenta limitata verso Est da un unico sistema di linee di scarpata (Fig. 8.34). Questo si sviluppa direzione prevalente N-S ed è stato analizzato per mezzo di due differenti profili topografici di dettaglio. Il profilo O1 (Fig. 8.35), ad andamento NE-SO, individua una scarpata in pendenza di altezza pari a 70m, con angolo al piede di 34°. Analogamente, il profilo O2 (Fig. 8.36) ad andamento ESE-ONO, individua una scarpata in pendenza di altezza maggiore (H=150m), ma angolo al piede minore ( $\alpha$ =31°).



Fig. 8.34 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (Rinella).



Fig. 8.35 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ficarra O1.





### 8.4. Carta delle frequenze

La maggior parte dei punti di misura, ad esclusione dei punti 083020P54-HVSR82 e 083020P55-HVSR83, mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico in un ampio range di frequenza (0.7 - 9 Hz) cfr. Fig. 8.37.



Fig. 8.37 – Riduzione della carta delle frequenze delle aree urbanizzate del territorio di Ficarra (v. PDF in Cartella PLOT).

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

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

#### **10. BIBLIOGRAFIA**

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

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

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

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

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

## 11. ALLEGATI