

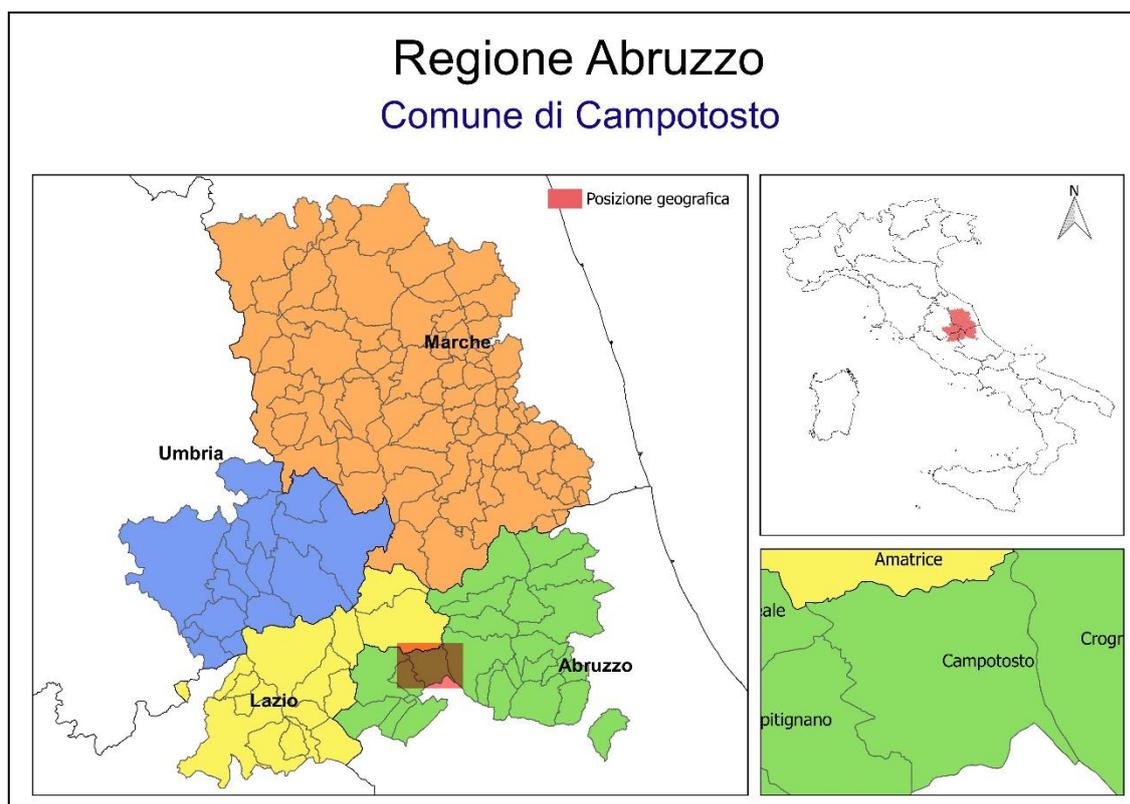


**COMMISSARIO STRAORDINARIO
RICOSTRUZIONE SISMA - 2016**

Microzonazione Sismica di Livello 3 del Comune di Campotosto (AQ) ai sensi
dell'Ordinanza del Commissario Straordinario n. 24 registrata
il 15 maggio 2017 al n. 1065

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa



Soggetto Realizzatore

Dott.^{ssa} Geol. Katia D'ONOFRIO

Dott. Geol. Silvio TATONI

Collaboratore

Dott.ssa Geol. Arianna Presciutti

Data

DICEMBRE 2017

CENTROMS
CENTRO PER LA
MICROZONAZIONE SISMICA
E LE SUE APPLICAZIONI

INDICE

1.	2
2. INTRODUZIONE	4
1.1 Finalità degli studi.....	4
1.2 Riferimenti normativi	4
1.2. Descrizione generale dell'area comunale	6
1.3. Definizione dei documenti di base utilizzati nello studio.....	7
1.4. Aree da sottoporre agli studi di MS.....	9
3. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	9
2.1. Sismicità storica dell'area di studio	9
2.2. Sismicità recente dell'area di studio.....	10
2.3. Pericolosità sismica di base	14
2.4 Mappa delle zone sismogenetiche	17
3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area	21
3.1. Inquadramento geologico	21
3.2. Assetto geomorfologico	22
3.3. Assetto stratigrafico	24
3.4. Elementi tettonici	25
3.5. Considerazioni finali sull'architettura stratigrafica e sull'assetto morfologico e strutturale.....	29
4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	29
4.1. Dati pregressi.....	30
4.2. Dati acquisiti ex-novo	32
4.2.1 Analisi e risultati delle prospezioni HVSR	32
4.2.2 Sondaggio	35
4.2.3 Prove speditive di resistenza sulle carote di terreni coesivi.....	37
4.2.4 Prove penetrometriche dinamiche SPT (Standard Penetration Test).....	37
4.2.5 Posa in opera di tubi per prospezioni sismiche DH	37
4.2.6 Prova Down-Hole.....	38
5. Modello del sottosuolo finalizzato alla MS	39
5.1. Unità geologico-tecniche: definizione e parametrizzazione	39
5.2. Sezioni geologico-tecniche	42

6. Interpretazioni e incertezze.....	44
7. Metodologie di elaborazione e risultati	45
7.1. Zone stabili suscettibili di amplificazione	45
7.1.1. Scelta dell'input sismico (fornito dal CentroMS).....	46
7.1.2. Simulazioni numeriche (fornito dal CentroMS per le simulazioni 2D)	46
7.1.3. Risultati.....	47
7.2. Zone instabili.....	51
7.2.1. Faglie attive e capaci (FAC).....	51
7.2.2. Liquefazioni (LQ).....	51
7.2.3. Instabilità di versante sismoindotte (FR).....	52
8. Elaborati cartografici	52
8.1. Carta delle indagini (CI)	52
8.2. Carta delle frequenze naturali dei terreni	53
8.3. Carta Geologico Tecnica per la MS (CGT_MS).....	53
8.4. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	54
8.5. Carte di Microzonazione Sismica (MS) di livello 3.....	56
9. Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	58
10. Bibliografia	61

1. INTRODUZIONE

Il presente elaborato costituisce la relazione illustrativa dello studio di microzonazione sismica di livello 3 del Comune di Campotosto (AQ), ex art. 1 del Decreto Legge n. 8 del 9 febbraio 2017, convertito con modificazioni dalla Legge 7 aprile 2017, n. 45.

1.1 Finalità degli studi

Lo studio di MS di livello 3 è finalizzato a quantificare la pericolosità sismica locale delle microzone, con particolare riferimento alle aree stabili, alle aree stabili suscettibili di amplificazione e alle aree instabili, e alla redazione delle Carte di microzonazione sismica di livello 3 alla scala 1:5.000. Lo studio di MS di livello 3 è stato realizzato mediante analisi di risposta sismica locale monodimensionale (1D) e bidimensionale (2D), effettuate su verticali e sezioni rappresentative delle microzone individuate nelle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS). Nelle Carte di microzonazione sismica di livello 3, ciascuna microzona omogenea sarà caratterizzata da:

- N. 3 fattori di amplificazione (FA), uno per ognuno degli intervalli di periodo (0.1-0.5 s; 0.4-0.8 s; 0.7-1.1 s);
- N. 7 accelerogrammi calcolati in superficie, uno per ogni spettro di input;
- N. 7 spettri di risposta elastici al 5% di smorzamento in superficie, uno per ogni spettro di input.

I valori di FA attribuiti alle varie microzone di una mappa definiscono una scala di pericolosità sismica locale. Tale studio si applica alla pianificazione del territorio e può fornire elementi di supporto alle valutazioni che il progettista responsabile degli interventi sui manufatti deve comunque fare sotto la sua esclusiva responsabilità, anche indipendentemente dai risultati della microzonazione di livello 3.

Come da disciplinare l'insieme delle attività finalizzate alla realizzazione dello studio di MS di livello 3 sono state eseguite dagli scriventi in coordinamento con il Centro per la Microzonazione Sismica (CentroMS) che ha svolto le funzioni di supporto, elaborazione e verifica dei risultati.

1.2 Riferimenti normativi

I servizi sono stati svolti in conformità alle disposizioni tecniche vigenti e dei seguenti riferimenti tecnici:

- D.G.R.A. n. 438 del 29 marzo 2005. Approvazione della Classificazione sismica regionale
- O.P.C.M. n. 3519 del 28 aprile 2006. Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone.

- EC8-1 – Design of Structures for earthquake resistance, part.1: General rules, seismic action and rules for building
- D.M. Infrastrutture e Trasporti del 14 gennaio 2008 – Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni.
- Circolare Esplicativa del Ministero delle Infrastrutture e Trasporti n. 617 del 02 febbraio 2009 alle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni
- D.L. n. 39 del 28 aprile 2009, convertito in Legge n. 77 del 24 giugno 2009 – Interventi urgenti di Protezione Civile in materia di prevenzione del rischio sismico.
- O.P.C.M. n. 3907 del 13 Novembre 2010 – Attuazione dell'articolo 11 del Decreto legge 28 aprile 2009 n. 39, convertito con modificazioni, dalla legge 24 giugno 2009, n. 77
- L. R. 11 agosto 2011, n. 28 - Norme per la riduzione del rischio sismico e modalità di vigilanza e controllo su opere e costruzioni in zone sismiche.
- Gruppo di lavoro MS, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd. Disponibili nel sito web del Dipartimento della Protezione Civile, area "Rischio Sismico".
- Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Ingegneria Sismica, Anno XXVIII – n.2 – 2011.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. a. Versione 4.0b. Roma, ottobre 2015. 122 pp.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015. Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2017. Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Liquefazione (LQ). Dipartimento della protezione civile, Roma. Versione 1.0.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015. Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da instabilità di versante sismoindotte (FR). Dipartimento della protezione civile, Roma. Versione 1.0.
- Regione Emilia Romagna, 2015. Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia- Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica. Allegato A3 - Procedure di riferimento per le analisi di terzo livello di approfondimento.
- Significato e contenuto degli studi di MS di livello 2 e 3.
- Software per l'archiviazione delle indagini per la MS (SoftMS versione 4.0).

- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2014. Linee guida per l'elaborazione della carta e delle sezioni geologico tecniche per la microzonazione sismica (CGT_MS). Dipartimento della protezione civile, Roma. Bozza, ver. 1.2 beta.

1.2. Descrizione generale dell'area comunale

Le aree oggetto dello studio di Microzonazione Sismica di 1° livello sono situate all'interno del territorio comunale di Campotosto (AQ), che ricade nel quadrante 139 I della Carta Topografica Regionale della Regione Abruzzo scala 1:25.000, all'interno del Bacino della Laga. A scala regionale il territorio comunale di Campotosto è situato nel settore sudoccidentale dell'articolato sistema montuoso dei monti della Laga, e a nord del gruppo del massiccio del Gran Sasso.

Avanzando da sud verso nord si incontra prima la piana tettonico alluvionale sulla quale sorge il centro abitato di L'Aquila, ad un'altitudine di circa 600-650 m s.l.m., poi una prima serie di rilievi carbonatici collinari con orientazione NW-SE con quote intorno ai 1000- 1200 m s.l.m.; verso nord l'elevazione dei rilievi aumenta, prima con una fascia caratterizzata da quote tra 1500 ed i 1600 m s.l.m. per poi culminare, in corrispondenza del fronte del Gran Sasso, con vette di 2300 - 3000 m s.l.m..

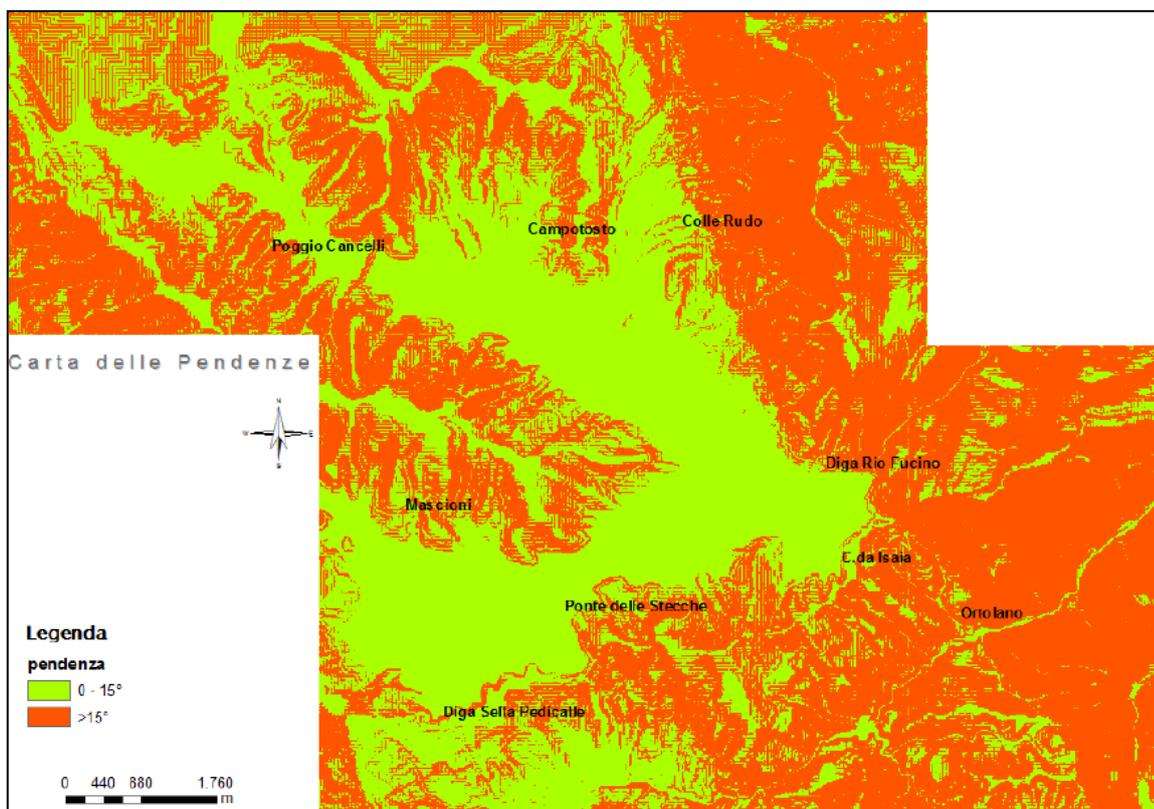


Figura 1

A settentrione dell'area in studio si estendono, con direzione NS, i M.^{ti} della Laga, con altezze notevoli ma inferiori a quelle del Gran Sasso. Il territorio del Comune di Campotosto presenta una morfologia molto articolata caratterizzata da tre classi di pendenza: la prima compete al versante ripido dei rilievi montuosi; la seconda alla fascia collinare e la terza alla parte pianeggiante dell'altopiano. La variazione altimetrica è compresa fra i 1016 m di Ortolano ai 1450 m di Mascioni.

1.3. Definizione dei documenti di base utilizzati nello studio

Per il presente lavoro sono state consultate le seguenti cartografie, archivi e articoli scientifici:

- Base Cartografica CTR 1:5.000 fornita dal servizio cartografico della Regione Abruzzo
- Carta Di Pericolosità del Piano per l'Assetto Idrologico (PAI) della Regione Abruzzo
- Carta Geologica Regione Abruzzo a scala 1:100.000 (Ghisetti, F. & Vezzani L., S.E.L.C.A., Firenze, 1998)
- Foglio geologico n°349 Gran Sasso (Progetto CARG)
- Andrea Tertulliani, Fabrizio Galadini, Fabio Mastino, Antonio Rossi & Maurizio Vecchi, *Studio macrosismico del terremoto del gran sasso (italia centrale) del 5 settembre 1950: implicazioni sismotettoniche* Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences 19(2), 2006 - 195 - 214
- Aquino, R. Nappi, R. Nave in collaborazione con B. Giaccio, P. Messina, A. Sposato, M. Saroli, G. Fubelli, *Rilievi geologici nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009*, Quaderni di geofisica, Anno 2009_Numero 7070
- Bachetti, C., Blumetti, A.M., Calderoni, G., & Ridolfi, M., 1990, *Attività neotettonica e paleosismica nel settore meridionale dei Monti della Laga*, Rendiconti della Società Geologica Italiana, 13, 9-16.
- Barchi, M., Galadini, F., Lavecchia, G., Messina, P., Michetti, A.M., Peruzza, L., Pizzi, A., Tondi, E., & Vittori, E. (eds.), 2000, *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*, Roma, CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 62 pp
- Blumetti e Guerrieri, Bacini intermontani, fault-generated mountain fronts e valutazioni di pericolosità sismica in appennino centrale, GNGTS - Atti del 23° Convegno Nazionale/07.07
- BONCIO P., LAVECCHIA G., MILANA G. & ROZZI B. (2004) - Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice - Campotosto area. *Annals of Geophysics*, 47, 1723-1742.
- Bruno Pace, *Sorgenti sismogenetiche in appennino centrale: definizione ed applicazione alle stime di pericolosità sismica*, Università degli studi di Camerino Dipartimento di

Scienze della Terra Dottorato di Ricerca in Tettonica e Geologia Strutturale XIV ciclo –
A.A. 2000- 2001

- Calamita, F., & Pizzi, A., 1994, *Recent and active extensional tectonics in the southern umbro-marchean Apennines (central Italy)*, Memorie della Società Geologica Italiana, 48, 541-548.
- Calamita, F., Centamore, E., Deiana, G., & Ridolfi, M., 1995, *Caratterizzazione geologico strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna (Appennino centrale)*, Studi Geologici Camerti, 1992/1, 17-25.
- Castelli, F. Galadini, P.Galli, D. Moline M. Stucchi, Caratteristiche sismogenetiche della sorgente della Laga e relazione con il terremoto del 1639, GNGTS – Atti del 21° Convegno Nazionale / 01.20
- Galadini, Meletti, Vittori, *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie Risultati del progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*
- Galadini, Messina, Sposato, *Tettonica quaternaria nell'Appennino centrale e caratterizzazione dell'attività di faglie nel Pleistocene superiore-Olocene*
- Lavecchia et al. 2006 - Studio della pericolosità sismica della regione Abruzzo.
- Fabrizio Galadini and Paolo Galli, *Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults*, ANNALS OF GEOPHYSICS, VOL. 46, N. 5, October 2003
- Milana and Barbara Rozzi, *Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area*, ANNALS OF GEOPHYSICS, VOL. 47, N. 6, December 2004
- PAOLO BONCIO, DEBORA PAOLA TINARI, GIUSY LAVECCHIA, FRANCESCO VISINI & GIULIANO MILANA - The instrumental seismicity of the Abruzzo Region in Central Italy (1981-2003): Seismotectonic Implications - Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 128, No. 2 (2009).
- Gruppo di Lavoro, 2004 - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003, *Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile*, INGV, Milano-Roma, 65 pp.
- Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 | CPTI15
- Database Macrosismico dei Terremoti Italiani 2015 | DBMI15
- Relazione di dettaglio: Rieti Mw 6.0 del 2016-08-24 01:36:32 UTC; versione del 2016-08-24 ore 04:26:02 UTC (INGV)
- Gruppo di Lavoro INGV sul Terremoto di Amatrice, 29 Agosto 2016 - Primo Rapporto di Sintesi Sul Terremoto di Amatrice ML 6.0 DEL 24 AGOSTO 2016 (ITALIA CENTRALE)
- Dati geologici, geotecnici e geofisici allegati alle richieste di contributo per la ricostruzione/riparazione degli immobili danneggiati sono stati messi a disposizione dall'Ente Attuatore e dalla Regione Abruzzo.

1.4. Aree da sottoporre agli studi di MS

Le aree da sottoporre agli studi di microzonazione sismica di 3° livello sono state individuate dal Centro MS sulla base delle aree attualmente urbanizzate e dei residenti effettivi, in corrispondenza dei principali centri abitati: **Campotosto capoluogo, Mascioni, Poggio Cancelli, Ortolano, C. da Isaia** le cui estensione sono riportate in tabella 1.

tipo_loc	denominazi	altitudine	popres	abitazioni	edifici	ettari
1	Campotosto	1420	244	375	452	12.54
1	Mascioni	1392	189	236	269	12.71
1	Ortolano	1022	42	45	38	2.39
2	Case Isaia	1334	15	6	4	0.62
1	Poggio Cancelli	1295	74	170	254	10.21

Tabella 1- Località MS3 scelte dal CentroMS

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

La pericolosità sismica di base dipende dalle caratteristiche sismologiche dell'area (tipo, dimensioni e profondità delle sorgenti sismiche, energia e frequenza dei terremoti) e calcola (generalmente in maniera probabilistica), per una certa regione e in un determinato periodo di tempo, i valori di parametri corrispondenti a prefissate probabilità di eccedenza. Tali parametri (velocità, accelerazione, intensità, ordinate spettrali) descrivono lo scuotimento prodotto dal terremoto in condizioni di suolo rigido e senza irregolarità morfologiche (terremoto di riferimento).

2.1. Sismicità storica dell'area di studio

Il territorio abruzzese è storicamente caratterizzato da una notevole attività sismica. Questa è concentrata prevalentemente nell'area appenninica (a W della dorsale del Gran Sasso e della Maiella) (fig. 6) (C.P.T.I., 1999). La massima intensità macrosismica osservata in Abruzzo è pari all'XI grado della scala Mercalli Cancani Sieberg (MCS) e più volte è stato raggiunto e superato il X grado, a partire dal forte terremoto del 1349.

Nel settembre del 1349 gli effetti cumulati di diverse scosse devastarono una vasta area dell'Italia centromeridionale; una delle tre principali aree epicentrali fu quella a sud dell'Aquila, dove l'intensità raggiunse il X grado della scala MCS. Il numero di vittime furono circa 800 m. Nel 1461, il territorio aquilano fu sede di un altro sisma per il quale si osservarono intensità massime del X grado MCS. Le distruzioni furono causate da due scosse di intensità quasi uguale, avvenute a circa due ore di distanza. Nel 1639 fu la zona a cavallo fra Abruzzo, Lazio ed Umbria ad essere colpita da un forte terremoto. Due forti scosse, la prima l'8 e la seconda il 15 ottobre del 1639, produssero danni fino al X grado MCS nei dintorni di Amatrice ed un danneggiamento più esteso dell'VIII grado in un'area di circa 180 kmq. Nel 1703, uno dei più gravi disastri sismici della storia italiana colpì la parte centrale della penisola, dalla latitudine di Camerino a quella di Roma. Nel gennaio, gli effetti di una prima scossa, con epicentro a Norcia (Umbria), si risentirono anche nell'Aquilano. Nel successivo febbraio, poco a nord dell'Aquila ci fu una seconda forte scossa. Le vittime del sisma ammontarono complessivamente ad alcune migliaia; le intensità massime raggiunte nella regione abruzzese furono del X grado MCS. Solo tre anni dopo, nel 1706, fu la parte meridionale del territorio abruzzese, insieme a parte del Molise, ad essere colpita da un terremoto con epicentro in corrispondenza della Montagna della Maiella. Le intensità massime furono del X-XI grado MCS, per un totale di circa 2400 vittime, di cui un migliaio nella sola città di Sulmona. Nel 1762, di nuovo la regione aquilana fu sede di un terremoto di un certo rilievo, con intensità massime del IX-X grado. Da questo momento in poi, nel territorio abruzzese non si verificarono terremoti di particolare intensità fino al 13 gennaio 1915, quando nella piana del Fucino si verificò il terremoto più distruttivo di cui si abbia memoria storica nel territorio abruzzese; esso raggiunse intensità massime pari all'XI grado MCS nelle località di Avezzano, Cappelle, Gioia dei Marsi e S. Benedetto dei Marsi. La disponibilità di dati strumentali ha permesso di osservare, per questo terremoto, una magnitudo $M_s = 7.0$. La scossa principale fu avvertita dalla Pianura padana alla Basilicata; il numero di vittime fu di circa 33.000; i centri più colpiti persero fino al 95 % degli abitanti. Quelli sopra citati sono i terremoti storici più forti a noi noti, ma sappiamo anche che in epoca storica avvennero numerosi altri terremoti con effetti rovinosi, cioè con intensità superiore o uguale all'VIII grado MCS.

2.2. Sismicità recente dell'area di studio

Il territorio comunale di Campotosto, nel suo passato è stato caratterizzato da molti e tragici eventi sismici e recentemente dallo sciame sismico culminato nel terremoto del Gennaio 2017. La crisi sismica del Centro Italia del 2016-2017, consiste in una serie di eventi sismici con epicentri nelle province di Rieti, Ascoli Piceno e Perugia, iniziati nel mese di agosto 2016. La scossa principale si è verificata il 24 agosto 2016 alle ore 3:36 (ora italiana), un terremoto di magnitudo momento (M_w) di $6,0 \pm 0,3$ ha colpito la zona dell'Appennino centrale.

L'epicentro è stato localizzato dalla Rete Sismica Nazionale dell'INGV, ad una profondità di 4 km, in provincia di Rieti (presso il comune di Accumoli).



Figura 2 - Localizzazione dell'epicentro dell'evento del 24 Agosto 2016

Durante la notte del 24 agosto sono state registrate numerose scosse nella zona norcina e in quella reatina, tra queste, varie superiori ai 4 gradi. Alle ore 4:33:29 un'altra scossa di 5,3 gradi è stata registrata presso Norcia in provincia di Perugia. Il sisma e le scosse di replica sono state avvertite in gran parte dell'Italia centrale, incluse Roma, Napoli, Firenze e Bologna. La zona dell'evento sismico si trova in un'area sismologica molto attiva dell'Italia che comprende anche L'Aquila, dove nel 2009 si verificò un terremoto che provocò più di 300 morti e circa 65.000 sfollati, e l'Umbria, che nel 1997 subì un altro terremoto particolarmente intenso.

Data	Ora locale (CEST)	Magnitudo momento	Profondità ipocentro	Epicentro		
				Comune	Latitudine	Longitudine
24 agosto 2016	03.36.32	6.0	4 km	Accumoli	42,70 N	13,24 E
24 agosto 2016	03.56.00	4.4	5 km	Amatrice	42,61 N	13,28 E
24 agosto 2016	04.33.29	5.3	9 km	Norcia	42,79 N	13,15 E
24 agosto 2016	04.59.35	4.1	9 km	Norcia	42,80 N	13,14 E
24 agosto 2016	05.08.10	4.0	15 km	Amatrice	42,61 N	13,27 E
24 agosto 2016	05.40.11	4.1	11 km	Amatrice	42,62 N	13,25 E
24 agosto 2016	06.06.50	4.4	8 km	Norcia	42,77 N	13,13 E
24 agosto 2016	13.50.30	4.7	8 km	Norcia	42,82 N	13,15 E
24 agosto 2016	19.46.09	4.4	10 km	Accumoli	42,66 N	13,22 E
25 agosto 2016	05.17.16	4.3	10 km	Arquata del Tronto	42,75 N	13,21 E
25 agosto 2016	14.36.05	4.4	10 km	Amatrice	42,60 N	13,29 E
26 agosto 2016	06.28.25	4.8	11 km	Amatrice	42,60 N	13,29 E
27 agosto 2016	04.50.59	4.0	8 km	Montemonaco	42,84 N	13,25 E
28 agosto 2016	17.55.35	4.2	9 km	Norcia	42,82 N	13,24 E

Figura 3

In figura 3 è riportata, la lista dettagliata delle scosse telluriche registrate dal 24 agosto 2016 al 28 agosto 2016, escludendo quelle di magnitudo inferiore a 4; le scosse più forti (di magnitudo maggiore o uguale a 5) sono evidenziate in blu.

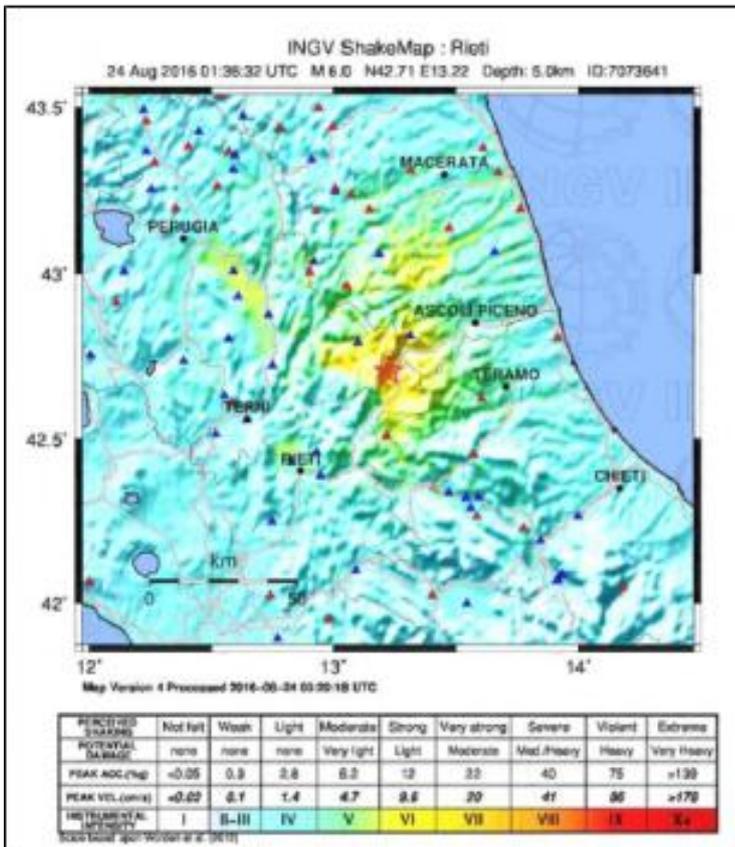


Figura 4- mappa di scuotimento del terremoto più forte

La zona interessata dagli aftershocks, che in prima approssimazione rappresenta l'estensione della faglia attivata, è pari a circa 25 km ed è allineata in senso NNO - SSE. Il meccanismo focale indica il movimento di una faglia di tipo estensionale con piani orientati NNW-SSE; l'attività sismica registrata è coerente con il quadro tettonico attuale dell'Appennino Centrale caratterizzato da un regime distensivo e da meccanismi focali normali. La zona colpita dalla sequenza sismica 2016-2017 rientra nella fascia ad altissima pericolosità che corre lungo l'asse della catena appenninica.

Tale area è stata interessata nel passato da forti scosse di terremoto. I principali terremoti storici sono avvenuti nel 1639 (Magnitudo 6.2), 1646 (Magnitudo 5.9) e nel 1703 (Magnitudo 6.9).

In figura 5 è riportata la sismicità storica ed i primi aftershocks nell'area interessata dall'evento del 24 agosto 2016. La grandezza ed il colore del quadrato indicano le diverse classi di magnitudo. Per gli eventi di magnitudo stimata ≥ 5 è indicato l'anno in cui è avvenuto il terremoto e la sua magnitudo. La stella bianca e nera è l'epicentro del terremoto avvenuto il 24 agosto 2016.

Il comune di Campotosto è stato interessato anche dal terremoto del 6 aprile 2009 che si è verificato nel comune dell'Aquila. A questo terremoto responsabile di ingenti danni ($I_0=IX$ MCS, Galli e Camassi, 2009), sono seguiti altri due eventi rispettivamente con $M_w=5.3$ (7 aprile) e $M_w=5.1$ (9 aprile). In particolare, la replica più forte è stata localizzata nella media valle del fiume Aterno, nota anche come Conca Aquilana, delimitata a W-SW dal massiccio dei M.ti D'Ocre e a N-NE dalla catena del Gran Sasso; mentre l'evento del 9 Aprile è stato localizzato nei pressi del Lago di Campotosto e cioè nel settore dei M.ti della Laga posto fra la parte più occidentale della catena del Gran Sasso e la dorsale di M. Gorzano. Fino ad oggi, la distribuzione in pianta delle repliche sottende un'area estesa oltre 50 km in direzione NW-SE ed ampia circa 10 km.

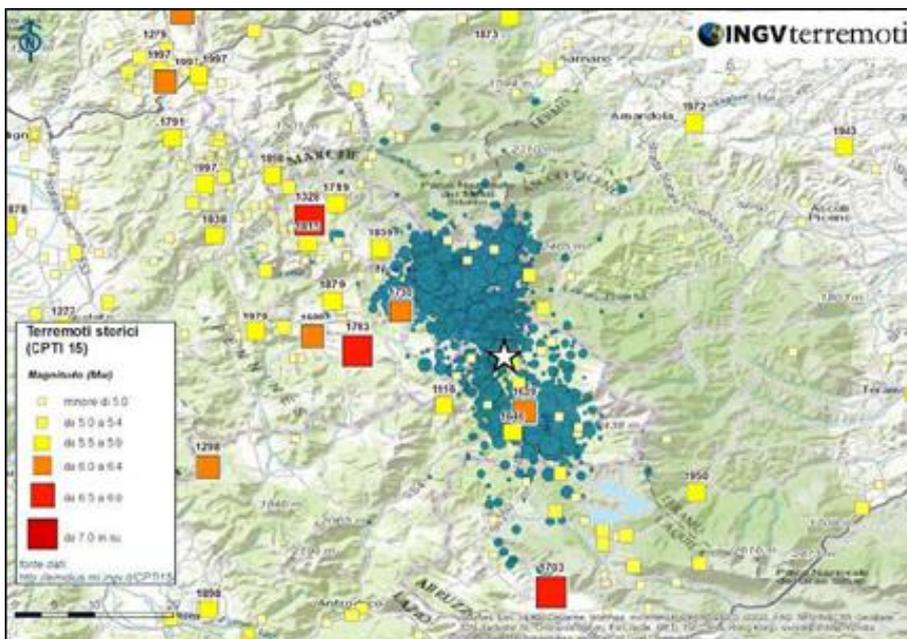


Figura 5 - Sismicità storica e primi aftershocks nell'area interessata dall'evento del 24 agosto 2016 (stella) delle ore 03:36 (italiane)

Tramite il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (CFTI), Istituto di Geofisica e Vulcanologia (INGV), indicando come area di riferimento Campotosto, sono stati identificati 33 eventi appartenenti alla storia sismica di Campotosto e delle aree limitrofe, dei quali:

- N.2 (1639, 1703) caratterizzati da $I=VIII$ grado MCS, $M_w=6.93$ e 6.72 rispettivamente, con origine nelle zone di Amatrice il primo e nell'Aquilano il secondo;
- N.2 (1915, 1950) caratterizzati da $I=VII-VIII$ grado MCS, rispettivamente con $M_w=7$ e $M_w=5.68$, con origine nell'area di Avezzano il primo e nell' area del Gran Sasso il secondo;
- N.1 (1951) caratterizzato da $I=VI-VII$ grado e $M_w=5.25$, con origine nella zona del Gran Sasso.
- N.1 (2009) caratterizzato da $I=VI$ grado e $M_w=6.29$, con origine nella zona dell'Aquilano.

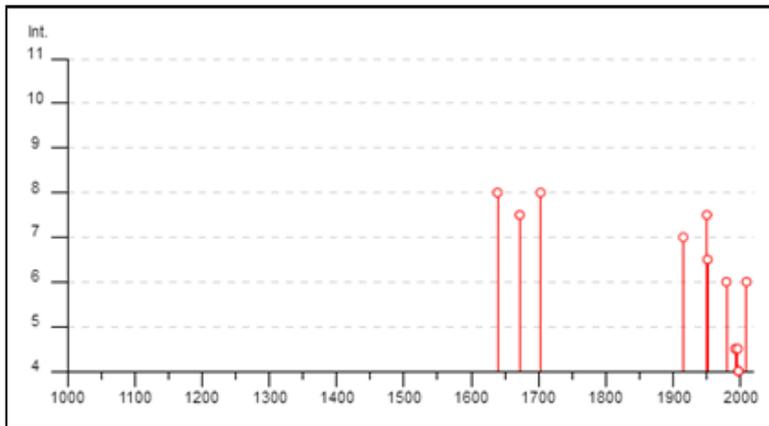


Figura 6 - Grafico illustrante la storia sismica del Comune di Campotosto dal 1000 al 2009. Sulle ascisse sono riportate le intensità sismiche (Is) dei terremoti rilevati, mentre sulle ordinate sono riportati i riferimenti temporali espresso in anni

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
8	1639	10	07				Monti della Laga	39	9-10	6.21
7-8	1672	06	08	17	30		Monti della Laga	10	7-8	5.33
8	1703	02	02	11	05		Aquilano	69	10	6.67
3	1893	08	02	00	59		Valnerina	84	5-6	4.55
7	1915	01	13	06	52	4	Marsica	1041	11	7.08
7-8	1950	09	05	04	08		Gran Sasso	386	8	5.69
6-7	1951	08	08	19	56		Gran Sasso	94	7	5.25
3	1958	06	24	06	07		Aquilano	222	7	5.04
NF	1960	03	14	04	44		Marsica	40	7	4.72
3	1960	03	16	01	52	4	Monti della Laga	81	5	4.44
6	1979	09	19	21	35	3	Valnerina	694	8-9	5.83
3	1986	10	13	05	10	0	Monti Sibillini	322	5-6	4.46
NF	1987	07	03	10	21	5	Costa Marchigiana	359	7	5.06
NF	1990	05	05	07	21	2	Potentino	1375		5.77
4-5	1992	08	25	02	25	4	Aquilano	63	5	4.11
NF	1993	06	05	19	16	1	Valle del Topino	326	6	4.72
2-3	1994	01	05	08	49	2	Monti della Laga	23	4-5	3.47
2-3	1994	06	02	16	41	2	Aquilano	60	4-5	3.99
2-3	1994	06	02	17	38	1	Aquilano	106	5	4.21
4-5	1996	10	20	19	06	5	Appennino laziale-abruzzese	100	5	4.36
4	1997	09	26	00	33	1	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8	5.66
4	1997	09	26	09	40	2	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9	5.97
3	1997	10	03	08	55	2	Appennino umbro-marchigiano	490		5.22
3	1997	10	06	23	24	5	Appennino umbro-marchigiano	437		5.47
4	1997	10	14	15	23	1	Valnerina	786		5.62
2-3	1997	11	09	19	07	3	Valnerina	180		4.87
3	1998	03	21	16	45	0	Appennino umbro-marchigiano	141		5.00
3	1998	04	05	15	52	2	Appennino umbro-marchigiano	395		4.78
3	1998	08	15	05	18	0	Reatino	233	5-6	4.42
2-3	1999	10	10	15	35	5	Alto Reatino	79	4-5	4.21
NF	2004	12	09	02	44	2	Teramano	213	5	4.09
NF	2005	12	15	13	28	3	Val Nerina	350	5	4.14
6	2009	04	06	01	32	4	Aquilano	316	9-10	6.29

Tabella 2 - Eventi sismici tratti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15
(fonte: <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>)

2.3. Pericolosità sismica di base

La pericolosità sismica consiste in una stima quantitativa dello scuotimento del terreno, in una determinata area, dovuto ad un evento sismico, ed è differenziabile in due differenti scale: quella di base e quella locale.

L'analisi di pericolosità sismica di base (macrozonazione) è stata effettuata dall'INGV per l'intero territorio nazionale realizzando un reticolo di riferimento avente lato di 0.05° (circa 5.5 km). Tale metodo considera la maglia elementare di riferimento come più preciso parametro per la classificazione sismica del territorio, in quanto tiene conto delle caratteristiche specifiche e consente di stimare meglio le accelerazioni di picco al suolo (ag), i fattori amplificativi degli spettri (Fo) ed i periodi Tc relativi a ciascun possibile sito, ossia i tre parametri da cui discende lo spettro di risposta usato nella determinazione delle azioni sismiche.

Nella mappa di pericolosità sismica della regione Abruzzo, espressa in termini di accelerazione del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti ai suoli rigidi (figura 7), il comune di Campotosto rientra in una zona ad altissima pericolosità sismica, con valori di accelerazione orizzontale compresi nell'intervallo 0.250-0.275g.

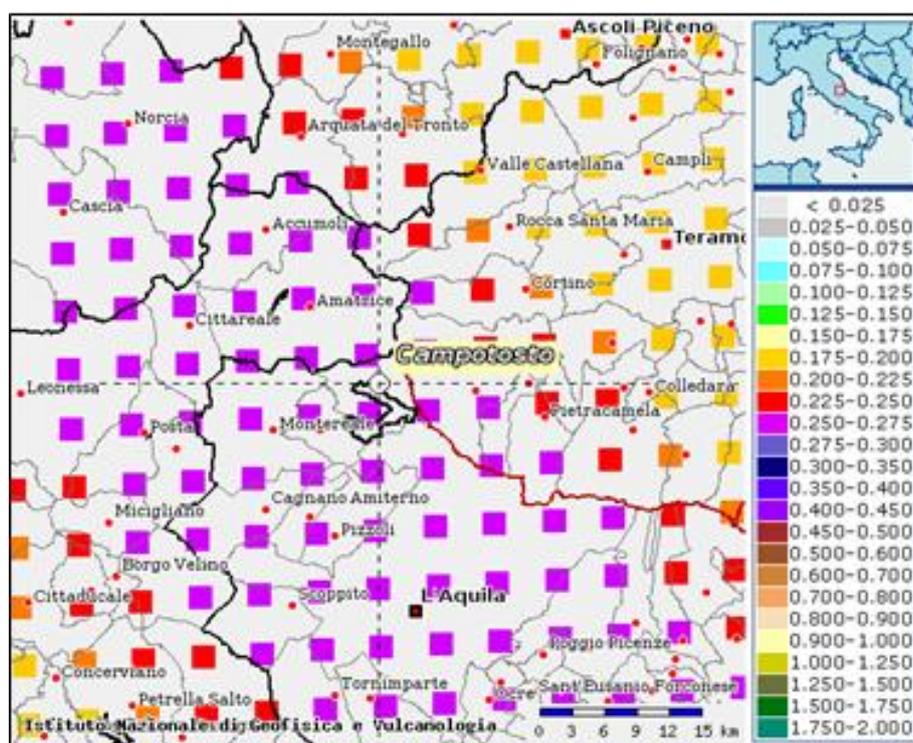


Figura 7 - Mappa interattiva di pericolosità sismica per la zona del Comune di Campotosto, i colori della leggenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

Ulteriori informazioni, disponibili sul sito dell'INGV, sono i valori di disaggregazione di a(g), si tratta di un grafico che individua magnitudo e distanza a cui determinate faglie potrebbero attivarsi rispetto al punto selezionato. Tali parametri consentono di prevedere approssimativamente il valore medio di magnitudo e il raggio di azione medio di un terremoto generato dal movimento delle faglie prossime alla zona del Comune di Campotosto.

Nella figura sottostante è riportata la tabella e il grafico correlato dell'area in questione, che mettono in evidenza come nell'area di Campotosto è possibile attendere eventi sismici di magnitudo superiore al quinto grado ($M_w \geq 5.5$).

Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 42.5349, lon: 13.3544, ID: 25639)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	6.000	17.200	17.400	14.500	10.200	6.160	2.500	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	0.014	0.640	2.360	4.240	5.240	5.060	2.920	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.000	0.000	0.018	0.403	1.110	1.540	1.210	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.166	0.427	0.443	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.078	0.125	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.024	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.710	7.820	0.968

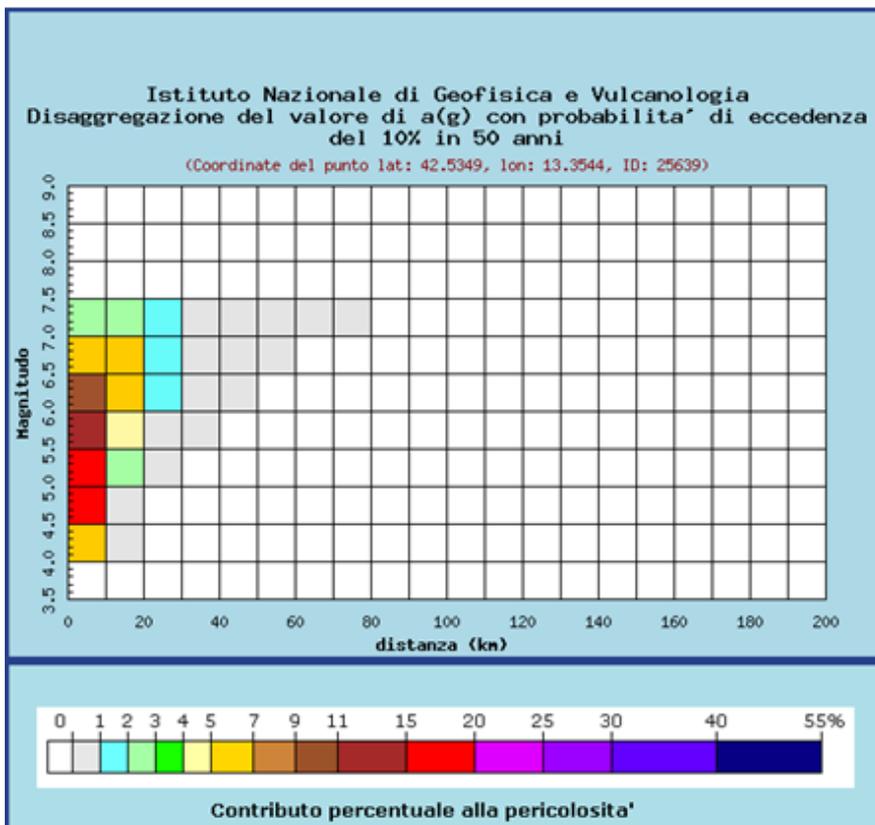


Figura 8 - Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni Fonte: <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>

2.4 Mappa delle zone sismogenetiche

Da numerosi studi geologici si evince che la sismicità dell'area appenninica abruzzese è prevalentemente legata a processi di distensione crostale, in particolare per tutta l'area a W del Gran Sasso - Morrone - Pizzalto - M. Arazzecca. Il campo deformativo Plio-Quaternario, tuttora attivo, è caratterizzato da un asse di massima estensione sub-orizzontale orientato in direzione SW-NE, come indicato sia da dati geologico-strutturali che da meccanismi focali di terremoti (*Lavecchia et al., 1994; Boncio & Lavecchia, 2000a cum bibl.*). Tali processi estensionali sono responsabili della formazione e del movimento, con associati terremoti, di faglie dirette e transtensive, osservabili in superficie, ben definibili in termini di lunghezza, giacitura e cinematica e spesso caratterizzate da evidenze di attività nel Pleistocene superiore - Olocene (ultimi 125.000 anni; si veda ad es. *Barchi et al., 2000*), talvolta con evidenze dirette di dislocazione co-sismica superficiale in occasione di forti terremoti (es. *Avezzano 1915*). Le faglie attive dell'area appenninica abruzzese sono organizzate in tre principali allineamenti (fault system regionali), che si sviluppano con direzione media NNW-SSE. Tali allineamenti alternano segmenti principali, a direzione NNW-SSE, a segmenti secondari a direzione NW-SE ed E-W. Nella figura 9 è riportata la carta, in scala 1:500.000, delle faglie attive della Regione Abruzzo e delle zone limitrofe.

L'analisi dei sistemi di faglie è frutto di un lavoro di integrazione tra i dati inediti di campagna e una revisione critica della letteratura consultata (*Barchi et al., 2000; Basili, 1999; Blumetti, 1995; Boncio, 1998; Boncio & Lavecchia, 2000a; Boncio & Lavecchia, 2000b; Boncio et al., 2004a; Boncio, et al., 2004b; Bosi, 1975; Calamita & Pizzi, 1994; Calamita et al., 2000a; Calamita et al., 2000b; Cavinato et al., 1989; Cavinato et al., 2002; Cello et al., 1997; Cinti et al., 2000; D'Addezio et al., 1996; D'Addezio et al., 2001; Galadini, 1999; Galadini & Giuliani, 1995; Galadini & Messina, 1993; Galadini et al., 1997; Galadini & Galli, 1999; Galadini & Galli, 2000; Galadini & Galli, 2001; Galadini et al., 1999; Galli et al., 2002; Giraudi & Frezzotti, 1995; Giuliani & Galadini, 1998; Lavecchia et al., 1994; ; Lavecchia et al., 2002; Machette, 2000; Marsili & Tozzi, 1991; Miccadei et al., 1998; Miccadei et al., 1992; Michetti et al., 1996; Pace B, 2001; Pace B et al., 2002a; Pace et al., 2002b; Piccardi et al., 1999; Pizzi & Scisciani, 2000; Vezzani & Ghisetti, 1998; Vittori et al., 1995*).

Con il termine di faglie attive sono state indicate le strutture che rispondono ad almeno uno dei seguenti requisiti:

- Evidenze di attività tardo-quadernaria (Pleistocene sup. - Olocene; i.e. ultimi 125.000 anni) da indagini geologiche e morfo-tettoniche;
- Evidenze di attività storica e preistorica da indagini paleosismologiche;
- Evidenze di attività da dati sismologici strumentali;
- Indizi di attività da dati sismologici storici.

Spostandosi da W verso E è possibile individuare 3 principali strutture sismogenetiche a differenti caratteristiche sismiche:

- ALLINEAMENTO INTERNO ("RIETI-SORA")
- ALLINEAMENTO INTERMEDIO ("NORCIA-AREMOGNA")
- ALLINEAMENTO ESTERNO ("M.TE VETTORE-GRAN SASSO")

Dalla visione della carta sopra citata (Figura 9) si evince che il territorio comunale di Campotosto ricade nell'allineamento strutturale esterno 2b-Campotosto, associato alla faglia attiva e capace di M. Gorzano - Campotosto (n° 2). La struttura di M. Gorzano - Campotosto ha una lunghezza di circa 28 km, presenta una direzione N150°-N160°, immerge verso WSW con un'inclinazione media in superficie di 50°-70° e mostra una cinematica distensiva, con movimenti prevalentemente dip slip. Il rigetto geologico verticale massimo, misurato all'altezza di Amatrice è di ca. 2300 m.

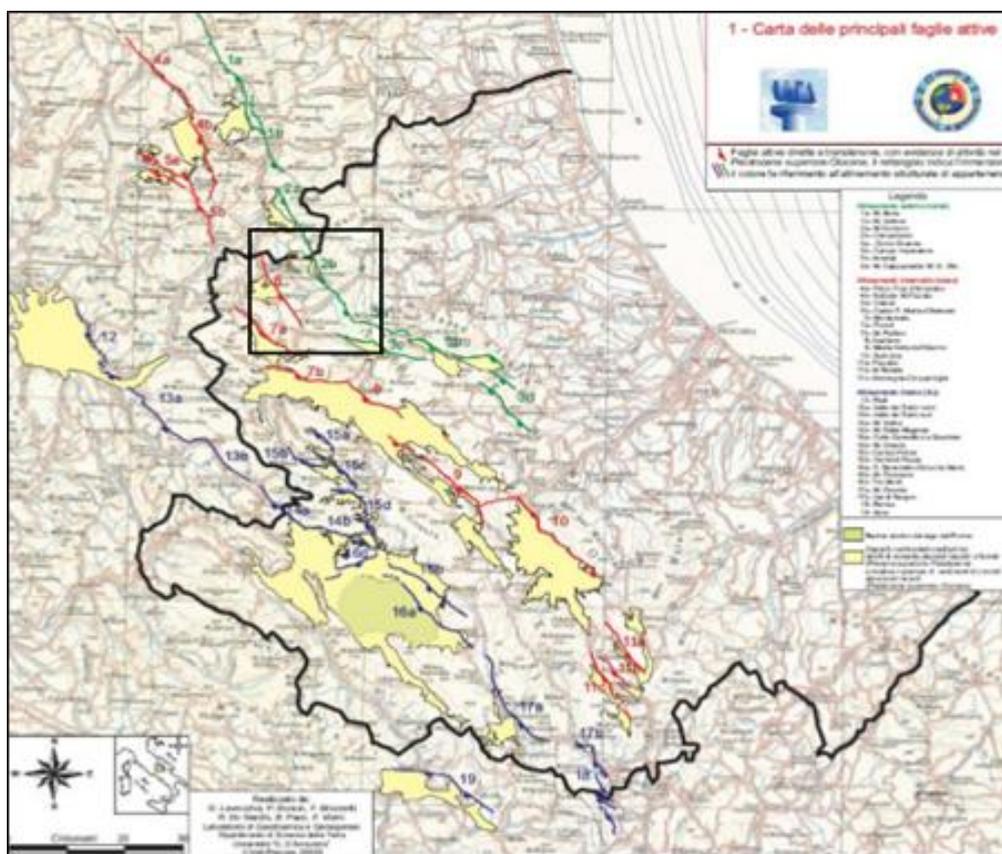


Figura 9 - Carta delle faglie attive e sismogenetiche (Lavoro realizzato nell'ambito della Convenzione fra Regione Abruzzo e Università "G. D'Annunzio" di Chieti dal titolo "Studio della Pericolosità sismica della Regione Abruzzo e ulteriori attività di supporto tecnico-scientifico da realizzare nell'ambito del Coordinamento delle Università abruzzesi per la ricerca applicata alla mitigazione del Rischio sismico)

Lo slip rate verticale medio, calcolato a partire dal Pleistocene medio, è di ca. 0.7 mm/a (Boncio et al., 2004b). Lo slip rate verticale tardo-quadernario, calcolato per gli ultimi 20.000-30.000 anni sulla base di dati morfotettonici e paleosismologici, nell'area di Campotosto è di 0.7-0.9 mm/a (Galadini e Galli, 2000). Il tempo di ricorrenza fra eventi successivi è stato stimato come non superiore a 7570 anni ed il tempo trascorso dall'ultimo evento non inferiore a 800 anni.

Riguardo al tempo trascorso dall'ultimo evento, è necessario precisare che le stime di 800 anni minimi di Galadini e Galli (2003) sono relative al massimo terremoto atteso, capace di produrre fagliazione in superficie. Secondo Boncio et al. (2004b), la faglia di M. Gorzano-Campotosto sarebbe stata attivata in occasione del terremoto storico del 1639, che tuttavia sarebbe relativo alla rottura solo di parte dell'intera struttura (circa la metà). L'evento del 1639 non sarebbe quindi il terremoto massimo atteso.

Per zone sismogenetiche si intendono porzioni della crosta o del mantello terrestre da cui possono originarsi i terremoti; mentre con la definizione di Strutture sismogenetiche si indicano le strutture geologiche attive a livello regionale da cui si originano i sismi più violenti. La natura e la distribuzione della sismicità e delle strutture attive indica che il campo di deformazione attiva in Appennino centrale è caratterizzato principalmente da estensione nella zona assiale della catena appenninica e da compressione nell'area frontale della catena, vicino alla costa adriatica (Lavecchia et al., 1994, 2002, 2003; Frepoli & Amato, 1997; Montone et al., 1999).

Da W verso E è quindi possibile identificare nella regione abruzzese 3 differenti Provincie Sismotettoniche, parallele alla catena appenninica; esse sono:

- A. Provincia Sismotettonica Appenninica;
- B. Provincia Sismotettonica Pede-appenninica;
- C. Provincia Sismotettonica Costiera.

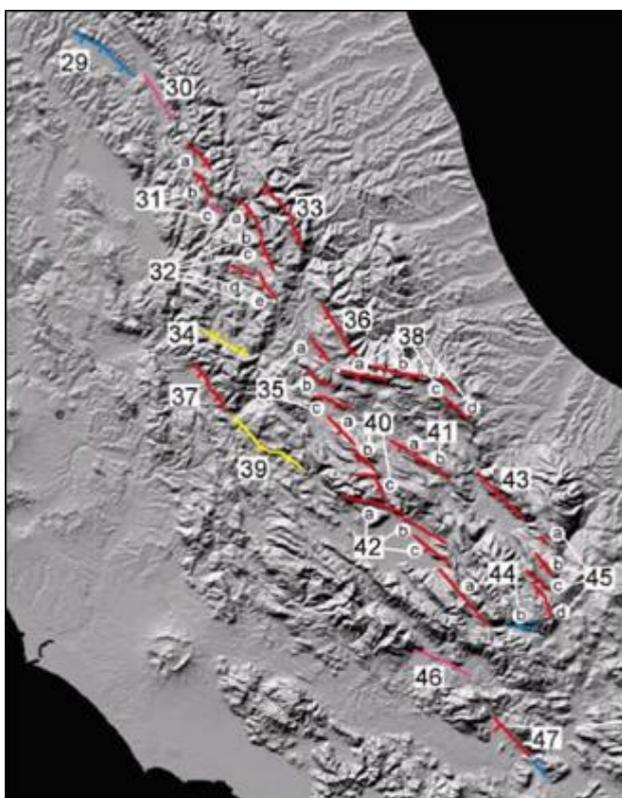


Figura 10 -Carta delle faglie attive dell'Appennino centrale (Risultati del progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili" F. Galadini¹, C. Meletti², E. Vittori; CNR, Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, Roma (e-mail: galad@irtr.rm.cnr.it); Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; ANPA (Agenzia Nazionale per la Protezione dell'Ambiente), Roma

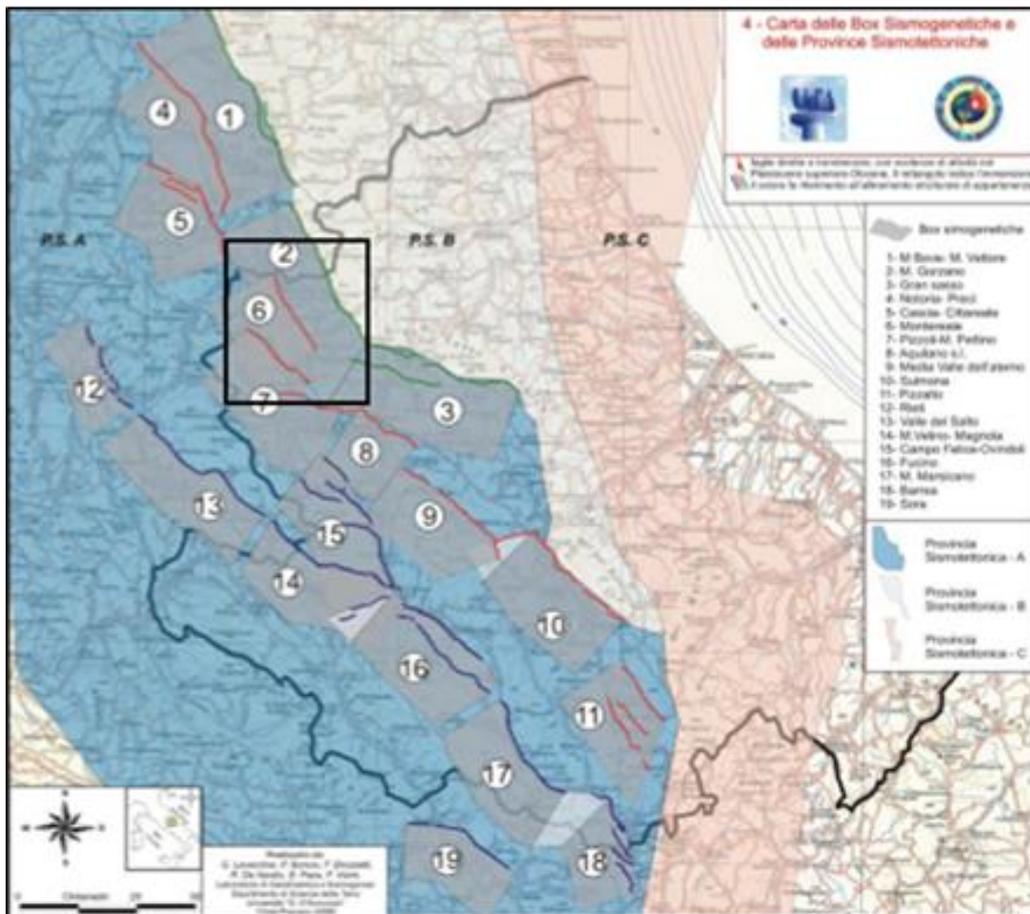


Figura 11 - Carta delle Box Sismogenetiche e delle Province Sismotettoniche (Lavoro realizzato nell'ambito della Convenzione fra Regione Abruzzo e Università "G. D'Annunzio" di Chieti dal titolo "Studio della Pericolosità sismica della Regione Abruzzo e ulteriori attività di supporto tecnico-scientifico da realizzare nell'ambito del Coordinamento delle Università abruzzesi per la ricerca applicata alla mitigazione del Rischio sismico)

L'area di Campotosto ricade nella Provincia Sismotettonica Appenninica (P.S.A), tale provincia è caratterizzata da tettonica di tipo distensiva, a direzione SW-NE, che ha originato sistemi di faglie normali, a cui viene riferita l'origine e la presente configurazione dei graben plio-quadernari. Lungo tali sistemi di faglie normali si dispone la maggior parte della sismicità storica e strumentale dell'Italia centrale. Il regime tettonico attivo estensionale è confermato da un gran numero di meccanismi focali di terremoti, da dati sulla cinematica di faglie ad attività quaternaria e dalle relative analisi del campo di stress (ad es. *Frepoli & Amato, 1997; Montone et al., 1999; Boncio & Lavecchia, 2000a, Boncio et al., 2004a*), da dati geodetici (Hunstad et al., 2003) così come da dati morfotettonici e paleosismologici (ad es. *Blumetti, 1995; D'Addezio et al., 2001; Galadini & Galli, 2000; Michetti et al., 1996; Pantosti et al., 1996*). Questa provincia è caratterizzata da terremoti relativamente frequenti e di moderata magnitudo ($4.0 < M \leq 6.0$), registrati strumentalmente negli ultimi 20 anni, insieme a forti terremoti storici (con un'intensità macrosismica fino all'XI grado della scala MCS, e magnitudo fino a 7.0) con lunghi intervalli di ricorrenza.

La distribuzione in profondità della sismicità risulta concentrata nella crosta superiore a profondità minori di 15 km (*Boncio et al., 2004a*), al cui interno è possibile individuare e delimitare le singole strutture sismogenetiche già descritte.

Il confine orientale di questa provincia rappresenta il limite della crosta chiaramente sottoposto ad un regime distensivo, sulla base dei dati geologici (di superficie e profondi), sismologici e geodetici disponibili.

L'analisi della pericolosità sismica con metodi deterministici è più appropriata per le regioni dove ogni faglia attiva dà luogo a terremoti di intensità sempre simili, per cui per ogni zona sismogenetica è possibile definire un "terremoto caratteristico". Pertanto, prendendo in considerazione la zona sorgente più prossima al comune di Campotosto (**Faglia Colfiorito – Campotosto; ITCS028**), si ha un terremoto caratteristico di magnitudo (Mw) di 6.5° (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>).

Code	ITCS028	
Name	Colfiorito-Campotosto	
Compiled By	Burrato, P., U. Fracassi and S. Mariano	
Latest Update	06/05/2010	
Parametric information		
	Parameter	Qual. Evidence
Min Depth (km)	2.5	LD Based on various geological, geodetic and seismological data.
Max Depth (km)	14	LD Based on various geological, geodetic and seismological data.
Strike (deg)	130 - 150	LD Based on various geological, geodetic and seismological data.
Dip (deg)	35 - 55	LD Based on various geological, geodetic and seismological data.
Rake (deg)	260 - 280	LD Based on various geological, geodetic and seismological data .
Slip Rate (mm/y)	0.1 - 1	EJ Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Max Magnitude (Mw)	6.5	OD Derived from maximum magnitude of associated individual source(s).
Q-keys:	LD = Literature Data; OD = Original Data; ER = Empirical Relationship; AR = Analytical Relationship; EJ = Expert Judgement	

3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area

3.1. Inquadramento geologico

La geologia dell'area di Campotosto è caratterizzata dall'affioramento di una successione terrigena torbiditica costituita da alternanze di arenarie, argilliti e marne (Formazione della Laga, Miocene sup.). Detta Formazione affiora sui rilievi che delimitano la depressione di Campotosto e costituisce il substrato litoide per tutte le unità successive. Al di sopra di questa, come depositi di colmamento delle depressioni tettoniche intramontane e delle incisioni fluviali, sono presenti sedimenti di ambiente continentale in facies fluviale, fluvio-lacustre o lacustre, con granulometria variabile dalle argille alle ghiaie.

Infine, alla base dei versanti sono presenti depositi detritici, derivanti dallo smantellamento in ambiente subaereo delle unità del substrato pre-Quaternario. I terreni più recenti presenti nell'area sono rappresentati da coltri colluviali, nonché dai sedimenti alluvionali del F. Aterno e dei suoi affluenti.

Dal punto di vista strutturale, l'area è caratterizzata da un sovrascorrimento di importanza regionale che porta alla sovrapposizione dell'unità del Gran Sasso sulle unità marchigiane del Flysch della Laga. A questa struttura si è sovrapposta la tettonica distensiva Plio-Pleistocenica, espressa da faglie normali ad alto angolo, responsabile della formazione delle depressioni citate e più in generale dell'andamento acclive dei versanti, sovente interpretabili come "versanti di faglia".

Il rilevamento geologico è stato preceduto da una ricerca bibliografica con riferimento particolare alla cartografia geologica ufficiale, che a tutt'oggi è costituita dalla *Carta Geologica dell'Abruzzo* (F. Ghisetti & L. Vezzani, 1998) alla scala 1:100.000, e dal *Foglio 349 "Gran Sasso d'Italia"* della *Carta Geologica d'Italia - progetto CARG*, alla scala 1:50.000 nella quale rientra una minima parte del territorio interessato.

Lo studio ha portato all'individuazione di litotipi prevalentemente di ambiente marino di tipo torbiditico, la cui deposizione è databile nel Messiniano. Al di sopra di questi si rilevano unità litologiche di ambiente continentale (Terreni di copertura), tra le quali trovano particolare diffusione i depositi alluvionali che colmano la piane di fondovalle e dei torrenti presenti nell'area. Sono costituiti da sabbie, limi ed argille variamente associati, in strati e lenti di vario spessore ed estensione, con livelli di ghiaie. Il loro spessore varia da pochi metri alla decina di metri. Il substrato geologico della zona studiata, è costituito dalle associazioni arenacea e arenacea pelitica della *Formazione della Laga*, caratterizzate da alternanze di arenarie e marne in livelli di varia potenza, depositatesi nel Messiniano.

In riferimento alla *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Progetto CARG - Foglio 349 Gran Sasso*, il substrato è stato rinominato *membro del Lago di Campotosto (LAG₄)* che è presente in affioramento con i soli membri denominati associazione arenacea (LAG_{4c}), associazione arenacea pelitica (LAG_{4d}) e associazione pelitica arenacea (LAG_{4e}). Gli spessori complessivi sono superiori al migliaio di metri.

3.2. Assetto geomorfologico

Dall'analisi della Carta Geomorfologica inserita nel Piano di Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo, dal progetto IFFI, dalla bibliografia specialistica, nonché dal rilevamento risulta che il territorio comunale di Campotosto è interessato da diffusi movimenti franosi, quali deformazioni superficiali lente e frane per scorrimento rotazionale e/o traslazionale, il cui stato di attività è prevalentemente quiescente e/o inattivo.

I movimenti franosi coinvolgono sia la coltre eluvio colluviale sia la porzione fratturata e alterata del bedrock geologico e sono classificati nel PAI come aree a pericolosità da moderata (P1) ad alta (P3).

Nel corso del rilevamento, eseguito nel mese di ottobre 2017, sono stati rilevati movimenti franosi nella frazione di Ortolano (figura 12 e 13). Tali dissesti di non grande entità, classificabili come frane da colamento, si sono verificate nella primavera 2016 e hanno coinvolto la coltre detritica superficiale e modeste porzioni superficiali del substrato alterato. Attualmente sono oggetto di lavori di sistemazione. Il loro innesco potrebbe essere riconducibile allo scioglimento dell'abbondante neve invernale. Le suddette frane insistono in un'area sicuramente soggetta a movimenti gravitativi di lungo corso come testimoniato dalle numerose opere di protezione della strada e delle costruzioni. Date le caratteristiche geologiche, morfologiche e tettoniche non è da escludere in caso di forti eventi sismici e/o meteorologici la riattivazione di fenomeni franosi attualmente allo stato quiescente come pure l'attivazione di altri movimenti gravitativi.



Figura 12



Figura 13

Sulla base del rilevamento e dell'analisi della cartografia scientifica risultano presenti nell'area di Campotosto, oltre ai movimenti franosi, altre forme di interesse ai fini del presente studio in grado di provocare fenomeni di amplificazione locale per effetti topografici, morfologici e litologici.

Tali forme, riportate nella carta geologico-tecnica allegata, sono: valli sepolte, conoidi alluvionali, falde di detrito, creste, pendii con inclinazione >15°, orli di scarpata morfologica (di origine naturale e antropica) di altezza 10-20 m.

Durante lo sciame sismico del gennaio 2017 la frazione di Ortolano è stata interessata da una valanga che è partita a monte dell'abitato a seguito di una caduta massi, causando una vittima all'interno dell'abitato stesso.

3.3. Assetto stratigrafico

Nel territorio in esame i termini litologici del substrato geologico sono rappresentati dalle unità marine sedimentarie dei depositi torbiditici silicoclastici pliocenico-messiniani della Formazione della Laga, intesa come sequenza alternata di strati a diversa competenza e composizione variabile dai termini argilloso-marnosi a quelli arenacei. Le unità continentali sedimentarie quaternarie, costituite da litofacies di ambiente diverso e tra loro eteropiche, poggiano sul substrato tramite contatto erosivo e deposizionale.

Di seguito vengono descritti i caratteri geologici delle varie litofacies osservate nelle aree in esame:

Unità Geologiche Marine

Formazione della Laga (ALS): Tale Formazione, deposta in ambiente marino da flussi di torbida, è costituita da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici (con contrasto di impedenza). Nel *Progetto CARG (Foglio 349 Gran Sasso)* la sigla corrispondente è LAG₄. Tale formazione è suddivisa in funzione del rapporto componente lapidea – componente pelitica in tre differenti associazioni:

- **Associazione arenacea:** alternanza di orizzonti arenacei in strati spessi e massivi ed orizzonti pelitici di esiguo spessore. Visibile in affioramenti ubicati lungo SS n°577, nel centro abitato di Mascioni e di Poggio Cancelli
- **Associazione arenaceo pelitica:** alternanza regolare di orizzonti arenacei in strati spessi e molto spessi ed orizzonti pelitici di medio spessore. Visibile in affioramenti ubicati lungo SS n°577, in località Collerudo, Ponte delle Stecche, nei centri abitati di Ortolano e Mascioni
- **Associazione pelitico arenacea:** alternanza regolare di orizzonti pelitico e pelitico marnosi in strati spessi e molto spessi ed orizzonti arenacei in strati medi. Visibile in affioramenti ubicato su Diga Sella Pedicalle e C.da Isaia.

Unità Geologiche continentali

Depositi di conoide (GM): Costituiti da limi sabbiosi e limi argillosi con frazione clastica più o meno abbondante e a luoghi prevalente.

Coltri eluvio-colluviali (SW): La loro genesi è legata a processi di degradazione del substrato litoide ed in particolare delle unità marnoso-arenacee; essi sono diffusi in tutto il territorio di Campotosto, in particolare alla base dei versanti. Sono costituite da accumuli di sabbie limose, limi ed argille variamente associate che ammantano i rilievi con spessori generalmente crescenti muovendosi da monte verso valle. Gli spessori complessivi raramente sono superiori alla decina di metri.

Depositi detritici di versante (GM): sono i depositi più recenti dell'area considerata e formano estese coltri lungo i versanti, ricoprendo le unità più antiche. Sono costituiti da limi sabbiosi e limi argillosi con frazione clastica più o meno abbondante e a luoghi prevalente. Nei primi metri è prevalente la frazione incoerente, mentre con la profondità aumenta gradualmente la componente argillosa. Lo spessore presunto è di circa 5-10 m. Dal punto di vista geomorfologico, i detriti di versante spesso sono interessati da fenomeni franosi di vario tipo, in funzione della granulometria prevalente e dell'energia di rilievo.

Depositi alluvionali e fluvio-glaciali (SM, SW): Colmano la piane di fondovalle e dei torrenti presenti nell'area. Presentano una caratteristica variazione litologica e tessiturale in senso laterale: infatti, passando dalle zone prossimali a quelle distali si passa da depositi grossolani a materiali più fini. Lo spessore di tale unità è variabile tra pochi metri fino a circa 40 m ed è legata principalmente alla paleomorfologia pleistocenica ed alla potenza degli eventi deposizionali.

3.4. Elementi tettonici

L'assetto tettonico attuale dell'Appennino Centrale è controllato da una serie di faglie normali che ha determinato una morfologia tipo "basin-and-range", ovvero caratterizzata da bacini tettonici separati da catene montuose (Serva et al., 2002). La riattivazione di queste faglie determina frequenti terremoti crostali poco profondi (5 - 10 km) di energia medio-alta (max $M = 7$), con tempi di ritorno tipicamente compresi tra le centinaia e le migliaia di anni).

Maggior interesse rivestono, per gli scopi dello studio, gli indizi e le prove che testimoniano la presenza di segmenti tettonici con attività recente ed attuale, utili all'identificazione e mappatura delle faglie attive e capaci. Dall'esame della bibliografia scientifica è risultato che il bacino intramontano di Campotosto è interessato dalla presenza di una faglia attiva e capace ad andamento appenninico, la **Faglia di M. Gorzano – Campotosto** conosciuta anche come **Faglia dei Monti della Laga**.

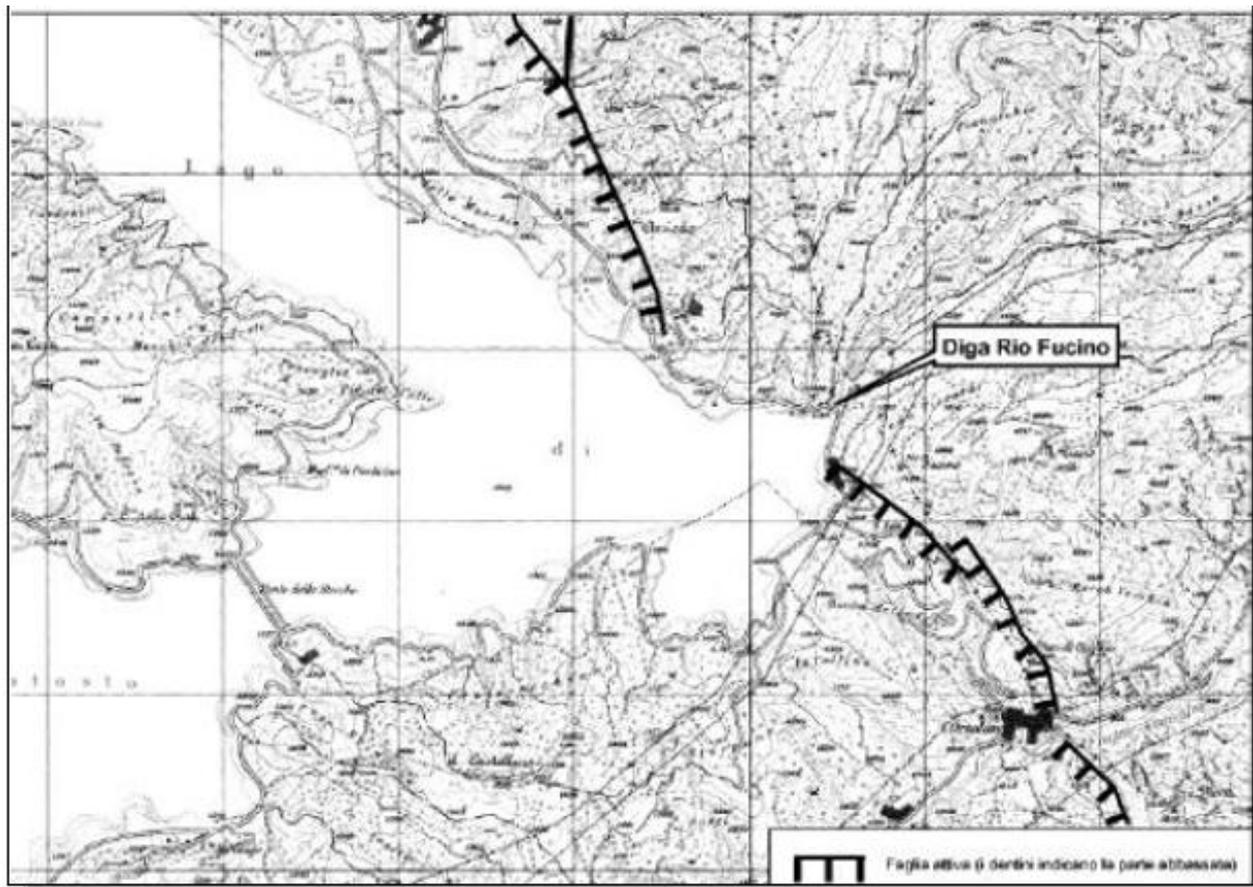


Figura 14 - Posizione della Faglia dei Monti della Laga

La Faglia dei Monti della Laga è una faglia normale (la cui attività recente è già stata ipotizzata nei lavori di Calamita e Pizzi, 1992 e Cello et al., 1997), lunga 30 km, con direzione NW-SE e immergente verso WSW con un'inclinazione media in superficie di 50-70°, mostra una cinematica distensiva, con movimenti prevalentemente dip slip, ed un rigetto geologico verticale massimo, misurato all'altezza di Amatrice, di ca. 2300 m. Tale faglia è responsabile della formazione di due depressioni intermontane associate all'attività della faglia stessa: il bacino di Amatrice, nel settore settentrionale, ed il bacino di Campotosto, nel settore centro-meridionale. Le evidenze di attività quaternaria sono presenti per tutta l'estensione della struttura e consistono in scarpate di faglia e faccette triangolari più giovani del Pleistocene inferiore ben conservate sia nel substrato roccioso miocenico che nei depositi continentali quaternari. Numerose evidenze di attività tardo-quaternaria sono documentate nel settore centro-meridionale della struttura, come ad esempio dislocazioni e tilting di depositi palustri datati 39700 ± 3000 anni BP (Bachetti et al., 1990).

Inoltre, dislocazioni di depositi terrazzati olocenici datati al 6550-6380 a.C. sono documentate attraverso trincee paleosismologiche sempre nel settore centro-meridionale, nei pressi di Campotosto (Galadini e Galli, 2000, 2003). Lo slip rate verticale medio, calcolato a partire dal Pleistocene medio, è di ca. 0.7 mm/a (Boncio et al., 2004b).

Lo slip rate verticale tardo-quadernario, calcolato da Galadini e Galli (2000) per gli ultimi 20000-30000 anni sulla base di dati morfotettonici e paleosismologici nell'area di Campotosto è di 0.7-0.9 mm/a.

Il rilievo è costituito interamente da rocce argilloso - arenacee della formazione della Laga ed il versante, nonostante la litologia non "conservativa", è caratterizzato dalla presenza di una scarpata di faglia lungo la quale è esposto (nel settore più meridionale) il contatto tra il substrato e i depositi detritico-colluviali deformati

Per quanto concerne l'attività quadernaria, le porzioni corrispondenti ai bacini di Amatrice e di Campotosto sembrano essere state caratterizzate da una differente storia tettonica. Il primo di tali bacini, la cui evoluzione nel Pleistocene inferiore è testimoniata dalla deposizione di sedimenti lacustri ed alluvionali (*Cacciuni et al., 1995*), è connesso all'attività della struttura bordiera durante il Quadernario inferiore. I depositi pleistocenici più antichi sono dislocati e basculati (*Cacciuni et al., 1995*), mentre il top della successione del Pleistocene inferiore è interessato da una dislocazione verticale di soli 20-30 m. Ciò suggerisce che l'attività della faglia in questo settore sia terminata durante il Pleistocene o sia caratterizzata da ratei di movimento estremamente ridotti.

La porzione della faglia della Laga nell'area di Campotosto borda un bacino nel quale sono stati osservati depositi alluvionali non più antichi del Pleistocene superiore, sui quali sono sovrapposti estesi terrazzi di erosione. La mancanza di depositi riferibili al Quadernario antico sta ad indicare che questa porzione del bacino si è formata ed evoluta in tempi successivi al bacino di Amatrice, come pure la dislocazione dei depositi e delle forme del Pleistocene superiore-Olocene all'interno delle valli secondarie che intersecano la faglia.

Dati sulle dislocazioni recenti, elaborati da Galadini e Galli (in stampa), permettono di valutare un rateo minimo di movimento verticale pari a 0.30-0.36 mm/a. I dati disponibili, pertanto, evidenziano che sensibili dislocazioni di superficie interessano la faglia della Laga nel settore meridionale durante il Pleistocene superiore-Olocene e non nel settore corrispondente al bacino di Amatrice. Evidenze di attività nel periodo sopra indicato riguardano perciò una porzione di lunghezza pari a circa 20 km della faglia.

Le osservazioni sismologiche preliminari del terremoto del 24 agosto 2016 (distribuzione delle repliche e meccanismi focali delle scosse principali e le osservazioni geodetiche) sono coerenti con le conoscenze geologiche e con la mappa delle faglie attive (Figura 15).

La figura 15 mostra la carta geologica dell'area epicentrale e le maggiori faglie attive in affioramento. La linea tratteggiata rappresenta il sovrascorrimento inattivo dei monti Sibillini (linea Olevano-Antrodoco) che separa le unità terziarie flyschoidi, caratterizzate da velocità sismiche minori rispetto alle serie carbonatiche mesozoiche, poste a NW.

Questo contrasto litologico è sicuramente significativo per i primi 3-4 km e considerata la superficialità dell'ipocentro può aver condizionato la diversa propagazione delle onde. Anche le osservazioni geologiche sono coerenti con l'interpretazione della rottura di una faglia orientata in direzione appenninica e immergente verso SW.

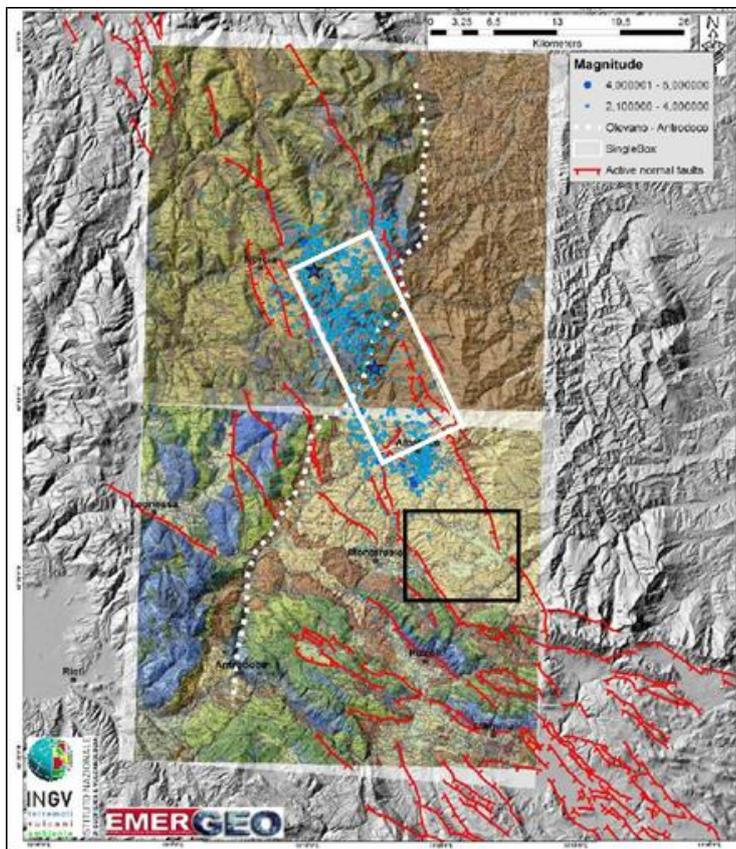


Figura 15 - Carta Geologica dell'area epicentrale. In puntinato azzurro la sismicità al 27 agosto 2016, la stella indica l'epicentro dell'evento principale. La linea tratteggiata rappresenta il sovrascorrimento inattivo dei monti Sibillini che separa le unità terziarie flyshoidi a velocità sismiche minori rispetto alle serie carbonatiche mesozoiche a NW. Il rettangolo in bianco indica la proiezione in superficie del piano di faglia preliminare. Il rettangolo nero indica il comune di Campotosto.

Le osservazioni preliminari raccolte (osservazioni sismologiche, geodetiche e geologiche) nell'area interessata dalla sequenza sismica di Amatrice e lo stato delle conoscenze scientifiche sui processi sismogenetici permettono di elaborare un primo quadro interpretativo. La struttura sismogenetica è orientata in direzione NNW-SSE (direzione appenninica) e si estende per circa 25-30 km tra i comuni di Norcia e Amatrice per una larghezza di circa 10-12 km ed una profondità di 10-12 km. Questo volume sismogenetico è caratterizzato dalla presenza di diversi segmenti di faglia di una certa complessità strutturale. La scossa principale del 24 agosto 2016, ML 6.0, ha verosimilmente rotto un segmento di faglia orientato NNW-SSE e immergente verso SW. La rottura cosismica ha avuto inizio nei pressi della città di Accumoli e sembra essersi propagata bilateralmente verso SSE in direzione di Amatrice e verso NNW in direzione di Norcia. Il massimo della deformazione cosismica è ubicato nei pressi di Accumoli. Non è ancora chiaro se esiste continuità tra le due parti di faglia che hanno generato la scossa principale di ML 6.0, vale a dire se sia rotto un unico segmento di faglia, oppure se la rottura cosismica abbia interessato due segmenti differenti separati dalla discontinuità strutturale dell'Olevano-Antrodoto.

La sismicità del volume sismogenetico nel settore NW (quello compreso tra Accumoli e Norcia) è molto dispersa e suggerisce l'attivazione di diversi segmenti di faglia a seguito della scossa principale del 24 agosto. In particolare, l'andamento delle repliche mostra l'attivazione del segmento di faglia del Monte Vettore e di diverse strutture antitetiche immergenti verso NE. Le repliche di magnitudo maggiore sono concentrate ai margini del volume sismogenetico, sia a NW sia a SE.

In particolare, la sismicità nella zona di Amatrice mostra l'attivazione del sistema di faglie dei Monti della Laga, già attivato durante la sequenza dell'Aquila del 2009. (*Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice (2016). Primo rapporto di sintesi sul Terremoto di Amatrice Ml 6.0 del 24 agosto 2016 (Italia Centrale), doi: 10.5281/zenodo.61121*).

3.5. Considerazioni finali sull'architettura stratigrafica e sull'assetto morfologico e strutturale

I nuclei abitativi di Campotosto e Mascioni sono localizzati su di una dorsale subpianeggiante allungata in direzione NNW-SSE, pertanto sono interessati da fenomeni di amplificazione topografica che richiedono stime dell'amplificazione sismica con analisi bidimensionali.

L'abitato di Poggio Cancelli è collocato all'interno di una zona di fondovalle con presenza di depositi alluvionali e fluvio-glaciali granulari e coesivi pertanto è interessata da fenomeni di amplificazioni litologiche e geometriche, quindi si rende necessario ricorrere a stime dell'amplificazione sismica con analisi bidimensionali

La frazione di Ortolano è posta nella parte bassa di un pendio con inclinazione maggiore di 30°, pertanto non risente dell'influenza topografica e quindi la valutazione degli effetti litologici con la procedura semplificata (1D) può risultare sufficiente.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

Per caratterizzare i terreni sono state acquisite le indagini disponibili presso il Comune di Campotosto e la Regione Abruzzo, eseguite sia prima del terremoto, da enti pubblici e da privati, sia successivamente al sisma per la Ricostruzione. Durante l'attività di microzonazione sismica sono state appositamente eseguite n. 6 registrazioni di microtremiti in campo libero a stazione singola (HVSR) e un sondaggio a carotaggio continuo spinto fino alla profondità di 36 m successivamente attrezzato per la prova Down-Hole. Le ubicazioni delle suddette indagini sono state concordate con il tavolo tecnico del Centro MS.

4.1. Dati pregressi

Nella seguente tabella sono riportati i sondaggi geognostici a carotaggio continuo (S), le prove penetrometriche (DPSH), prospezioni MASW, prospezioni HVSR, sismica a rifrazione (SR) e prospezioni DOWN-HOLE (DH) effettuate nell'area di interesse.

Tipo ind.	Codice Indagine	Tipo ind.	Codice Indagine	Tipo ind.	Codice Indagine
MASW	066016L1-L1	S	066016P3-P3	HVSR	066016P24-P24
MASW	066016L2-L2	S	066016P4-P4	HVSR	066016P25-P25
MASW+SR	066016L3-L3	S	066016P5-P5	HVSR	066016P26-P26
MASW	066016L4-L4	DH	066016P5DH29	HVSR	066016P27-P27
SR	066016L5-L5	S	066016P6-P6	HVSR	066016P28-P28
MASW	066016L6-L6	S	066016P7-P7	HVSR	066016P29-P29
MASW	066016L7-L7	S	066016P8-P8	HVSR	066016P30-P30
MASW	066016L8-L8	DH	066016P8DH41	HVSR	066016P31-P31
SR	066016L9-L9	S	066016P9-P9	HVSR	066016P32-P32
MASW	066016L10-L10	DH	066016P9DH47	HVSR	066016P33-P33
MASW	066016L11-L11	S	066016P10-P10	HVSR	066016P34-P34
MASW	066016L12-L12	DH	066016P10DH56	HVSR	066016P35-P35
MASW	066016L13-L13	S	066016P11-P11	HVSR	066016P36-P36
SR	066016L14-L14	S	066016P12-P12	HVSR	066016P37-37
MASW	066016L15-L15	S	066016P13-P13	HVSR	066016P38-P38
MASW	066016L16-L16	S	066016P14-P14	HVSR	066016P39-P39
MASW	066016L17-L17	DH	066016P14DH79	HVSR	066016P40-P40
MASW	066016L18-L18	DPSH	066016P15-P15	HVSR	066016P41-P41
MASW	066016L19-L19	DPSH	066016P16-P16	HVSR	066016P42-P42
SR	066016L20-L20	DPSH	066016P17-P17	HVSR	066016P43-P43
MASW	066016L21-L21	DPSH	066016P18-18	HVSR	066016P44-P44
MASW	066016L22-L22	DPSH	066016P19-P19	HVSR	066016P45-P45
MASW	066016L23-L23	DPSH	066016P20-P20	HVSR	066016P46-P46
S	066016P1-P1	HVSR	066016P21-P21	HVSR	066016P47-P47
DH	066016P1DH15	HVSR	066016P22-P22	HVSR	066016P48-P48
S	066016P2-P2	HVSR	066016P23-P23		

Tabella 3 - Indagini geognostiche e prospezioni sismiche MS 1°Livello

Tipo ind.	Codice Indagine	Tipo ind.	Codice Indagine	Tipo ind.	Codice Indagine
MASW	066016L24-L24	MASW	066016L50-L50	MASW	066016L41-L41
SR	066016L25-L25	MASW	066016L51-L51	SR	066016L42-L42
MASW	066016L26-L26	SR	066016L52-L52	SR	066016L42-L43

SR	066016L27-L27	HVSR	066016P22-P22	MASW	066016L44-L44
MASW	066016L28-L28	HVSR	066016P51-P51	MASW	066016L45-L45
MASW	066016L29-L29	HVSR	066016P54-P54	MASW	066016L46-L46
MASW	066016L30-L30	HVSR	066016P58-P58	MASW	066016L47-L47
MASW	066016L31-L31	S	066016P60-P60	MASW	066016L48-L48
MASW	066016L32-L32	HVSR	066016P61-P61	MASW	066016L49-L49
MASW	066016L33-L33	HVSR	066016P71-P71	MASW	066016L41-L41
SR	066016L34-L34	HVSR	066016P75-P75	SR	066016L42-L42
MASW	066016L35-L35	HVSR	066016P80-P80	SR	066016L42-L43
SR	066016L36-L36	HVSR	066016P81-P81	HVSR	066016P114-P114
SR	066016L38-L38	HVSR	066016P96-P96	HVSR	066016P117-P117
MASW	066016L39-L39	HVSR	066016P99-P99	HVSR	066016P119-P119
MASW	066016L40-L40	HVSR	066016P100-P100	MASW	066016L44-L44
MASW	066016L41-L41	DPSH	066016P108-P108	HVSR	066016P112-P112
SR	066016L42-L42	HVSR	066016P81-P81	MASW	066016L48-L48
SR	066016L42-L43	HVSR	066016P110-P110	MASW	066016L49-L49
MASW	066016L46-L46	MASW	066016L47-L47	MASW	066016L45-L45
MASW	066016L44-L44				

Tabella 4 - Indagini geognostiche e prospezioni sismiche reperite

I sondaggi geognostici reperiti sono relativi al centro abitato di Campotosto capoluogo e alla frazione di Poggio Cancelli; in particolare essi sono stati effettuati per i vari lavori di ristrutturazione post sisma 2009. La maggior parte di essi risultano utili per la ricostruzione dell'andamento del substrato geologico e per la determinazione dello spessore delle alluvioni.

Le prove penetrometriche statiche (DPSH) hanno permesso un'accurata ricostruzione dello spessore delle coperture e della fascia di alterazione del substrato e risultano tutte correlabili con il rilevamento effettuato. Le prospezioni HVSR reperite forniscono utili informazioni circa i vari picchi di amplificazione sismica a determinate frequenze, probabilmente correlabili anche a fattori topografici (effetto cresta). La gran parte delle curve H/V mostrano dei chiari picchi di H/V, in accordo a quanto stabilito dal progetto SESAME.

Dal confronto stratigrafia-Vs si evince che nel centro storico di Campotosto il substrato geologico costituito dalle arenarie flyshoidi non coincide con il substrato sismico, almeno nella sua parte alta, che presenta al top e per uno spessore non definibile, Vs inferiori a 800 m/s.

Dall'analisi delle indagini esistenti si evince dunque che, nel territorio comunale di Campotosto, il substrato sismico non è affiorante, ovvero la formazione flyshoide è caratterizzata da una porzione superficiale alterata e fratturata le cui Vs sono inferiori ad 800 m/s. Con l'aumento della profondità i valori di Vs aumentano gradualmente fino a superare il valore di 800 m/s.

4.2. Dati acquisiti ex-novo

Allo scopo di coprire tutto il territorio oggetto di perimetrazione per la MS 3° livello, nella riunione del 3 agosto scorso con il centro MS, è stato deciso di implementare le indagini pregresse con n. 11 nuove indagini, tenendo conto sia degli aspetti geologici che delle problematiche urbanistiche e ricostruttive del Comune.

Sulla base della suddetta riunione in accordo con il referente dell'unità territoriale si è concluso che:

1. le aree di Contrada Isaia e la porzione orientale di Ortolano, essendo interessate da deformazioni dovute a faglie attive e capaci, non sono oggetto di indagini integrative.
2. Per l'ubicazione del sondaggio attrezzato a DOWN-HOLE è stata scelta la zona di Poggio Cancelli, al fine di approfondire le criticità connesse con la fascia liquefacibile identificata nello Studio MS di 1° livello, prevedendo il prelievo di un campione su cui effettuare analisi granulometrica e limiti.

Nella tabella 5 sono riportate le indagini di nuova esecuzione.

Tipo ind.	Codice Indagine	Tipo ind.	Codice Indagine
S	066016P50-P50	HVSR	066016P104-P50
DH	066016P50DH184	HVSR	066016P50-P104
HVSR	066016P56-P59	HVSR	066016P50-P50
HVSR	066016P57-P57	HVSR	066016P105-P105
HVSR	066016P85-P85	HVSR	066016P115-P115
HVSR	066016P86-P86	HVSR	066016P116-P116
HVSR	066016P87-P87		

Tabella 5

4.2.1 Analisi e risultati delle prospezioni HVSR

La tecnica HVSR permette in primo luogo di valutare la frequenza di vibrazione naturale di un sito. Le ipotesi alla base della tecnica sono: una concentrazione del contenuto in frequenza localizzato maggiormente in quelle basse (tipicamente al di sotto dei 20 Hz); assenza di sorgenti periodiche e/o con contenuto in alte frequenze; le sorgenti di rumore sono uniformemente distribuite intorno alla stazione di registrazione.

La registrazione del rumore ambientale è stata effettuata lungo tre direzioni ortogonali tra loro (x,y,z) con una stazione singola. Le registrazioni sono stata effettuate, secondo le indicazioni del progetto SESAME, per una durata di 30-40 minuti.

Le tre tracce registrate sono state suddivise in finestre temporali di durata prefissata (windowing) pari ai 20 secondi, detta Long Period, come prescritto nel progetto SESAME. Si ottiene così un insieme di finestre "long", che sono sincronizzate fra le tracce.

Queste finestre vengono filtrate in base a dei criteri che permettono di individuare l'eventuale presenza di transienti (disturbi temporanei con grandi contributi nelle frequenze alte) o di fenomeni di saturazione.

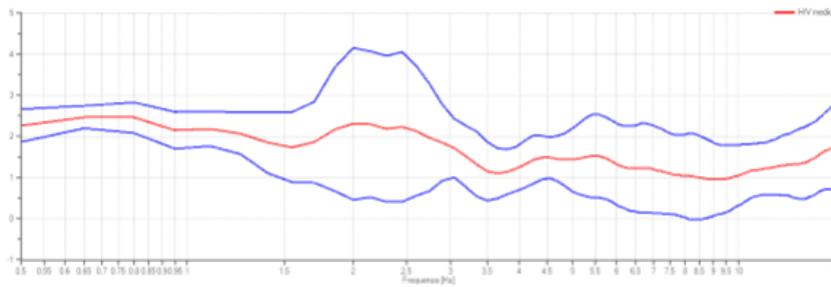
Per ciascuna delle finestre rimanenti, quindi ritenute valide, viene valutato lo spettro di Fourier. Quest'ultimo viene sottoposto a tapering e/o lisciamento secondo una delle varie tecniche note in letteratura e ritenute all'uopo idonee. Successivamente si prendono in considerazione gli spettri delle finestre relative alle tracce orizzontali in coppia. Ovvero, ogni spettro di una finestra per esempio della direzione X, ha il suo corrispettivo per le finestre nella direzione Y, vale a dire che sono relative a finestre temporali sincrone.

Per ognuna di queste coppie viene eseguita una somma tra le componenti in frequenza secondo un determinato criterio che può essere, ad esempio, una semplice media aritmetica o una somma euclidea. Per ciascuna coppia di cui sopra, esiste lo spettro nella direzione verticale Z, ovvero relativo alla finestra temporale sincrona a quelle della coppia. Ogni componente in frequenza di questo spettro viene usato come denominatore nel rapporto con quello della suddetta coppia. Questo permette quindi di ottenere il ricercato rapporto spettrale H/V per tutti gli intervalli temporali in cui viene suddivisa la registrazione durante l'operazione di windowing.

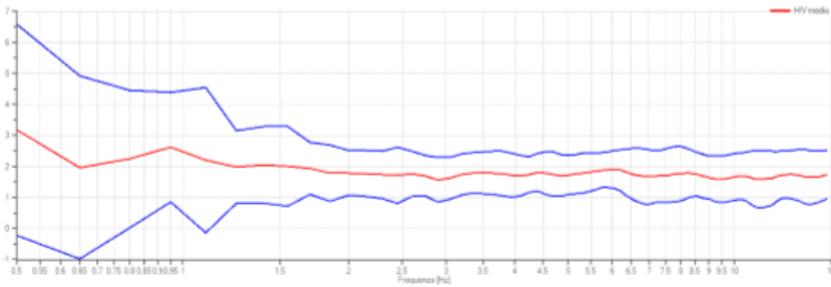
Eseguendo per ciascuna frequenza di tali rapporti spettrali una media sulle varie finestre, si ottiene il rapporto spettrale H/V medio, la cui frequenza di picco (frequenza in cui è localizzato il massimo valore assunto dal rapporto medio stesso) rappresenta la deducibile stima della frequenza naturale di vibrazione del sito. L'ulteriore ipotesi che questo rapporto spettrale possa ritenersi una buona approssimazione dell'ellitticità del modo fondamentale della propagazione delle onde di Rayleigh, permette di confrontare questi due al fine di ottenere una stima del profilo stratigrafico. Tale procedura, detta di inversione, consente di definire il profilo sostanzialmente in termini di spessore e velocità delle onde di taglio.

Per la qualità delle misure HVSR si è fatto riferimento al capitolo 3.1.5 di "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica", al SESAME Project (2004), ad Albarello D. et al. 2010 e ad Albarello D. & Castellaro S. (2011).

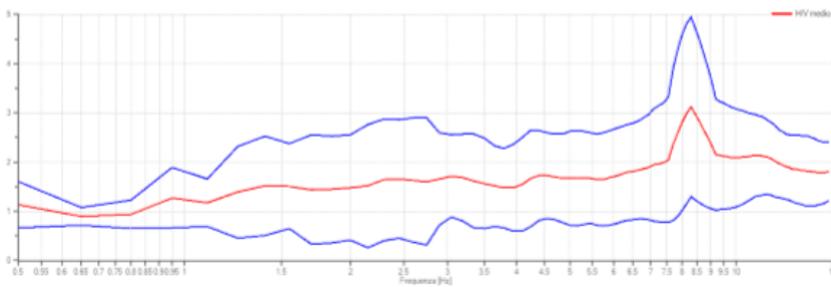
I risultati delle analisi HVSR hanno permesso di stimare la frequenza fondamentale di vibrazione (F_0), l'ampiezza del picco HVSR (A_0), ed hanno aiutato a definire le Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) e a validare il modello di sottosuolo, attraverso il confronto tra picchi H/V e le risultanze delle altre indagini disponibili.



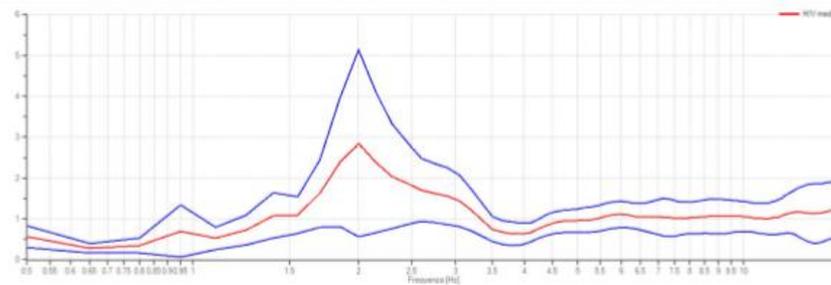
INDAGINE 066016P56-P56



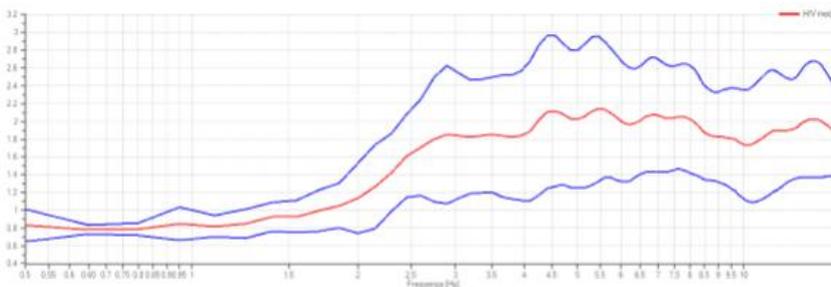
INDAGINE 066016P85-P85



INDAGINE 066016P57-P57



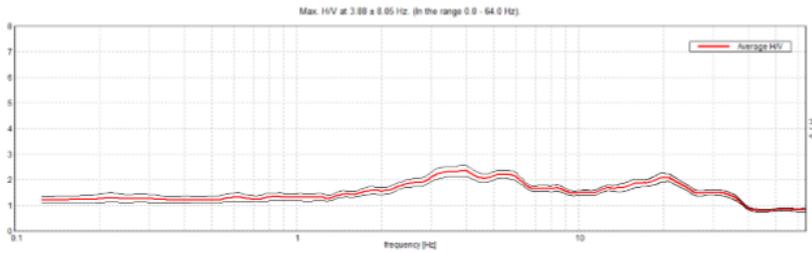
INDAGINE 066016P105 -P105



INDAGINE 066016P115 -P115

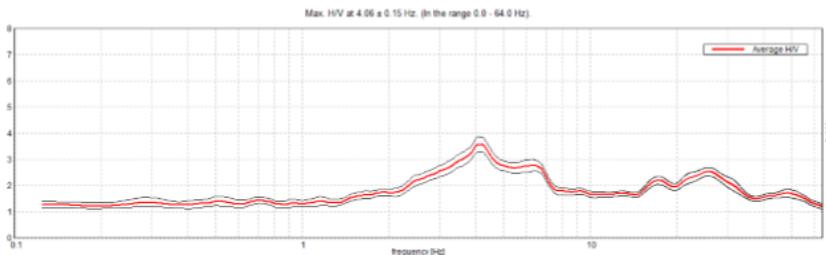


RAPPORTO SPETTRALE ORIZZONTALE SU VERTICALE



INDAGINE 066016P86 -P86

RAPPORTO SPETTRALE ORIZZONTALE SU VERTICALE



INDAGINE 066016P87-P87

4.2.2 Sondaggio

Il sondaggio, eseguito nella frazione di Poggio Cancelli, ha avuto lo scopo principale di determinare lo spessore dei depositi alluvionali presenti all'interno della vallecchia e di intercettare il substrato. Le modalità operative della perforazione, eseguita dalla ditta GEO L'AQUILA s.r.l., sono state conformi alle "Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche" A.G.I., 1977.

La terebrazione spinta fino alla profondità di 36 m dal p.c. ha intercettato i seguenti litotipi:

- Materiale di riporto dello spessore di circa 1.5 m
- Limo sabbioso di colore marrone avana, spessore 1.9 m
- Limo argilloso di colore grigio verdastro con intercalazioni a varie profondità di livelli limoso sabbiosi e ghiaioso sabbiosi, spessore 25.3 m
- Sabbia limosa con clasti di arenarie, spessore 2.6 m
- Sabbia limosa di colore grigio, spessore 1.7 m
- Argilla marnosa, spessore 1.5 m





Nel corso della perforazione è stata intercettata una falda alla profondità di circa 2 m dal p.c., durante la perforazione è stato sistematicamente rilevato il livello della falda nel foro.

GIORNO	ORA	LIVELLO (m)	ORA	LIVELLO (m)
11/9/2017	12.30	2	16	1.5
12/9/2017	8.00	2.10	15.30	1.8

Tabella 6- misurazione della falda

4.2.3 Prove speditive di resistenza sulle carote di terreni coesivi

Sui terreni limoso argillosi sono state eseguite, sulle carote appena estratta, anche le prove di resistenza con il penetrometro e scissometro tascabile. I risultati sono stati annotati in un'apposita colonna del rapporto stratigrafico.

4.2.4 Prove penetrometriche dinamiche SPT (Standard Penetration Test)

La prova consiste nella infissione a percussione, secondo una procedura standardizzata, di un campionatore a pareti grosse di dimensioni standard (campionatore Raymond) nel fondo di un foro di sondaggio ad una profondità prestabilita con registrazione del numero di colpi necessari alla penetrazione del campionatore di una quantità prefissata (N_{SPT}). Il numero dei colpi (N_{SPT}) necessari all'avanzamento della punta in tratti successivi di 15 cm sono riportati, per ciascuna prova, nella tabella sottostante.

PROF. DI PROVA (m)	N₁	N₂	N₃
	Colpi/15 cm	Colpi/15 cm	Colpi/15 cm
3.50	3	3	4
6	4	6	6
9	5	6	9
12	7	10	10
15	5	9	13

4.2.5 Posa in opera di tubi per prospezioni sismiche DH

Il sondaggio è stato attrezzato per eseguire la prova sismica in foro di tipo Down-Hole secondo le seguenti modalità:

- Lavaggio accurato con acqua del foro di sondaggio;
- Montaggio del tappo di fondo sul primo spezzone di tubo (quello più profondo) e fissaggio dell'estremità inferiore della cannetta per l'iniezione della miscela cementizia;
- Inserimento dei tubi nel foro (il tubo è stato riempito di acqua per contrastare la spinta idrostatica della falda e favorirne l'affondamento) fissando nel contempo la cannetta di iniezione;
- Cementazione del tubo in PVC, eseguita a bassa pressione (pressione di iniezione massima 200 kPa) attraverso la cannetta di iniezione o attraverso la valvola di fondo, osservando la risalita fino a piano campagna della miscela cementizia all'esterno del tubo;
- Estrazione per fasi successive del rivestimento di perforazione provvisorio;
- Rabbocco della miscela cementizia per mantenere il livello costante a piano campagna.
- Installazione a testa foro di un chiusino di protezione in acciaio.

La miscela di cementazione usata è costituita da acqua, cemento e bentonite, accuratamente mescolati nelle seguenti proporzioni: 100 litri di acqua 30 kg di cemento 5 kg di bentonite.

4.2.6 Prova Down-Hole

Nel sondaggio è stata eseguita un'indagine sismica in foro tipo DOWN-HOLE, in onde P e SH, il cui risultato è illustrato nella figura seguente.

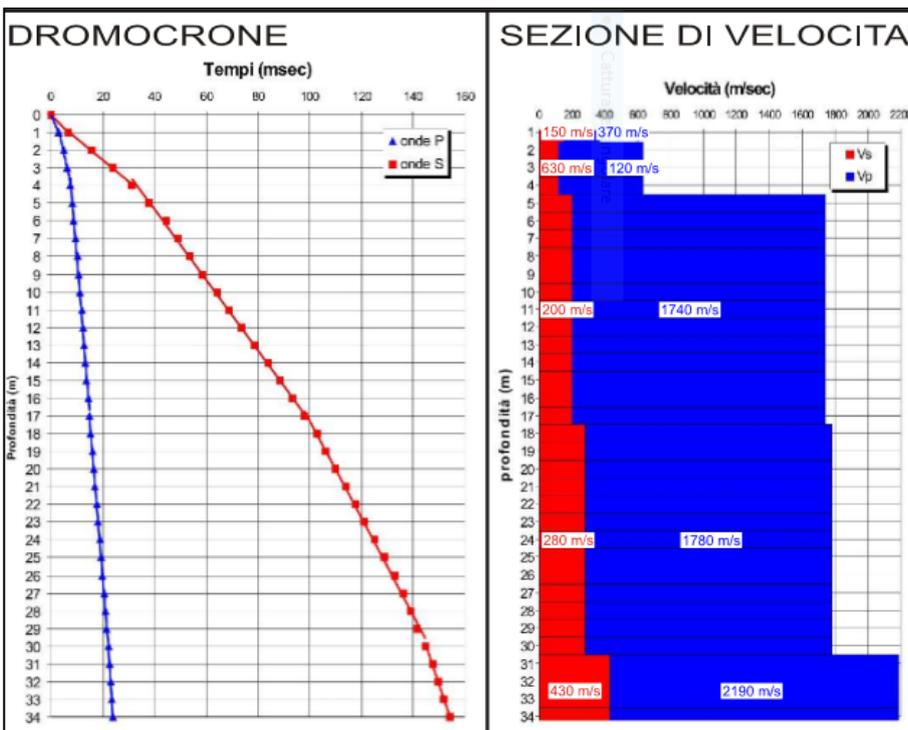


Figura 16

Dall'analisi delle dromocrone e delle velocità, sia in onde P che in onde SH, si evince una netta distinzione tra i depositi di copertura superficiali, quelli sottostanti costituiti dai depositi fluvio alluvionali e i depositi flyschoidi basali caratterizzati dai valori maggiori di velocità.

5. Modello del sottosuolo finalizzato alla MS

Per la ricostruzione del modello di sottosuolo, ci si è avvalsi delle informazioni stratigrafiche, e non, acquisite dalle indagini principalmente di tipo geognostico, realizzate sul territorio comunale di Campotosto e riepilogate nell'allegata Carta delle Indagini redatta per ciascuna area urbanizzata e/o urbanizzabile. Le diverse unità litologiche che, in generale, rappresentano i litotipi di base dell'intero territorio comunale, fanno riferimento in prevalenza ai vari membri di cui si compone la *Formazione della Laga* (Miocene sup. - Pleistocene inf.) affiancate e/o sovrapposte da unità litotecniche colluviali, alluvionali e di versante. L'estensione del territorio comunale fa sì che le diverse aree urbanizzate e/o urbanizzabili oggetto dello studio di MZS siano rappresentate da diverse unità litologiche, variabili sia in senso areale che in profondità.

5.1. Unità geologico-tecniche: definizione e parametrizzazione

La Formazione della Laga costituisce il Substrato Lento dell'area e, a profondità superiori, anche il substrato sismico dell'area; l'unità è sempre ricoperta da uno strato di alterazione e fratturazione (SFALS) con spessore variabile tra circa 5 e 18 m, le cui velocità sono sempre inferiori a 800 m/s (cfr. indagini MASW, DH). Pertanto, al fine di meglio rappresentare l'assetto litostratigrafico locale sono stati definiti dei modelli di sottosuolo successivamente utilizzati nella modellazione della risposta sismica locale (1D e 2D).

Il substrato roccioso appartiene all'associazione arenacea e arenaceo pelitica del *membro di Campotosto* (Lag4) della Formazione della Laga (ALS). La porzione superiore del substrato si presenta nei primi metri alterata e fratturata (SFALS). In contatto erosivo e deposizionale poggiano sul substrato le unità continentali sedimentarie quaternarie: depositi eluvio colluviali (SW), depositi alluvionali e fluvio-glaciali (SM) e depositi detritici (GM) costituite da litofacies di ambiente diverso e tra loro eteropiche.

Tali modelli sono definiti per ciascuna area urbanizzata ricadente nel perimetro del 3° livello nel modo seguente:

ORTOLANO

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Depositi Eluvio Colluviali	SM	8	17	350	0.49	ROLLINS MEDIO 98
Flysch alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010
Flysch fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Flysch alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Alluvioni	SW	9	18	300	0.49	ROLLINS ET AL.,1998
Flysch alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Falda Detritica	GM	6	18	300	0.48	ROLLINS MEDIO 98 (depositi in frana)
Depositi Eluvio Colluviali	SM	8	17	350	0.49	ROLLINS MEDIO 98 (depositi in frana)
Flysch Alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch Fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

CAMPOTOSTO

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Flysch Alterato	SFALS	7	17	220	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch Fratturato	ALS	10	19	550	0.42	LINEARE 2%
Flysch Fratturato	ALS	10	20	750	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	22	1000	0.40	LINEARE 0.5%

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Flysch Alterato	SFALS	15	23	420	0.46	MODONI E GAZZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch Fratturato	ALS	10	23	650	0.42	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	25	1000	0.40	LINEARE 1%

POGGIO CANCELLI

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Conoide Alluvionale	CA	5	20	300	0.48	Seed & Idriss Upper
Depositi alluvionali	SM	35	19	200	0.49	Rollins et al 1998 Medio
Flysch Alterato	SFALS	20	23	600	0.46	Modoni e Gazzellone 2010
Flysch Fratturato	ALS	20	24	1000	0.40	Lineare D=0.5%
Bedrock	ALS	-	25	1000	0.40	

MASCIONI

Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Falda Detritica	GM	6	18	300	0.48	ROLLINS MEDIO 98 (depositi in frana)
Flysch Alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZZELLONE (ghiaie addensate)
Flysch Fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

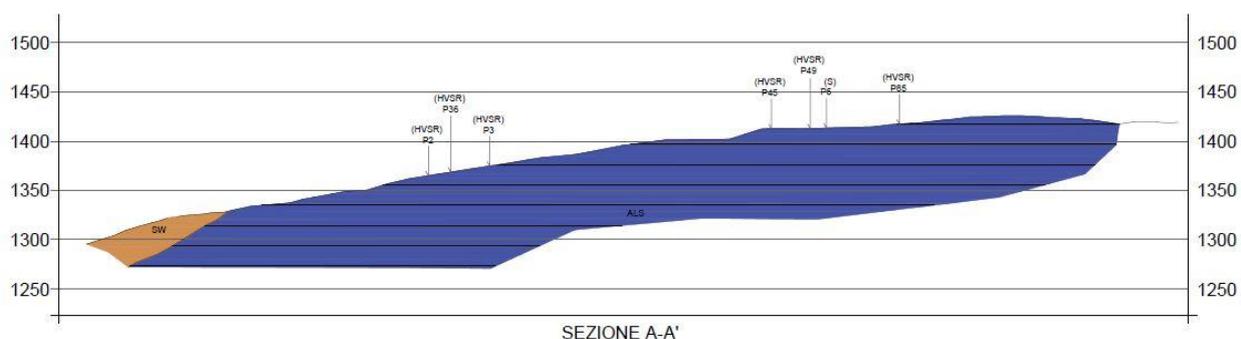
Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Flysch alterato	SFALS	20	18	450	0.46	MODONI E GAZELLONE 2010 (ghiaie addensate)
Flysch fratturato	ALS	20	20	650	0.40	LINEARE 2%
Bedrock	ALS	-	21	1000	0.40	LINEARE 1%

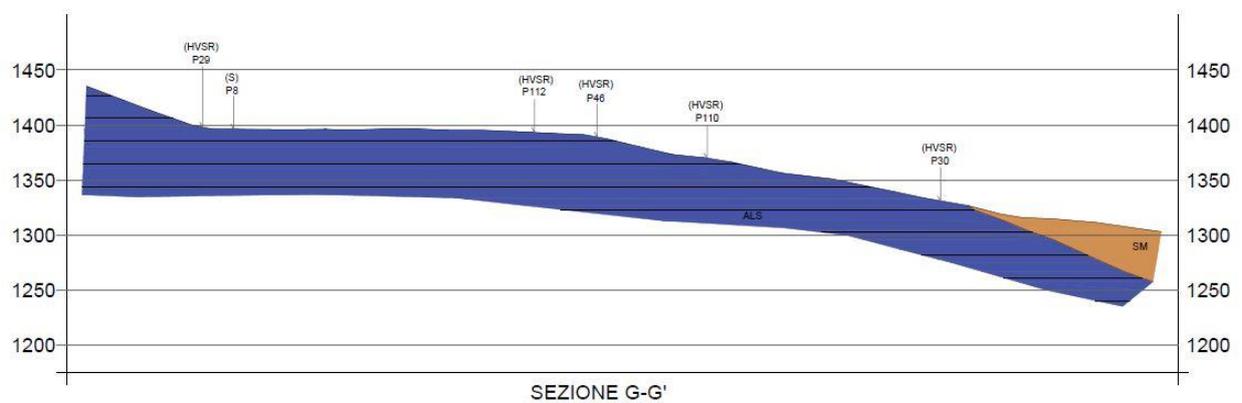
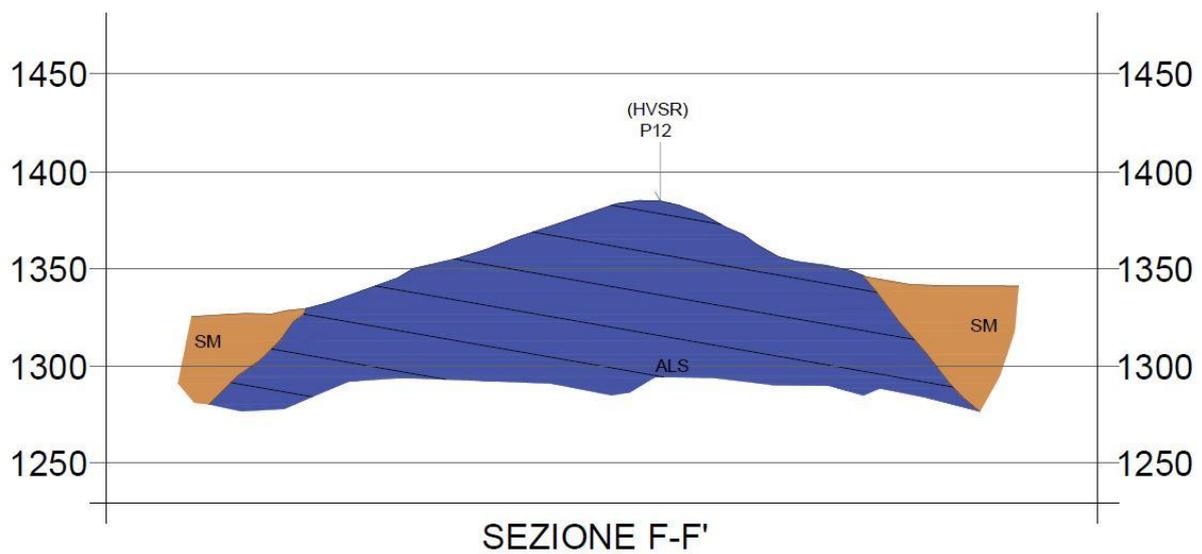
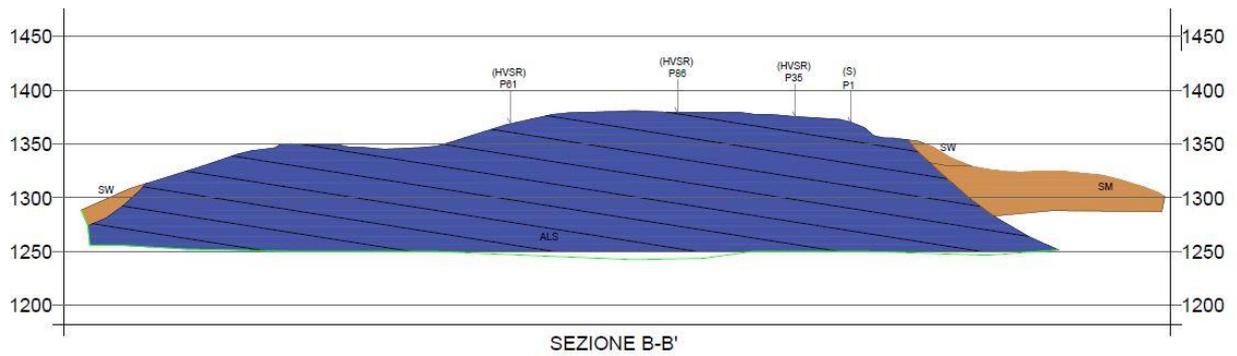
Litologia	Sigla	Spes. (m)	γ (kN/m ³)	Vs (m/s)	ν	CURVA
Flysch alterato	ALS	15	23	420	0.40	Modoni e Gazzellone 2010
Flysch fratturato	ALS	20	23	650	0.42	Lineare D=1%
Bedrock	ALS	-	25	1000	0.40	Lineare D=0.1%

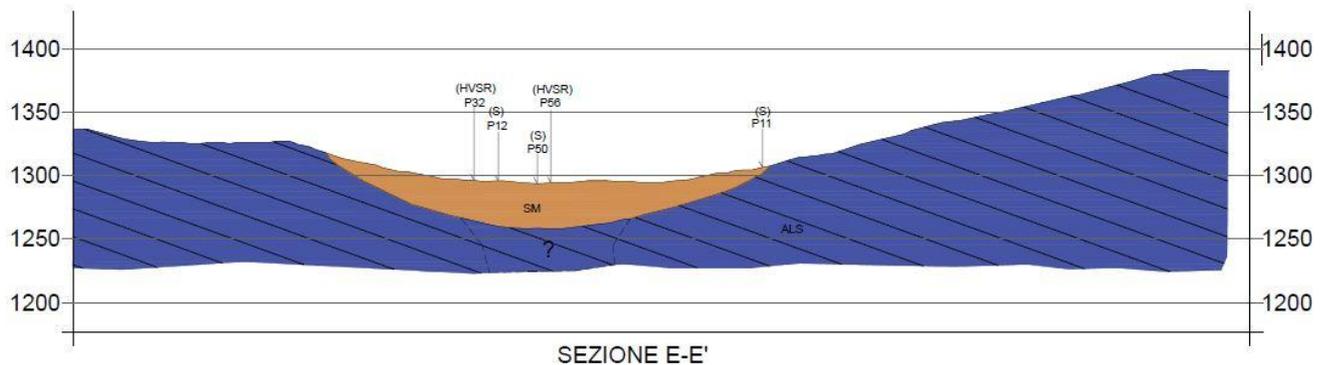
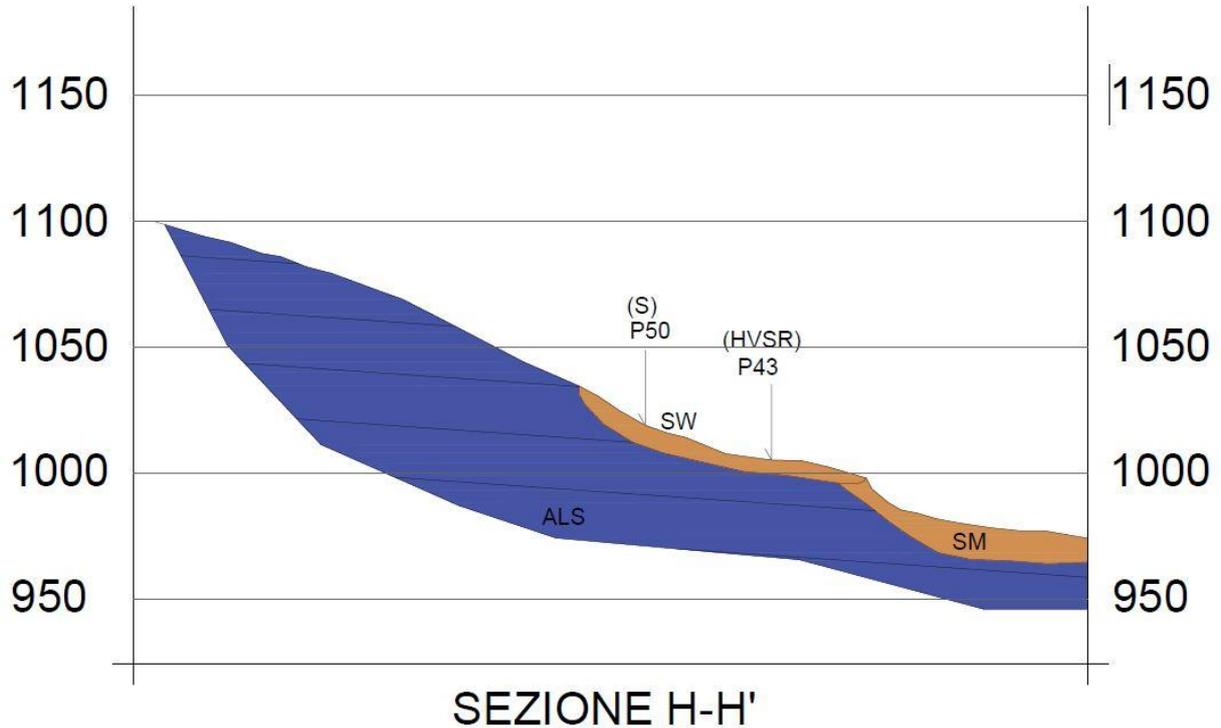
5.2. Sezioni geologico-tecniche

Per la modellazione numerica in MS3 sono state eseguite delle sezioni geologico tecniche rappresentative delle aree a maggiore criticità dal punto di vista della risposta sismica locale. I criteri con cui sono state scelte le tracce delle sezioni geologiche sono i seguenti: attraversare i centri abitati, rendere conto dell'eterogeneità dei terreni della copertura e del substrato, intercettare le morfologie sepolte e/o superficiali (presenza di riempimenti vallivi, contatti bruschi con i versanti, scarpate strutturali ecc....).

Le sezioni geologiche eseguite in corrispondenza dei centri abitati di Campotosto (A-A'; B-B'), Mascioni (G-G'; F-F') e Ortolano (H-H') hanno intercettato il substrato geologico; la porzione superiore si presenta alterata e fratturata. Ai piedi dei rilievi su cui sono localizzati i suddetti centri abitati sono presenti depositi eluvio colluviali e alluvionali. Nel loro sottosuolo non sono presenti falde idriche significative in ragione della bassa permeabilità degli acquiferi.







La sezione geologica che attraversa la frazione di Poggio Cancelli (E-E') mette in evidenza una vallecchia sepolta a forma di U. Il substrato geologico, al centro della valle, si trova ad una profondità superiore ai 36 m. All'interno del deposito di riempimento a caratterizzazione sabbiosa e sabbioso limoso argilloso è presente una falda la cui superficie piezometrica si attesta alla profondità di circa 2 m dal p.c..

6. Interpretazioni e incertezze

Il principale limite interpretativo riscontrato nel corso del lavoro è riconducibile alla diversa distribuzione ed entità del danno negli abitati di Campotosto e di Mascioni. Entrambi, infatti, presentano un quadro geologico - geomorfologico simile: associazione arenacea della Laga

affiorante, ubicazione in corrispondenza della sommità di un rilievo con versanti acclivi. Anche le modalità costruttive sono simili: edifici in blocchi arenacei. Ben diversa è invece la distribuzione del danneggiamento. A fronte della pressoché totale distruzione di Campotosto, Mascioni presenta un danneggiamento moderato.

7. Metodologie di elaborazione e risultati

7.1. Zone stabili suscettibili di amplificazione

A partire dalle Carte di Microzonazione Sismica di Livello 1, sono state effettuate le modellazioni numeriche 1D al fine di associare a ciascuna microzona omogenea un fattore di amplificazione stratigrafica per i diversi intervalli di periodo richiesti.

Il Comune di Campotosto, nella Carta di Microzonazione Sismica di Livello 1 (MOPS), risulta suddiviso in cinque microzone su cui ricade tutto il territorio.

TERRITORIO	MOPS I LIVELLO
CAMPOTOSTO	2001 – 2004
ORTOLANO	2001 – 2003 – 2004
MASCIONI	2001
POGGIO CANCELLI	2002 – 2003
CONTRADA ISAIA	2001
DIGA	2001

Per il centro abitato di Campotosto, in accordo con il CentroMS, è stato modellato il sottosuolo di n. 7 verticali di indagine caratterizzate da differenti valori di f_0 . Per le MOPS relative a Campotosto capoluogo e quelle della frazione di Mascioni è stato inoltre stimato un coefficiente di amplificazione topografica in quanto l'assetto morfologico lo imponeva; tale valore, calcolato mediante una procedura fornita dal CentroMS, ha incrementato il fattore di amplificazione stratigrafica nei periodi caratteristici di oscillazione del rilievo esaminato.

Il CentroMS, per la stima dei Fattori di Amplificazione da utilizzarsi per la redazione delle Carte MS3, ha ritenuto opportuno implementare le modellazioni 1D con 3 modellazioni 2D, una per Campotosto capoluogo, una per Mascioni e la terza per il territorio di Poggio Cancelli.

7.1.1. Scelta dell'input sismico (fornito dal CentroMS)

Le modellazioni numeriche monodimensionali sono state eseguite a partire dagli accelerogrammi messi a disposizione dal CentroMS.

In tabella 7 si riporta una sintesi delle caratteristiche rilevanti.

COORDINATE SITO	Latitudine: 42.55736
	Longitudine: 13.36989
CARATTERISTICHE SITO	Coefficiente Topografico:1
	Categoria di sottosuolo:A
STRATEGIA DI PROGETTAZIONE	Vita nominale: 50 anni
	Coefficiente d'uso: 1
DATI DI DISAGGREGAZIONE	Magnitudo (min.): 5.2
	Magnitudo (MAX.): 6.2
	Distanza epicentrale min (Km):0
	Distanza epicentrale min (Km):35

Tabella 7

Di seguito si riporta una tabella di sintesi degli accelerogrammi scelti con le caratteristiche rilevanti (magnitudo, distanza, condizioni di sottosuolo, fattori di scala).

Inoltre, sono mostrati i grafici di confronto tra lo spettro medio degli accelerogrammi selezionati per l'input e lo spettro di riferimento.

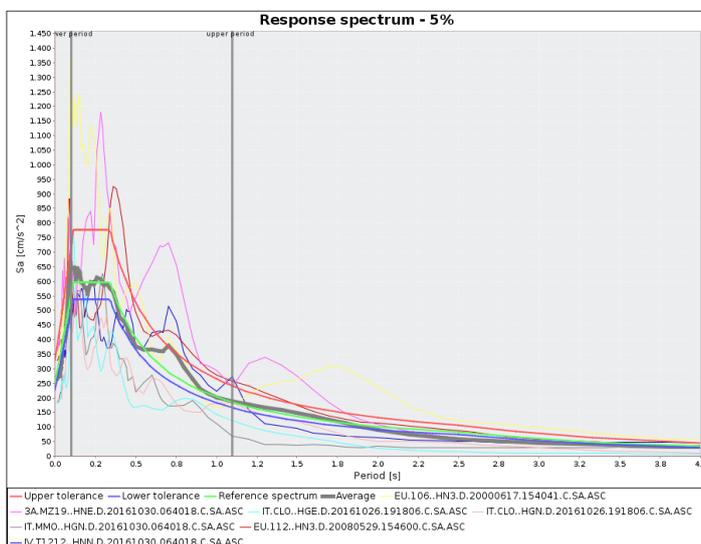


Figura 17 - confronto tra lo spettro medio degli accelerogrammi selezionati per l'input e lo spettro di riferimento

7.1.2. Simulazioni numeriche (fornito dal CentroMS per le simulazioni 2D)

Le modellazioni numeriche monodimensionali sono state eseguite mediante il codice di calcolo STRATA, software che segue analisi visco-elastiche lineari nel dominio del tempo in termini di tensioni totali.

Nella prima fase di analisi, sono state condotte simulazioni in campo lineare al fine di interpretare la funzione di amplificazione alla luce delle misure di microtremore a disposizione per quest'area e vincolare al modello di sottosuolo la profondità del bedrock.

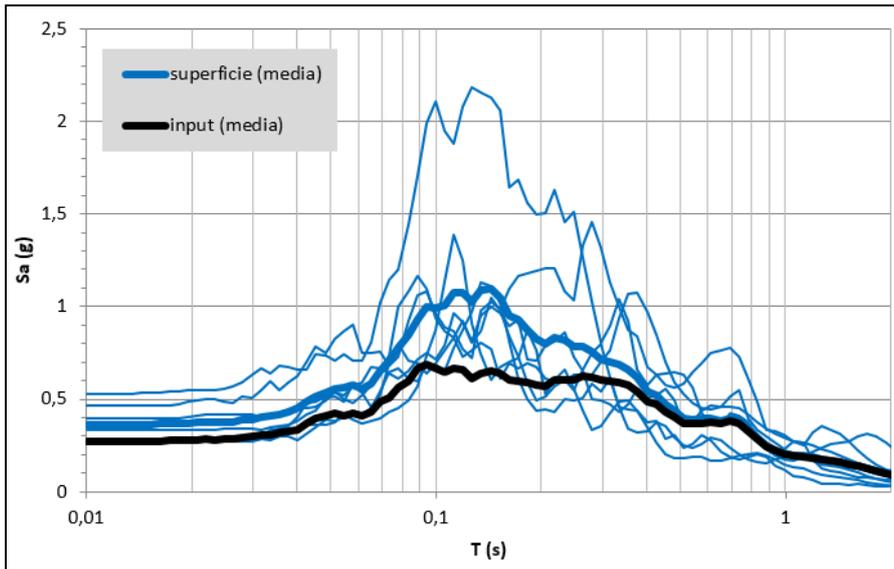
Nella seconda fase di analisi, sono state eseguite simulazioni lineari-equivalenti per le quali il comportamento non lineare degli strati di sottosuolo è descritto dalle curve $G/G_0 - D$ e $V_s - \gamma$ fornite dal CentroMS. I modelli sono stati settati considerando la frequenza massima da modellare posta pari a 20 Hz (secondo la quale STRATA effettua la divisione degli strati in sottostrati), un numero massimo di 10 iterazioni e un "effective strain ratio" pari a 0.5. Inoltre, è stata assegnata una tolleranza tra i valori dei parametri dinamici relativi a due iterazioni successivi pari al 2%.

L'input sismico è stato inserito secondo la modalità "Bedrock" (ovvero affioramento del bedrock) alla quale corrisponde l'ipotesi di base elastica. I segnali di input fanno riferimento alla tipologia di registrazione "Outcrop" in quanto il moto applicato è una registrazione in affioramento di un evento sismico realmente accaduto.

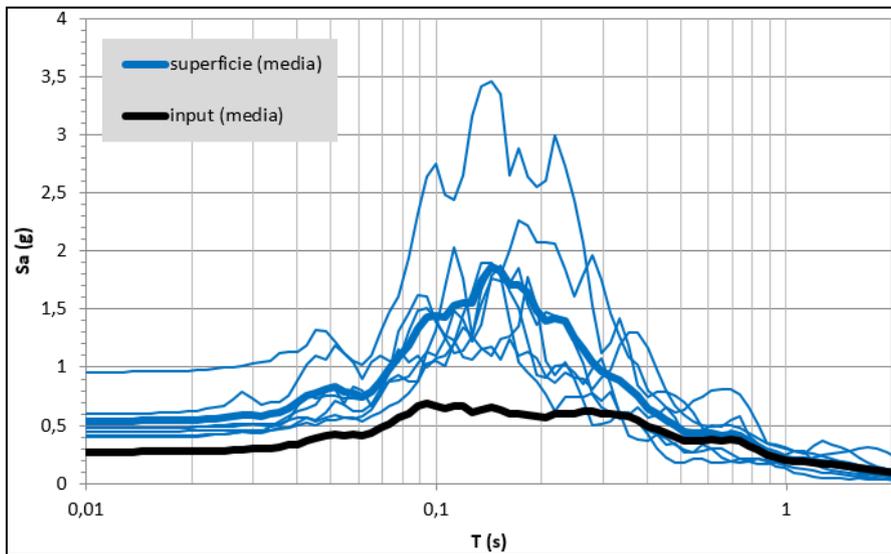
7.1.3. Risultati

I risultati delle analisi numeriche monodimensionali (1D) sono espressi in termini di storie temporali dell'accelerazione orizzontale in superficie e i relativi spettri di risposta calcolati per uno Smorzamento strutturale del 5%. Di seguito si riporta il confronto tra gli spettri di output e lo spettro medio di input.

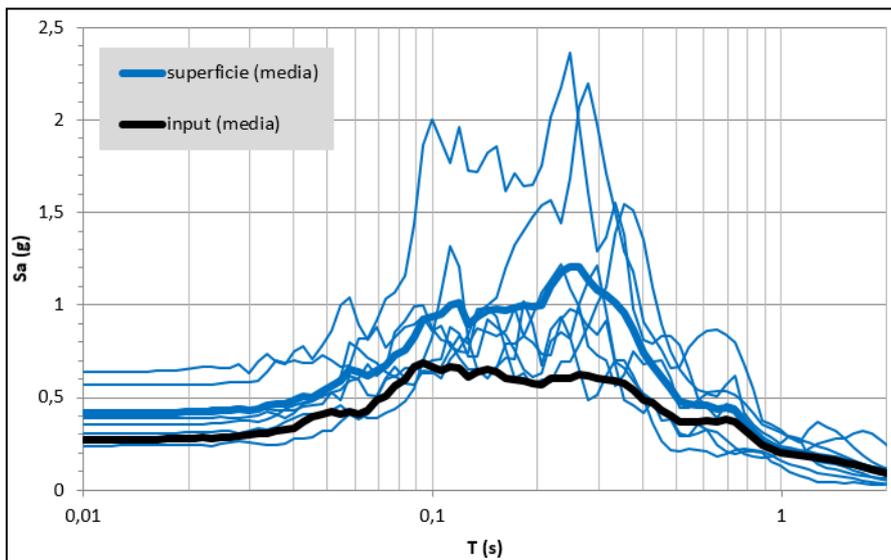
NOME STAZIONE	DATA EVENTO	MAGNITUDO MW	MECCANISMO FOCALE	DISTANZA EPICENTRALE (KM)	PROFONDITA' EVENTO (KM)	CATEGORIA DI SOTTOSUOLO
Pasciano_cimitero_INGV	30/10/2016	6.5	NF	22.6	9.2	A*
Iceland	17/06/2000	6.5	SS	12.6	10	A*
Iceland	29/05/2008	6.2	SS	2.3	10	A*
Castelluccio di Norcia	26/10/2016	5.9	NF	10.8	7.5	A*
Castelluccio di Norcia	26/10/2016	5.9	NF	10.8	10.8	A*
Montemonaco	30/10/2016	6.5	NF	19.2	9.2	A*
Avendita PG	30/10/2016	6.5	NF	10.5	9.2	A*



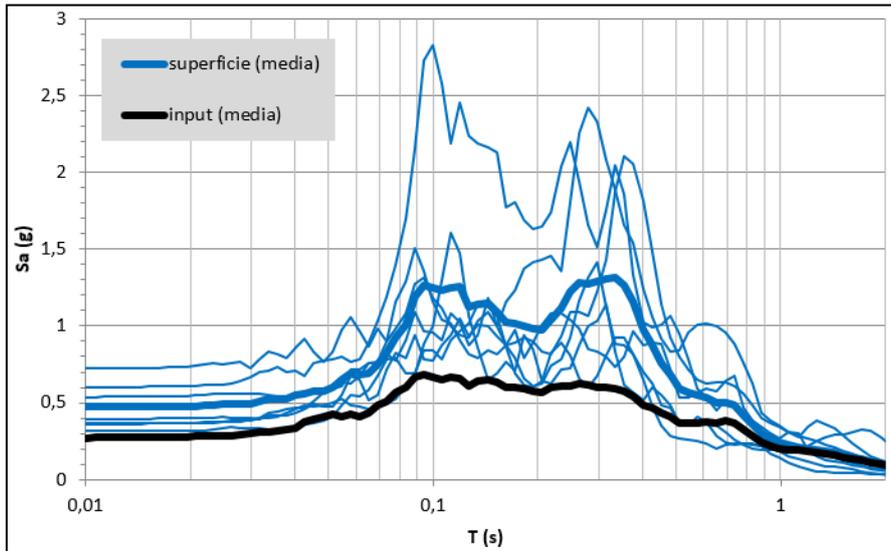
MOPS 2001 - Campotosto: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



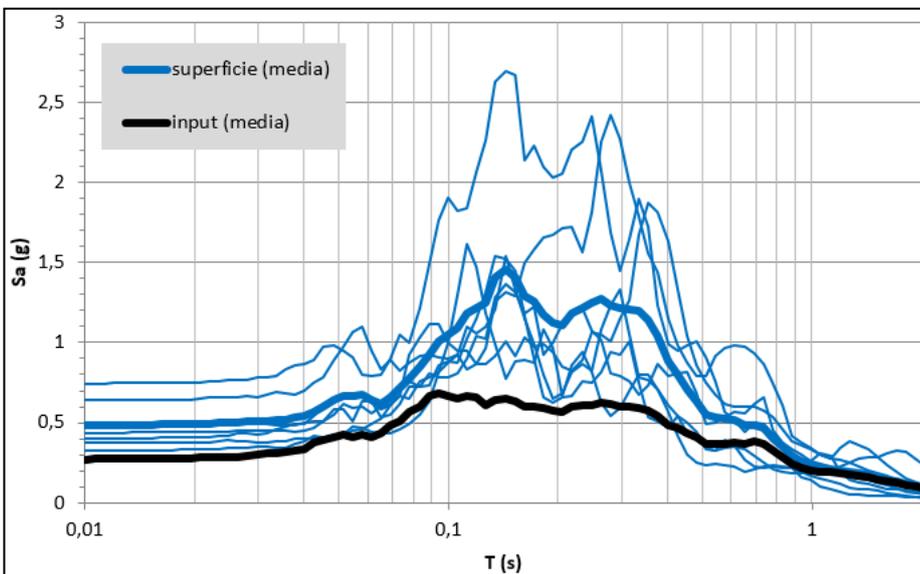
MOPS 2008 - Campotosto: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



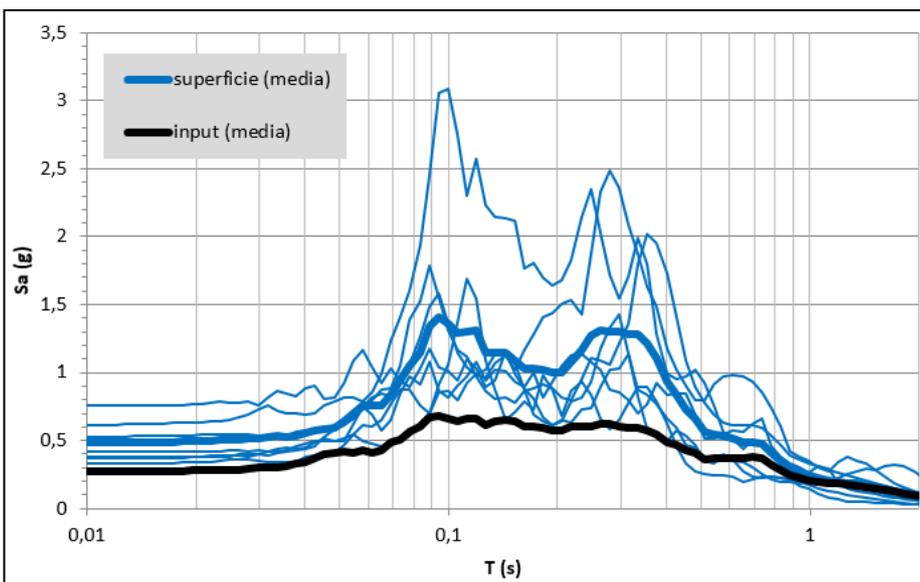
MOPS 2003 - Ortolano: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



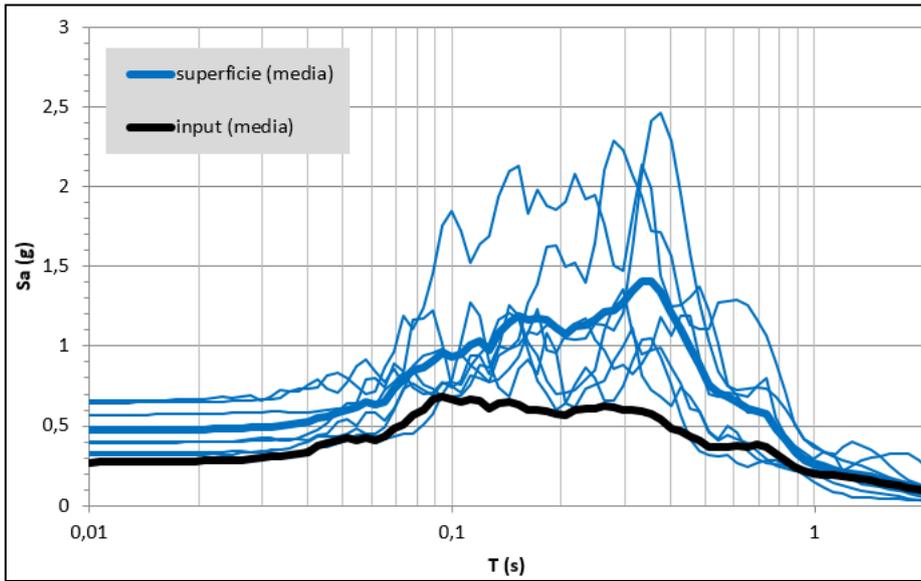
MOPS 2004 - Ortolano: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



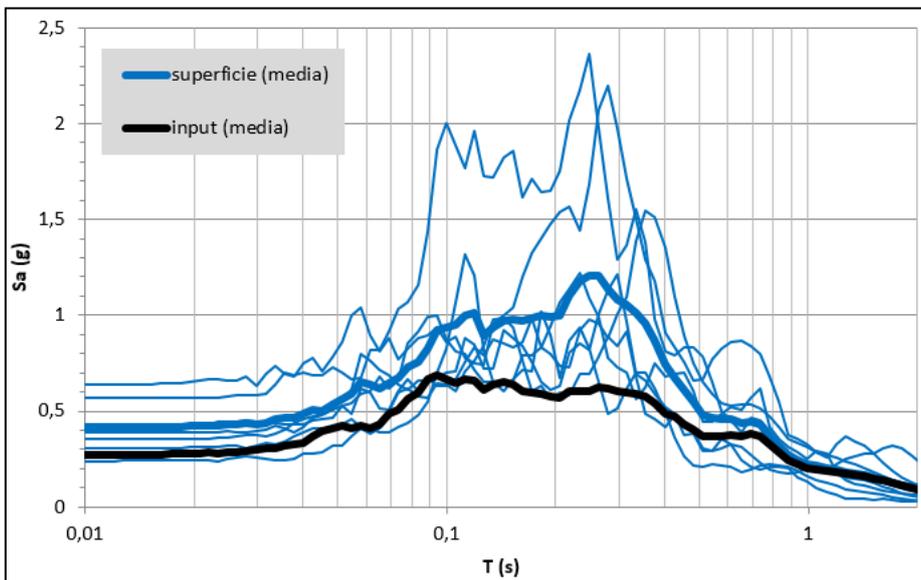
MOPS 2005 - Ortolano: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



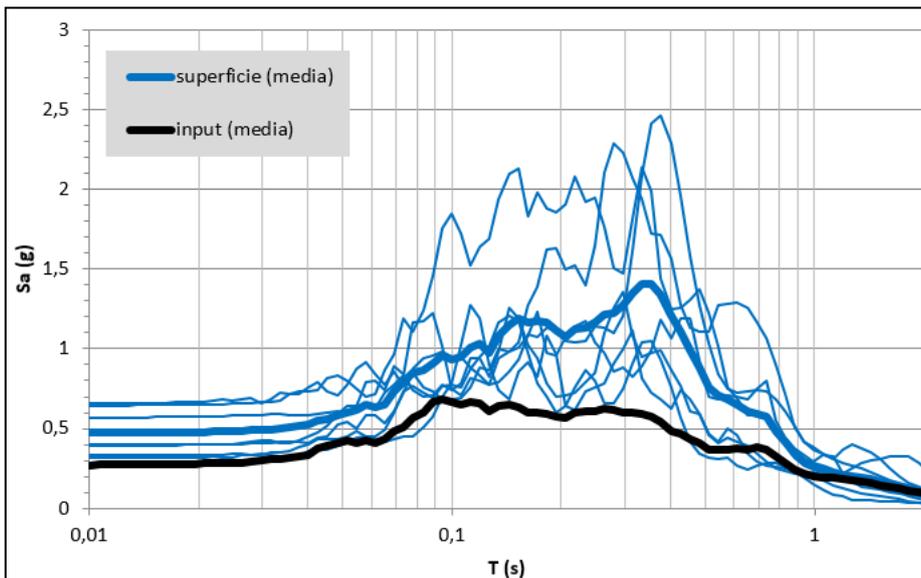
MOPS 2009A - Ortolano: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



MOPS 2009B – Ortolano: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



MOPS 2003 – Mascioni: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)



MOPS 2009B – Mascioni: confronto tra i sette Spettri di Output (blu), Spettro Output medio (blu spesso) e media degli Spettri di Input (nero spesso)

I moti sismici estratti dal codice e i relativi spettri di risposta forniti in corrispondenza del bedrock e della superficie libera hanno consentito la parametrizzazione in termini di amplificazione stratigrafica quantificata mediante i Fattori di Amplificazione FA.

ZONA	FA 0.1 – 0.5	FA 0.4 – 0.8	FA 0.7 – 1.1
MOPS_2001 , CAMPOTOSTO	1.30	1.06	1.24
MOPS_2008 , CAMPOTOSTO	1.90	1.16	1.27
MOPS_2003 , ORTOLANO	1.64	1.26	1.12
MOPS_2004 , ORTOLANO	1.92	1.50	1.24
MOPS_2005 , ORTOLANO	1.92	1.41	1.20
MOPS_2009A , ORTOLANO	1.91	1.45	1.21
MOPS_2009B , ORTOLANO	2.08	1.83	1.40
MOPS_2003 , MASCIONI	1.97	1.26	1.12
MOPS_2009B , MASCIONI	2.5	1.83	1.40

Tabella 8 - FA definitivi, i valori comprendono già il coefficiente di amplificazione topografica

7.2. Zone instabili

7.2.1. Faglie attive e capaci (FAC)

All'interno della perimetrazione interessata dallo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 ricadono zone di instabilità per faglie attive e capaci (FAC): **C.da Isaia** e la porzione orientale dell'abitato di **Ortolano**.

Come da indicazioni pervenuteci dal CentroMS, tali aree non sono oggetto del presente studio di MS3, pertanto sono state perimetrare come Z_{FAC} (zona di attenzione da faglie attive e Capaci) nella Carta Geologico-Tecnica e nelle MOPS. La Z_{FAC} è stata costruita, sulla base di dati pregressi e bibliografici, in modo da comprendere la supposta traccia del piano di rottura principale e i probabili fenomeni deformativi del terreno correlati al piano di rottura principale. La Z_{FAC} ha una dimensione raccomandata di 400 m (200+200 m) a cavallo della traccia del piano di rottura principale della faglia attiva e capace.

7.2.2. Liquefazioni (LQ)

All'interno della perimetrazione interessata dallo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 ricade una zona di instabilità per liquefazione: Poggio Cancelli.

Come da indicazioni pervenuteci dal CentroMS, tale zona non è oggetto del presente studio di MS3, pertanto è stata perimetrata come Z_{LIQ} (zona di attenzione per liquefazione).

7.2.3. Instabilità di versante sismoindotte (FR)

All'interno della perimetrazione interessata dallo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 sono presenti nella frazione di Ortolano delle instabilità legate a fenomeni franosi. Tali aree sulla base delle indicazioni del CentroMS sono state cartografate come aree instabili per frana.

8. Elaborati cartografici

8.1. Carta delle indagini (CI)

Durante l'attività di microzonazione sismica di 3° livello, in aggiunta alle indagini del 1° livello, sono stati raccolti ulteriori dati disponibili presso la Regione Abruzzo. Le indagini pregresse disponibili per il Comune di Campotosto sono in totale 126 (centoventisei), suddivise come segue:

	ORTOLANO	CASE ISAIA	MASCIONI	CAMPOTOSTO	POGGIO CANCELLI
HVSR	3	-	11	14	8
MASW	2	-	9	15	13
SR	1	-	1	-	1
Penetrometrica Leggera	1	-	-	4	-
Penetrometrica pesante	3	-	3	7	12
SCPT	-	-	-	-	3
S - SPT	-	-	-	4	3
S - DH	-	-	1	2	3
S campioni	-	-	-	-	2

In fase di esecuzione delle attività di microzonazione sismica sono state acquisite n. 6 registrazioni di microtremori in campo libero a stazione singola (HVSR), distribuite in maniera da coprire l'insieme dell'area in studio, n. 1 sondaggio stratigrafico e n. 1 prova Down-Hole.

Nel § 4. *DATI GEOTECNICI E GEOFISICI* è riportata una tabella schematica riassuntiva della tipologia e quantità di indagini.

Nel livello 1 erano previsti degli approfondimenti di indagini che non sono stati effettuati in quanto ricadenti in aree di instabilità (FAC) o in aree esterne alla perimetrazione di livello 3.

8.2. Carta delle frequenze naturali dei terreni

La *Carta delle frequenze di risonanza*, sulla quale sono riportati i valori di frequenza di risonanza fondamentale (F_0) e di ampiezza di picco H/V (A_0) sia delle indagini HVSR pregresse sia di quelle appositamente eseguite per il livello 3. La simbologia, che è funzione dei valori **F₀** (frequenza di risonanza) ed **A₀** (ampiezza di risonanza), consiste in un un cerchio con riempimento a colore pieno; il colore di riempimento indica il range all'interno del quale si colloca la frequenza di risonanza e la dimensione del cerchio indica l'ampiezza del picco di risonanza, secondo la legenda riportata nelle Linee Guida.

8.3. Carta Geologico Tecnica per la MS (CGT_MS)

La Carta Geologico - Tecnica (CGT), in scala 1:5.000, contiene le informazioni geologiche, geomorfologiche, litotecniche ed idrogeologiche necessarie per la definizione del modello geologico - tecnico del sottosuolo e delle aree omogenee in prospettiva sismica.

Di seguito vengono descritti i caratteri geologici delle varie litofacies osservate nelle aree in esame:

SUBSTRATO GEOLOGICO

- **SFALS:** Alternanza di litotipi stratificati fratturata e alterata. Corrisponde alla porzione superiore del sottostante substrato geologico (ALS). Spessore variabile da 5 a 20 m.
- **ALS:** Alternanza di litotipi stratificati. In base al Progetto CARG (Foglio 349 Gran Sasso) tale litotipo corrisponde all'associazione arenacea e arenacea pelitica del membro di Campotosto (Lag4). Spessore centinaia di metri.

TERRENI DI COPERTURA

- **GM** - Ghiaie limose e miscela di ghiaia, sabbia e limo. Corrisponde ai depositi detritici di versante ed ai depositi di conoide. Spessore variabile dai 5 ai 10 m.
- **SW** - Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose. Sono associabili ai depositi eluvio colluviali presenti per lo più sui versanti. Spessore circa 6 m.
- **SM** - Sabbie limose, miscela di sabbia e limo. Costituiscono i depositi di riempimento dei fondovalle presenti nella zona. Spessore dai 15 ai 40 m.

Nella Carta Geologico - Tecnica sono indicati i seguenti ulteriori elementi geomorfologici e strutturali: Corpo di frana, Conoidi, Scarpate morfologiche, Scarpate di frana.

8.4. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)

Nella Carte delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) sono state distinte diverse aree all'interno delle quali si ritiene che sia omogeneo il comportamento in termini di risposta sismica, alla luce delle caratteristiche geologico - geomorfologiche di superficie, della geologia di sottosuolo, ricostruita dalle sezioni geologiche, dei dati sia geofisici e meccanici disponibili e dei risultati delle misurazioni strumentali di nuova acquisizione (HVSr).

Sono state quindi distinte all'interno del territorio comunale di Campotosto le seguenti zone:

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Nelle *zone stabili suscettibili di amplificazioni locali* sono attese amplificazioni del moto sismico di input legate alla situazione litostratigrafica e/o morfologica locale. Sostanzialmente si tratta delle zone di affioramento di terreni di copertura, quali depositi alluvionali a morfologia terrazzata, coltri eluvio-colluviali e depositi antropici.

Gli spessori dei terreni di copertura sono sempre < 3 m e presentano una $V_S < 800$ m/s. Sono state individuate ben 10 zone suscettibili di amplificazioni locali e nello specifico sono:

2001 - Tale zona è considerata *stabile, ma suscettibile di amplificazioni locali per effetti topografici e morfologici*, infatti comprende le aree in cui il substrato sismico (*Formazione della Laga*), affiorante o coperto da una coltre eluvio-colluviale di spessore $<$ di 3 m, raggiunge valori delle velocità di propagazione delle onde S pari o superiori ai 800 m/s ($V_S \geq 800$ m/s), ma presenta pendenze $\geq 15^\circ$. Le misure di rumore sismico ambientale effettuate sul substrato risultano omogeneamente.

2002 - Tale zona è considerata *stabile, ma suscettibile di amplificazioni locali per effetti topografici e morfologici*, infatti comprende le aree in cui il substrato lento (*Associazione arenacea della Formazione della Laga*) affiora o è coperto da una coltre eluvio-colluviale di spessore $<$ di 3 m e presenta valori di V_S inferiori a 800 m/s e acclività $> 15^\circ$. Le misure di rumore sismico ambientale effettuate sul substrato risultano omogeneamente.

2003 - Tale zona è caratterizzata dalla presenza in affioramento del substrato lento (*Associazione arenaceo pelitica e pelitica arenacea della formazione della Laga*). In tale zona sono presenti coltri, con spessore generalmente modesto (< 3 m), di alterazione del substrato geologico o coperture antropiche. Le misure di rumore sismico ambientale effettuate sul substrato risultano omogenee-

2004 - Tale zona è caratterizzata dalla presenza in affioramento di depositi di copertura a caratterizzazione prevalentemente sabbiosa e sabbiosa limosa con uno spessore massimo di 6 m, poggianti sul substrato geologico e sormontati, a luoghi, da spessori non superiori a 3 metri di depositi di terreno vegetale e/o materiale di riporto antropico.

2005 - Comprende le aree in corrispondenza di depositi alluvionali terrazzati costituiti da sabbia limosa di spessore di massimo di 10 m poggianti sul substrato geologico la cui parte superiore si presenta alterata e fratturata.

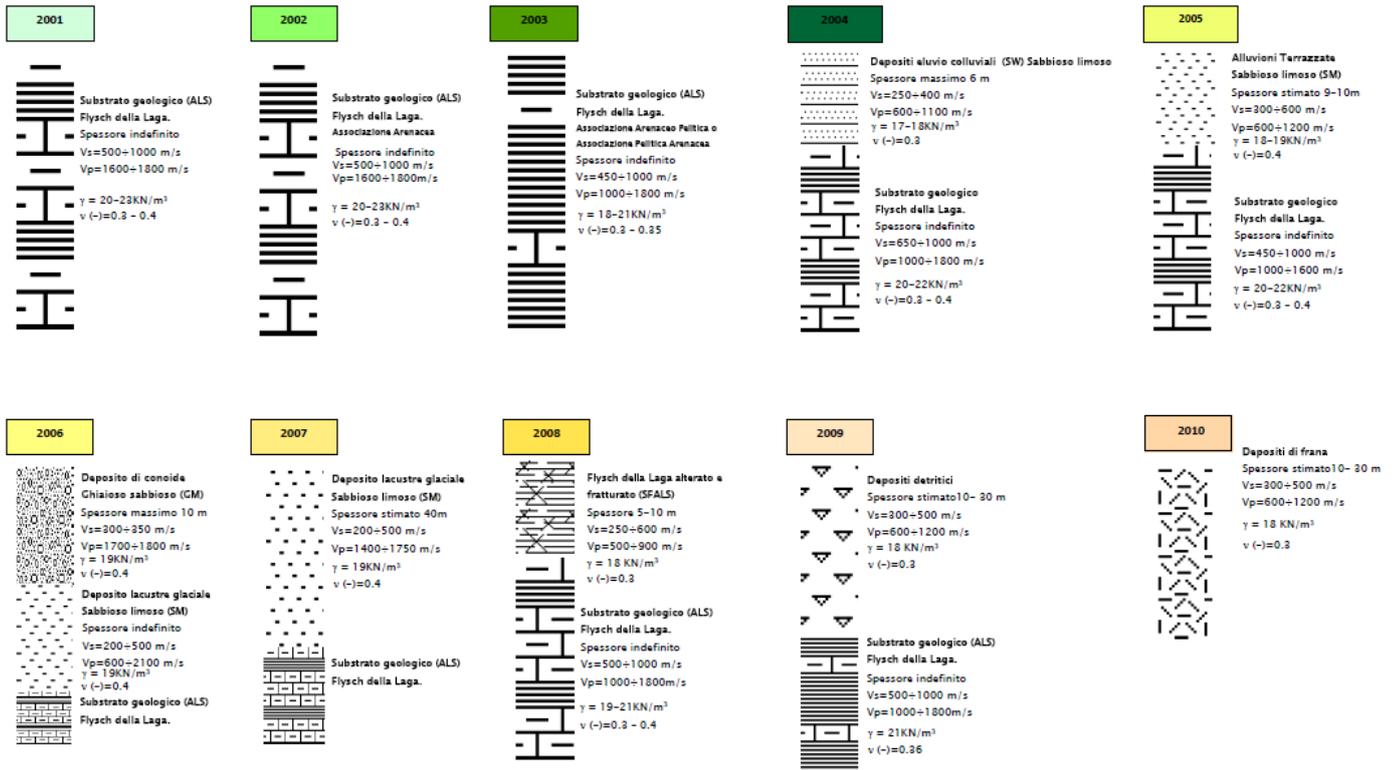
2006 - Contiene aree caratterizzate da sedimenti di conoide alluvionale costituiti da sabbia limosa con ghiaia con spessori che possono variare dai 5 ai 10 m, sovrastanti i depositi sabbioso limoso.

2007 - Comprende le aree in corrispondenza di depositi di riempimento costituiti da sabbie e sabbie limoso argillose con spessore dell'ordine delle decine di metri, poggianti sul substrato geologico che si presenta fratturato nella parte superiore.

2008 - Racchiude le aree caratterizzate in affioramento da un substrato geologico alterato e fratturato nei primi metri.

2009 - Comprende le aree in corrispondenza di depositi detritici costituiti da ghiaie sabbiose con spessori tra i 10 e 30 m, poggianti sul substrato geologico arenaceo pelitico.

2010 - Contiene le aree in frana.



Tra le zone suscettibili di instabilità vengono ricomprese tutte le zone le zone di attenzione per faglie attive e capaci (ZAFAC), zone di attenzione per liquefazione (ZALIQ), le zone instabili per frana (FR) e le zone di instabilità sovrapposte.

Rispetto alla carta delle MOPS del 1° livello, quella redatta nel presente studio prevede un maggior numero di MOPS grazie al maggior dettaglio delle indagini.

8.5. Carte di Microzonazione Sismica (MS) di livello 3

Gli accelerogrammi calcolati in superficie e i relativi spettri di risposta mostrano un'amplificazione del moto sismico indotta dall'assetto sismostratigrafico e topografico dell'area. In particolare, per la frazione di Poggio Cancelli le simulazioni hanno permesso di riconoscere quello che in letteratura è definito "EFFETTO DI BORDO". Le principali cause di amplificazione del moto sono: il fenomeno dell'intrappolamento delle onde S all'interno del deposito, favorito dal forte contrasto d'impedenza tra i depositi di copertura ed il basamento roccioso, si passa infatti da una Vs pari a 300 m/s per i depositi superficiali ad una Vs di 1000 m/s per il bedrock; l'altra causa determinante è la focalizzazione delle onde sismiche in prossimità delle aree di bordo valle, qui si determina l'interferenza costruttiva tra le onde riflesse e quelle rifratte.

Campotosto capoluogo e la frazione di Mascioni risentono invece "DELL'EFFETTO DI CRESTA", sempre ben documentato in letteratura. Il fenomeno dell'amplificazione del moto alla sommità del rilievo viene attribuito alla focalizzazione delle onde sismiche in prossimità della cresta del rilievo a seguito della riflessione sulla superficie topografica e l'interazione tra le onde incidenti e quelle rifratte. Il verificarsi dell'effetto di cresta, generalmente si osserva anche nella distribuzione del danno sul territorio. Ma la distribuzione del danno a parità di qualità edilizia per i due posti non è equivalente. In altre parole, Campotosto ha riportato un grado di danneggiamento facilmente riconducibile all'effetto topografico descritto sopra, mentre per Mascioni la distribuzione del danno e l'effetto di cresta non sono correlabili.

Di seguito si riporta una tabella di confronto tra i fattori di amplificazione calcolati e illustrati nelle carte ed una stima approssimativa del valore del Vs₃₀.

CAMPOTOSTO				
MOPS	FA 0.1 – 0.5	FA 0.4 – 0.8	FA 0.7 – 1.1	Vs₃₀ (m/s)
2001	1.3	1.1	1	500
2002	1.6	1.4	1.3	538
2002	1.5	1	1.1	538
2008	1.9	1.2	1.3	209

MASCIONI				
MOPS	FA 0.1 – 0.5	FA 0.4 – 0.8	FA 0.7 – 1.1	Vs₃₀(m/s)
2006	1.7	1	1	442
2004	1.6	1.1	1.1	540
2001	1.4	1.1	1	500
2001	1.8	1.4	1.2	500
2008	2.1	1.5	1.3	209
2009	2.5	1.8	1.4	395
2003	2	1.3	1.1	424
ORTOLANO				
MOPS	FA 0.1 – 0.5	FA 0.4 – 0.8	FA 0.7 – 1.1	Vs₃₀ (m/s)
2004	1.9	1.5	1.2	540
2005	1.9	1.4	1.2	391
2003	1.6	1.3	1.1	424
POGGIO CANCELLI				
MOPS	FA 0.1 – 0.5	FA 0.4 – 0.8	FA 0.7 – 1.1	Vs₃₀ (m/s)
2006	1.3	1.4	1.2	442
2002	1.2	1.4	1.2	538
2007	1.8	1.6	1.3	550
2002	1.2	1.3	1.2	538
2006	1.8	1.9	1.5	442
2007	2.1	2.5	2.4	550

Tabella 9 - FA definitivi comprensivi del coefficiente di amplificazione topografica e valore di Vs30

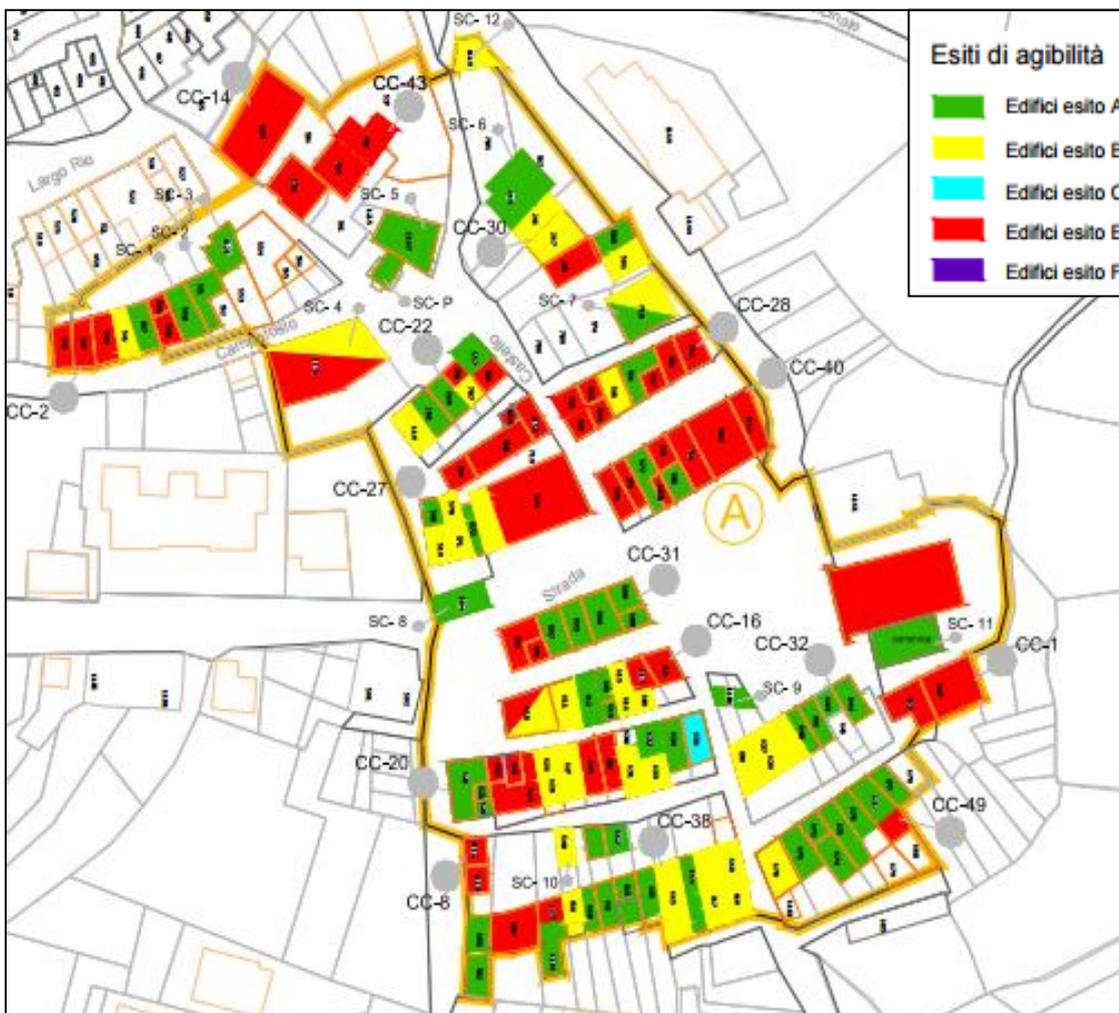
9. Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati

La storia sismica del territorio comunale di Campotosto è stata illustrata nel capitolo 2, dove sono riportati i principali eventi sismici che lo hanno interessato, e si evidenzia come l'archivio riporti unicamente terremoti recenti, successivi al 1639.

L'unico evento sismico di cui si hanno dati archiviati sul danneggiamento fanno riferimento all'ultimo terremoto del 6 Aprile 2009 con epicentro nella zona Aquilana.

Nelle figure a seguire sono riportati, in riferimento al sisma del 2009, stralci delle carte con l'esito dell'agibilità degli edifici relativi ai centri abitati del comune di Campotosto. Da tali carte si evince che il maggior numero di danni, edifici inagibili (Cat. E), edifici parzialmente inagibili (Cat. C) ed edifici temporaneamente inagibili (Cat. B), sono collocati all'interno degli abitati di Campotosto capoluogo e Poggio Cancelli.

La crisi sismica 2016-2017 ha provocato ulteriori danni, le aree maggiormente colpite ricadono nell'abitato di Campotosto capoluogo dove è avvenuto il crollo della sede comunale, della chiesa e della maggior parte delle abitazioni ricadenti sulla piazza principale del paese e si stima che circa il 90% del patrimonio edilizio sia da demolire.



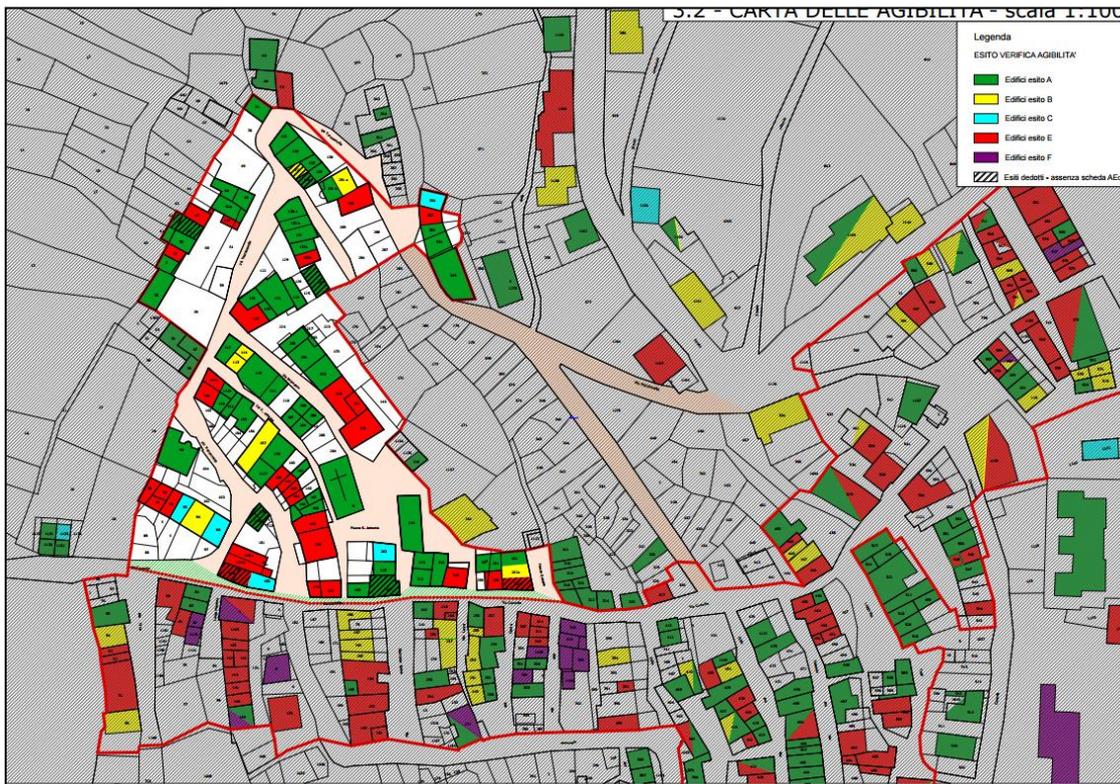


Figura 18 – Carta delle agibilità di Campotosto

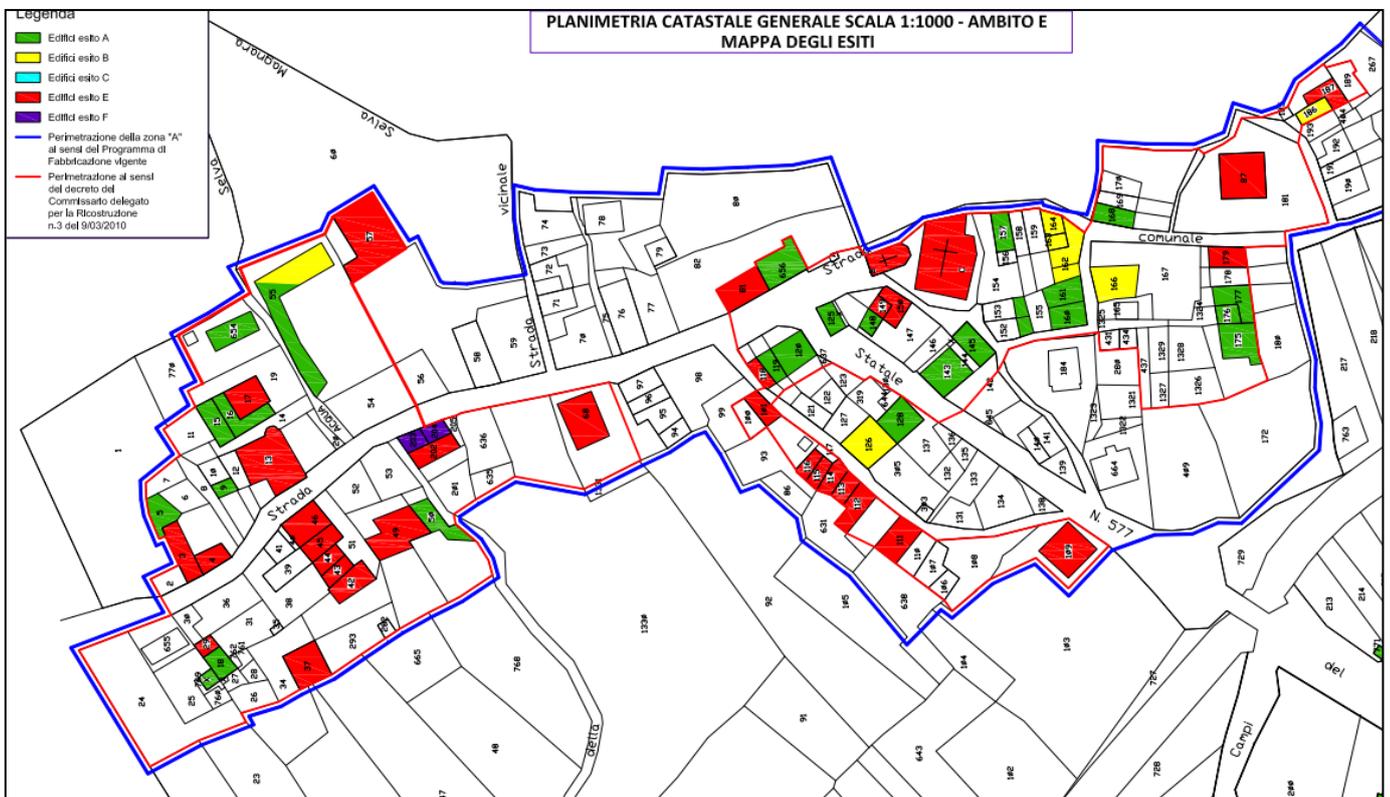




Figura 20 – Carta delle agibilità di Poggio Cancelli

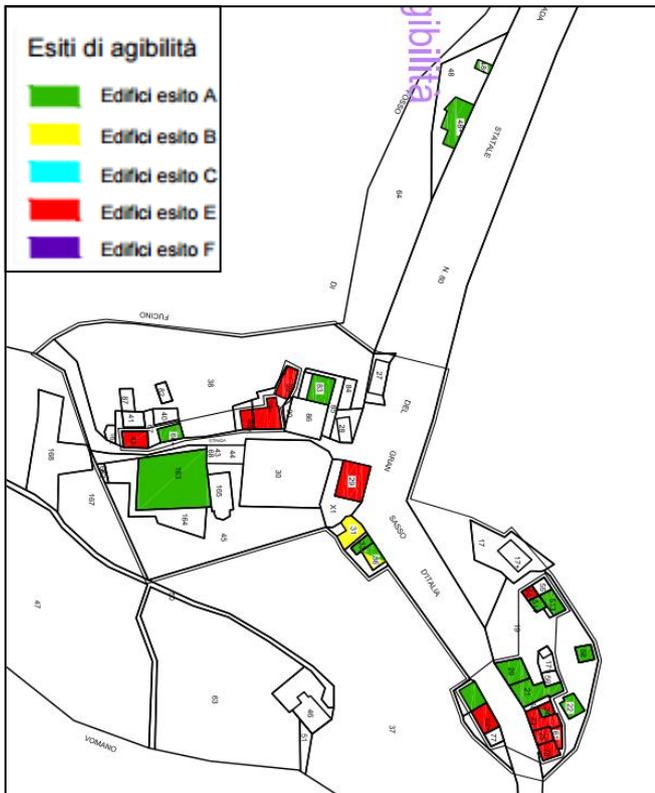


Figura 21 - Carta delle agibilità di Ortolano

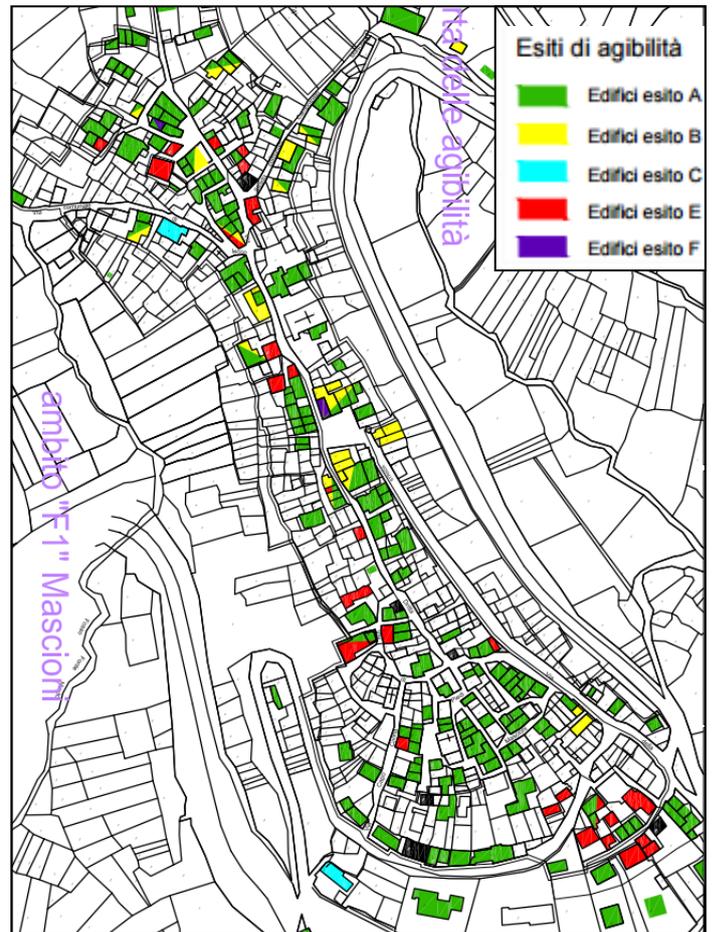


Figura 22 – Carta delle agibilità di Mascioni

10. Bibliografia

- Base Cartografica CTR 1:5.000 fornita dal servizio cartografico della Regione Abruzzo
- Carta Di Pericolosità del Piano per l'Assetto Idrologico (PAI) della Regione Abruzzo
- Carta Geologica Regione Abruzzo a scala 1:100.000 (Ghisetti, F. & Vezzani L., S.E.L.C.A., Firenze, 1998)
- Foglio geologico n°349 Gran Sasso (Progetto CARG)
- Andrea Tertulliani, Fabrizio Galadini, Fabio Mastino, Antonio Rossi & Maurizio Vecchi, *Studio macrosismico del terremoto del gran sasso (italia centrale) del 5 settembre 1950: implicazioni sismotettoniche* Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences 19(2), 2006 - 195 - 214
- Aquino, R. Nappi, R. Nave in collaborazione con B. Giaccio, P. Messina, A. Sposato, M. Saroli, G. Fubelli, *Rilievi geologici nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009*, Quaderni di geofisica, Anno 2009_Numero 7070
- Bachetti, C., Blumetti, A.M., Calderoni, G., & Ridolfi, M., 1990, *Attività neotettonica e paleosismica nel settore meridionale dei Monti della Laga*, Rendiconti della Società Geologica Italiana, 13, 9-16.
- Barchi, M., Galadini, F., Lavecchia, G., Messina, P., Michetti, A.M., Peruzza, L., Pizzi, A., Tondi, E., & Vittori, E. (eds.), 2000, *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*, Roma, CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 62 pp
- Blumetti e Guerrieri, Bacini intermontani, fault-generated mountain fronts e valutazioni di pericolosità sismica in appennino centrale, GNGTS - Atti del 23° Convegno Nazionale/07.07
- BONCIO P., LAVECCHIA G., MILANA G. & ROZZI B. (2004) - Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice - Campotosto area. *Annals of Geophysics*, 47, 1723-1742.
- Bruno Pace, *Sorgenti sismogenetiche in appennino centrale: definizione ed applicazione alle stime di pericolosità sismica*, Università degli studi di Camerino Dipartimento di Scienze della Terra Dottorato di Ricerca in Tettonica e Geologia Strutturale XIV ciclo - A.A. 2000- 2001
- Calamita, F., & Pizzi, A., 1994, *Recent and active extensional tectonics in the southern umbro-marchean Apennines (central Italy)*, Memorie della Società Geologica Italiana, 48, 541-548.
- Calamita, F., Centamore, E., Deiana, G., & Ridolfi, M., 1995, *Caratterizzazione geologico strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna (Appennino centrale)*, Studi Geologici Camerti, 1992/1, 17-25.

- Castelli, F. Galadini, P.Galli, D. Moline M. Stucchi, Caratteristiche sismogenetiche della sorgente della Laga e relazione con il terremoto del 1639, GNGTS – Atti del 21° Convegno Nazionale / 01.20
- Galadini, Meletti, Vittori, *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie Risultati del progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*
- Galadini, Messina, Sposato, *Tettonica quaternaria nell'Appennino centrale e caratterizzazione dell'attività di faglie nel Pleistocene superiore-Olocene*
- Lavecchia et al. 2006 - Studio della pericolosità sismica della regione Abruzzo.
- Fabrizio Galadini and Paolo Galli, *Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults*, ANNALS OF GEOPHYSICS, VOL. 46, N. 5, October 2003
- Milana and Barbara Rozzi, *Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area*, ANNALS OF GEOPHYSICS, VOL. 47, N. 6, December 2004
- PAOLO BONCIO, DEBORA PAOLA TINARI, GIUSY LAVECCHIA, FRANCESCO VISINI & GIULIANO MILANA - The instrumental seismicity of the Abruzzo Region in Central Italy (1981-2003): Seismotectonic Implications - Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 128, No. 2 (2009).
- Gruppo di Lavoro, 2004 - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003, *Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile*, INGV, Milano-Roma, 65 pp.
- Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 | CPTI15
- Database Macrosismico dei Terremoti Italiani 2015 | DBMI15
- Relazione di dettaglio: Rieti Mw 6.0 del 2016-08-24 01:36:32 UTC; versione del 2016-08-24 ore 04:26:02 UTC (INGV)
- Gruppo di Lavoro INGV sul Terremoto di Amatrice, 29 Agosto 2016 - Primo Rapporto di Sintesi Sul Terremoto di Amatrice ML 6.0 DEL 24 AGOSTO 2016 (ITALIA CENTRALE)
- ASHFORD S. A., SITAR N. (1997). Analysis of Topographic Amplification of Inclined Shear Waves in a Steep Coastal Bluff. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87: 692-700.
- PAOLUCCI R. (2002). Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 31: 1831-1853.
- PAGLIAROLI A., LANZO G., D'ELIA B., COSTANZO A., SILVESTRI F. (2007). Topographic amplification factors associated to cliff morphology: numerical results from two case studies in Southern Italy and comparison with EC8 recommendations. XIV European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Workshop on geotechnical aspect of EC8, Madrid (Spain), September 25, 2007, CD-ROM, 10 pp.

- Dati geologici, geotecnici e geofisici allegati alle richieste di contributo per la ricostruzione/riparazione degli immobili danneggiati sono stati messi a disposizione dall'Ente Attuatore e dalla Regione Abruzzo.