

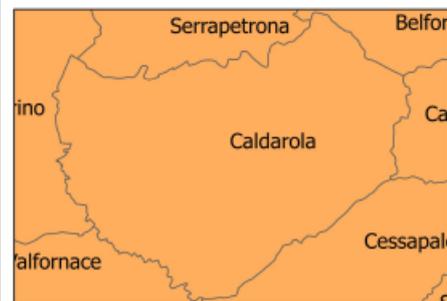
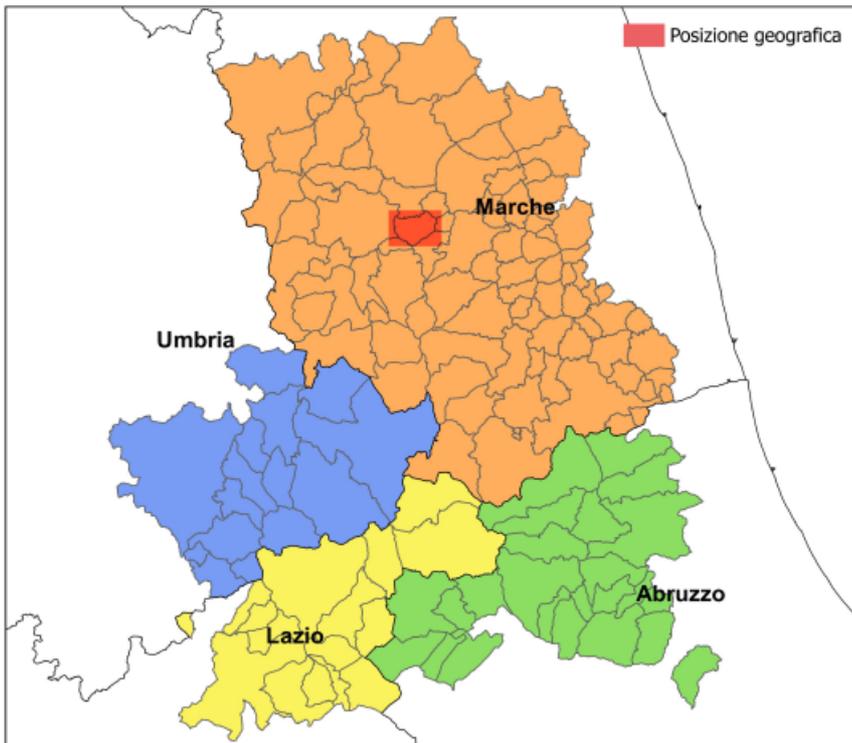


Microzonazione Sismica di Livello 3 del Comune di Caldarola ai sensi
dell'Ordinanza del Commissario Straordinario n. 24 registrata
il 15 maggio 2017 al n. 1065

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Marche Comune di Caldarola



Soggetto realizzatore



dr. MAURO CATALDI
Via delle Conche, 19 - 62020 Caldarola (MC)
tel. 338 2695525
email mauro.cataldi@alice.it
C.F. CTL MRA 82C15 L191E
P.I. 01734500430

Data e revisione
Gennaio 2018

CENTROMS

CENTRO PER LA
MICROZONAZIONE SISMICA
E LE SUE APPLICAZIONI



1. Introduzione	4
1.1. Finalità degli studi	4
1.2. Descrizione generale dell'area comunale	9
1.3. Definizione dei documenti di base utilizzati nello studio	10
1.4. Aree da sottoporre agli studi di MS.....	11
2. Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento.....	14
2.1. Sismicità storica dell'area di studio.....	14
2.2. Sismicità recente dell'area di studio.....	18
2.3. Pericolosità sismica di base	19
3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area	37
3.1. Inquadramento geologico	37
3.2. Assetto geomorfologico	39
3.3. Assetto stratigrafico	47
3.4. Elementi tettonici	71
3.5. Considerazioni finali sull'architettura stratigrafica e sull'assetto morfologico e strutturale	74
4. Dati geotecnici e geofisici	75
4.1. Dati pregressi.....	75
4.2. Dati acquisiti ex-novo	76
5. Modello del sottosuolo finalizzato alla MS.....	77
5.1. Unità geologico–tecniche: definizione e parametrizzazione	79
5.2. Sezioni geologico–tecniche.....	87
6. Interpretazioni e incertezze.....	93

7. Metodologie di elaborazione e risultati.....	102
7.1. Zone stabili suscettibili di amplificazione.....	107
7.1.1. Scelta dell'input sismico	107
7.1.2. Simulazioni numeriche	109
7.1.3. Risultati	114
7.2. Zone instabili.....	170
7.2.1. Faglie attive e capaci (FAC)	170
7.2.2. Liquefazioni (LQ)	170
7.2.3. Instabilità di versante sismoindotte (FR).....	171
8. Elaborati cartografici	172
8.1. Carta delle indagini (CI)	172
8.2. Carta delle frequenze naturali dei terreni.....	172
8.3. Carta Geologico Tecnica per la MS (CGT_MS).....	173
8.4. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	177
8.5. Carte di Microzonazione Sismica (MS) di livello 3	200
9. Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	221
10. Bibliografia	231
11. Allegati	236

1. Introduzione

1.1. Finalità degli studi

Viene definita la Microzonazione Sismica (MS) come la *“valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità (ora Zone di attenzione per instabilità, N.d.R.)”*.

Le problematiche trattate dagli studi di Microzonazione Sismica hanno avuto un forte sviluppo a livello scientifico negli ultimi anni, soprattutto a seguito dei terremoti che hanno coinvolto l'Appennino umbro-marchigiano nel 1997-98, la città di L'Aquila nel 2009, la Regione Emilia nel 2012 e l'attuale sequenza sismica Amatrice-Norcia-Visso, anche se la loro importanza era emersa già in epoca passata, tant'è che è da tempo noto che le condizioni locali dei terreni di fondazione condizionano in modo importante gli effetti del terremoto. Già un secolo fa i criteri informativi delle norme tecniche approvate con Regio Decreto 18 aprile 1909, n. 193, a seguito del disastroso terremoto di Messina e Reggio Calabria del 1908, riportavano il divieto di nuove costruzioni e ricostruzioni *“su terreni posti sopra e presso fratture, franosi o atti comunque a scoscendere, od a comunicare ai fabbricati vibrazioni e sollecitazioni tumultuarie per differente costituzione geologica o diversa resistenza delle singole parti di essi”*.

È facile leggere in questa sola frase come già all'epoca fossero chiari gli effetti del terremoto in termini di scuotimento (deformazioni reversibili) e deformazioni permanenti, e come esse fossero collegate fortemente alle caratteristiche locali dei terreni.

In uno studio condotto nel 1969 da Seed ed Idriss sulle registrazioni accelerometriche effettuate in occasione del terremoto di S. Francisco del 1957, emersero risultati che indicavano con evidenza come nell'ambito della stessa città, a poche centinaia di metri di distanza, lo stesso terremoto provocasse scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle caratteristiche dei terreni più soffici presenti negli strati più superficiali. Ulteriori studi effettuati in anni successivi, utilizzando le registrazioni accelerometriche e modelli strutturali di edifici, mostrarono come essi risentissero di forze sismiche molto diverse, sia in termini di risultante globale, sia in termini di contenuto in frequenza, spiegando in tal modo alcune evidenti differenze di danneggiamento riscontrate in strutture simili su terreni diversi.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Da allora gli studi su molti terremoti (es. Città del Messico, 1986; Kobe, 1992; Izmit, 1999) hanno continuato a mostrare con sempre maggiore evidenza come le caratteristiche locali del territorio possano alterare in maniera evidente l'azione sismica. Anche in Italia (Umbria–Marche, 1997; L'Aquila, 2009; Emilia Romagna, 2012; Centro Italia, 2016–17) sono state evidenziate situazioni in cui vengono mostrati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici simili, dal punto di vista strutturale, in siti distanti poche centinaia di metri fra loro. In una località delle Regione Marche, in particolare, sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento nel sito in pianura su terreni sciolti siano stati amplificati di oltre il doppio, rispetto al sito su roccia ed abbiano avuto una durata molto più lunga.

Oltre ai fenomeni di amplificazione del moto, anche fenomeni di liquefazione, rotture di faglie in superficie, instabilità di versanti sono stati osservati già da diversi secoli in occasione di terremoti ed esistono numerose testimonianze storiche.

Gli studi di Microzonazione Sismica hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza di questi fenomeni restituendo informazioni utili per chi deve pianificare o realizzare interventi sul territorio.

Di recente, sulla base di quanto detto, in Italia e successivamente dalla Regione Marche, si è dato avvio all'opera di sensibilizzazione ai fini della prevenzione sismica, attraverso l'emanazione del D.L. 28 Aprile 2009, n. 39, convertito con modificazioni dalla L. 24 Giugno 2009, n.77 *“Interventi urgenti in favore delle popolazioni colpite dagli eventi sismici nella Regione Abruzzo nel mese di aprile 2009 e ulteriori interventi urgenti di protezione civile”*, passando per l'O.C.D.P.C. n. 293/15 *“Individuazione dei territori della Regione Marche dove attuare il programma degli studi e indagini di microzonazione sismica e analisi CLE – V annualità. Riparto delle risorse con impegno di spesa”*, documento in cui sono stati individuati i Comuni dove non ancora erano stati effettuati gli studi di Microzonazione Sismica, tra cui il Comune di Caldarola.

In data 15 dicembre 2016, tra il Comune di Caldarola ed il Dott. Geol. Mauro Cataldi, è stato firmato il disciplinare d'incarico professionale per l'effettuazione delle indagini di Microzonazione Sismica – almeno di Livello 1 ai sensi della O.C.D.P.C. 293 del 26/10/2015 per il suddetto territorio comunale.

Successivamente, a seguito dei forti eventi sismici che hanno caratterizzato il Centro Italia a partire dal 24/08/2016, è stato emanato il D.L. n. 8 del 9 febbraio 2017, *Nuovi*

Dott. Geol. Mauro Cataldi



interventi urgenti in favore delle popolazioni colpite dagli eventi sismici del 2016 e del 2017, convertito con modificazioni dalla Legge n. 45 del 7 aprile 2017, dove, all'art. 1 si legge:

a) al comma 1, dopo la lettera l) è aggiunta la seguente:

«l-bis) promuove l'immediata effettuazione di un piano finalizzato a dotare i Comuni individuati ai sensi dell'articolo 1 della microzonazione sismica di III livello, come definita negli «Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica» approvati il 13 novembre 2008 dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome, disciplinando con propria ordinanza la concessione di contributi a ciò finalizzati ai Comuni interessati, con oneri a carico delle risorse disponibili sulla contabilità speciale di cui all'articolo 4, comma 3, entro il limite di euro 5 milioni, e definendo le relative modalità e procedure di attuazione nel rispetto dei seguenti criteri:

1) effettuazione degli studi secondo i sopra citati indirizzi e criteri, nonché' secondo gli standard definiti dalla Commissione tecnica istituita ai sensi dell'articolo 5, comma 7, dell'ordinanza del Presidente del Consiglio dei ministri n. 3907 del 13 novembre 2010, pubblicata nella Gazzetta Ufficiale n. 281 del 1° dicembre 2010;

2) affidamento degli incarichi da parte dei Comuni, mediante la procedura di cui all'articolo 36, comma 2, lettera a), del decreto legislativo 18 aprile 2016, n. 50, entro i limiti ivi previsti, ad esperti di particolare e comprovata specializzazione in materia di prevenzione sismica, previa valutazione dei titoli ed apprezzamento della sussistenza di un'adeguata esperienza professionale nell'elaborazione di studi di microzonazione sismica, purché iscritti nell'elenco speciale di cui all'articolo 34 ovvero, in mancanza, purché attestino, nei modi e nelle forme di cui agli articoli 46 e 47 del Testo unico delle disposizioni legislative e regolamentari in materia di documentazione amministrativa di cui al decreto del Presidente della Repubblica 28 dicembre 2000, n. 445, il possesso dei requisiti per l'iscrizione nell'elenco speciale come individuati nel citato articolo 34 e nelle ordinanze adottate ai sensi del comma 2 ed abbiano presentato domanda di iscrizione al medesimo elenco;

3) supporto e coordinamento scientifico ai fini dell'omogeneità nell'applicazione degli indirizzi e dei criteri nonché degli standard di cui al numero 1, da parte del Centro per la microzonazione sismica (Centro MS) del Consiglio nazionale delle ricerche, sulla base di apposita convenzione stipulata con il Commissario straordinario, al fine di assicurare la qualità e l'omogeneità degli studi.»;

(...omissis...)

Infine, il 12 maggio 2017, è stata emanata l'Ordinanza n. 24 da parte del Commissario del Governo per la ricostruzione, *Assegnazione dei finanziamenti per gli studi di microzonazione sismica di III livello ai Comuni interessati dagli eventi sismici verificatisi a far data dal 24 agosto 2016*, in cui, all'Appendice 2 – Elenco dei Comuni interessati dagli studi di MS e raggruppamenti territoriali, risulta essere presente il Comune di Caldarola, inserito nel raggruppamento territoriale Marche 2 che è rappresentata dalla seguente struttura operativa:

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Raggruppamento	Responsabile Unità operativa	Supporto geologia	Supporto geofisica	Supporto modellazione 1D	Supporto modellazione 2D
Marche 2	Prof. Stefano Catalano (UNICT-DISBGA)	Dott. Giuseppe Cavuoto UNICT-DISBGA CNR IAMC	CNR IAMC UNICT-DISBGA	UNINA-DICEA CNR IGAG	Dott.ssa Anna Chiaradonna UNINA-DICEA CNR IGAG

In data 15 giugno 2017, tra il Comune di Caldarola ed il Dott. Geol. Mauro Cataldi, è stato firmato il disciplinare d'incarico professionale per l'affidamento servizi di Microzonazione Sismica di III Livello ai sensi dell'Ordinanza del Commissario per la ricostruzione n. 24 del 12/05/2017. Lo scopo di tale livello III è quello di associare valori dei fattori di amplificazione FA e spettri medi di risposta alle zone stabili soggette ad amplificazione, definite nel precedente livello 1.

Il livello 1 può essere applicato alla sola pianificazione del territorio, mentre il livello 3 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. Vengono inoltre definite 3 classi di intervallo dei periodi di vibrazione di interesse in relazione al numero dei piani in elevazione degli edifici presenti, o di futura edificazione, nell'area studiata (con caratteristiche omogenee):

- 0,1 – 0,5 s
- 0,4 – 0,8 s
- 0,7 – 1,1 s

Al fine di consentire l'elaborazione degli studi di Microzonazione Sismica, realizzati per le finalità di cui all'art. 11 della Legge 77/09, puntando ad una semplificazione e sintesi dei contenuti, ottenere un'omogenea rappresentazione dei tematismi da parte dei soggetti realizzatori, facilitando la lettura ed il confronto dei risultati degli studi di contesti territoriali diversi e garantire un sistema di archiviazione dei dati il più semplice e flessibile possibile, la Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica (art. 5, comma 7, O.P.C.M. 13 Novembre 2010, n. 3907) ha prodotto degli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, giunti alla Versione 4.0b (Roma, ottobre 2015).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Nella parte prima (*Rappresentazione*) di tali standard sono proposte le legende tipo e i *layout* di tutte le carte (Carta delle indagini, Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica – CGT_MS, Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica – Livello 1 o Carta delle M.O.P.S. e Carta di Microzonazione Sismica), in modo conforme a quanto previsto dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (I.C.M.S., 2008) e adattate alle esigenze di archiviazione informatica. È presente inoltre un'integrazione alla struttura per la realizzazione della Relazione Illustrativa del Livello I di MS.

La struttura della presente relazione illustrativa è invece presente nel disciplinare di incarico per lo studio di MS3.

Nella parte seconda (*Archiviazione*) vengono descritte le specifiche tecniche per la predisposizione delle strutture di archiviazione dei dati alfanumerici e dei dati cartografici per la Microzonazione Sismica, con alcune tavole sinottiche di aiuto alla costruzione delle Carte e all'archiviazione informatica dei dati. In tale processo di archiviazione, ha assunto un ruolo determinante l'adozione del software *SoftMS*, versione 4.0.1, che ha permesso una compilazione più celere delle tabelle per la Carta delle indagini rispetto alle prime annualità.

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

- 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”. Link:
http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137
- Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. *Ingegneria Sismica, Anno XXVIII – n.2 – 2011*. Link:
http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/aggiornamento_indirizzi_microzonazione_sismica.pdf
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015. *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica*. a. Versione 4.0b. Roma, ottobre 2015. 122 pp. Link:
http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardMS_4_0b.pdf
- 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. Link:
http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/LineeGuidaFAC_v1_0.pdf

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- 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.
http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/LG_Liq_v1_0.pdf
- 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.
http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/LG_Frane_v1_0.pdf
- 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.
- 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.
- Significato e contenuto degli studi di MS di livello 2 e 3. Link:
- http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Significato_e_contenuto_degli_studi_di_MS_di_livello_2_e_3.pdf
- Software per l'archiviazione delle indagini per la MS (SoftMS versione 4.0). Link: Software per l'archiviazione delle indagini per la MS (SoftMS versione 4.0).

1.2. Descrizione generale dell'area comunale

Il Comune di Caldarola (Regione Marche, Provincia di Macerata) possiede un'estensione territoriale di 29,22 km² e si eleva dai 259 ai 1.148 m s.l.m. Occupa la porzione centrale dell'entroterra maceratese, con territorio prevalentemente collinare.

Ulteriori informazioni sono contenute nel capitolo 3.2 relativo all'inquadramento geomorfologico.

I Comuni confinanti sono Belforte del Chienti a NE, Camerino a W, Camporotondo di Fiastrone ad E, Cessapalombo a S e SE, Valfornace (ex Pievebovigliana) a SW e Serrapetrona a N (Figura 1).

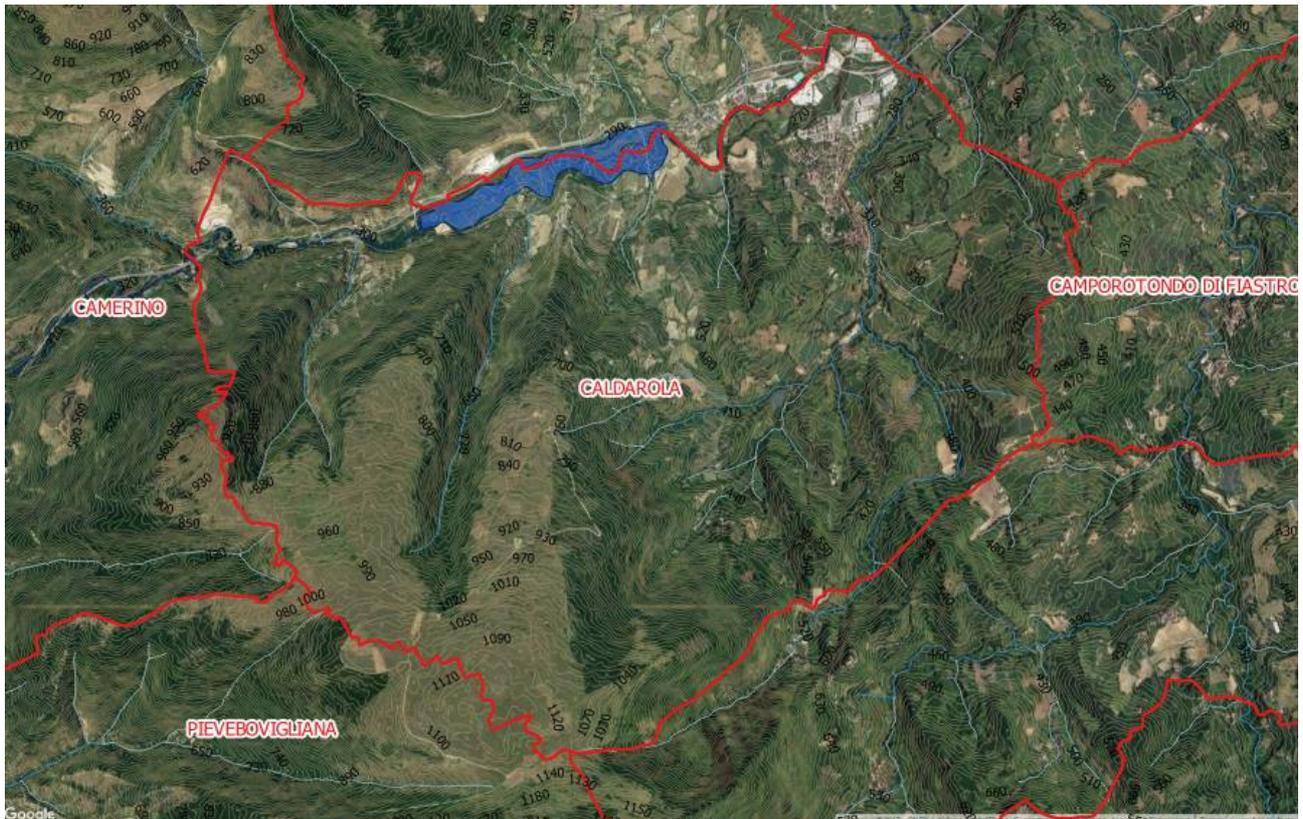


Figura 1 – Territorio comunale di Caldarola (29,22 kmq) – QGis vers. 2.18.3.

1.3. Definizione dei documenti di base utilizzati nello studio

Oltre agli articoli sopra citati, per l'espletamento del presente incarico sono stati consultati i seguenti studi e cartografie:

Antonini G., et alii (1993) – *Carta inventario dei movimenti franosi della Regione Marche ed aree limitrofe (scala 1: 100.000)*. CNR – IRPI Perugia, CNR – GNDICI. Pubbl. CNDICI n. 580.

Barchi M., et alii (1988) – *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., 107: 109–130.

Bisci C., et alii (1990) – *Carta delle regioni e dei sistemi riconosciuti nell'area marchigiana*. Atti Convegno GNDT. Pisa, 25–27 giugno 1990.

Boni C., et alii (1986) – *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 35: 991–1012.

Cantalamesa G. ed altri – *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" ... Il Bacino della Laga*. Studi Geologici Camerti, VII.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Cantalamesa G. ed altri – *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei “bacini minori” ... Il Bacino della Laga*. Carta geologica del Bacino della Laga tra in F. Potenza ed il T. Fiastrella. Studi Geologici Camerti, VII.

Centamore E. (1986) – *Carta Geologica delle Marche (scala 1: 250.000)*. Litografia Artistica Cartografica – Firenze.

Centamore E., Deiana G. (1986) – *La geologia delle Marche*. Numero speciale, Studi Geologici Camerti.

Centamore E. et alii (1991) – *Carta geologica, geomorfologica ed idrogeologica delle Marche (scala 1: 100.000)*. A cura della Regione Marche, Assessorato Urbanistica – Ambiente. S.E.L.C.A. – Firenze.

Comune di Caldarola (1995), *Indagine geologica, geomorfologica, idrogeologica e botanico-vegetazione per la redazione del Piano Regolatore Generale in adeguamento al P.P.A.R.*

Comune di Caldarola (2013), *Piano Regolatore Generale in adeguamento al P.T.C.*

Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (1990) – *Zonazione e riclassificazione sismica*. Atti del Convegno. Pisa, 25–27 giugno 1990. Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Istituto di Geologia – Università di Camerino – *Carta geologica dei depositi neogenico-quadernari tra il F. Potenza e il F. Tronto*.

Regione Marche – Giunta Regionale (1991) – *L'ambiente fisico delle Marche: geologia, geomorfologia, idrogeologia*.

Regione Marche – Autorità di Bacino Regionale (2001) – *Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.)*.

Regione Marche – Ufficio Urbanistica e Cartografia (1999–2001) – *Carta geologica regionale (scala 1: 10.000)*.

1.4. Aree da sottoporre agli studi di MS

Le aree di studio scelte ai fini della Microzonazione Sismica, per quanto riguarda il precedente Livello 1, concluso nel maggio 2017, sono state dapprima avallate dall'Amministrazione comunale di Caldarola: sono stati inglobati nello studio tutti i centri abitati* ISTAT 2001 (Caldarola capoluogo, Castiglione, Pievefavera, Valcimarra) ed i nuclei abitati** ISTAT 2001 (Bistocco, Colle e Valle di Valcimarra, Croce e Vestignano). Infine, è stato deciso di estendere l'indagine su gran parte del territorio comunale (Figura 2), in modo da incorporare tutti i restanti aggregati isolati, a prescindere dal numero di abitanti e strutture presenti, però coperti da indagini geologiche preesistenti.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
Relazione Illustrativa

*Centri abitati: aggregato di case contigue o vicine con interposte strade, piazze e simili, o comunque brevi soluzioni di continuità per la cui determinazione si assume un valore variabile intorno ai 70 metri, caratterizzato dall'esistenza di servizi od esercizi pubblici (scuola, ufficio pubblico, farmacia, negozio o simili) costituenti la condizione di una forma autonoma di vita sociale, e generalmente determinanti un luogo di raccolta ove sono soliti concorrere anche gli abitanti dei luoghi vicini per ragioni di culto, istruzione, affari, approvvigionamento e simili, in modo da manifestare l'esistenza di una forma di vita sociale coordinata dal centro stesso. I luoghi di convegno turistico, i gruppi di villini, alberghi e simili destinati alla villeggiatura, abitati stagionalmente, sono considerati centri abitati temporanei, purché nel periodo dell'attività stagionale presentino i requisiti del centro.

**Nuclei abitati: località abitata, priva del luogo di raccolta che caratterizza il centro abitato, costituita da un gruppo di case contigue e vicine, con almeno cinque famiglie, con interposte strade, sentieri, piazze, aie, piccoli orti, piccoli incolti e simili, purché l'intervallo tra casa e casa non superi trenta metri e sia in ogni modo inferiore a quello intercorrente tra il nucleo stesso e la più vicina delle case manifestamente sparse.



Figura 2 – Territorio comunale di Caldarola (29,22 kmq) – Carta Topografica d'Italia, Foglio 124 "Macerata", unione dei quadranti II, tavoletta NO "San Ginesio" e III, tavoletta NE "Polverina".

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Per quanto riguarda il successivo livello 3, l'area oggetto di studio è stata definita con il Responsabile del Settore "Urbanistica – LL.PP. – Edilizia Privata" Ing. Andrea Spinaci. Partendo dalla cartografia proposta dalla Protezione Civile e Regione Marche, si è ritenuto opportuno aumentare il limite dell'area già prefissato per la Microzonazione Sismica di livello 3, incrementando 2 aree adiacenti al limite predefinito e corrispondenti alla zona di espansione, già in parte edificata, di Via Rimessa/Via dei Missionari Caldarolesi ed una seconda area corrispondente alla Zona Industriale di Via Martiri di Montalto (Figura 3). La nuova delimitazione, avente area di 64,949 Ha, rientra nel limite massimo consentito (20% aumento) pari a 66,228 Ha.

Tale limite è stato fornito nello shape file denominato "localita_ms3_rev.shp".

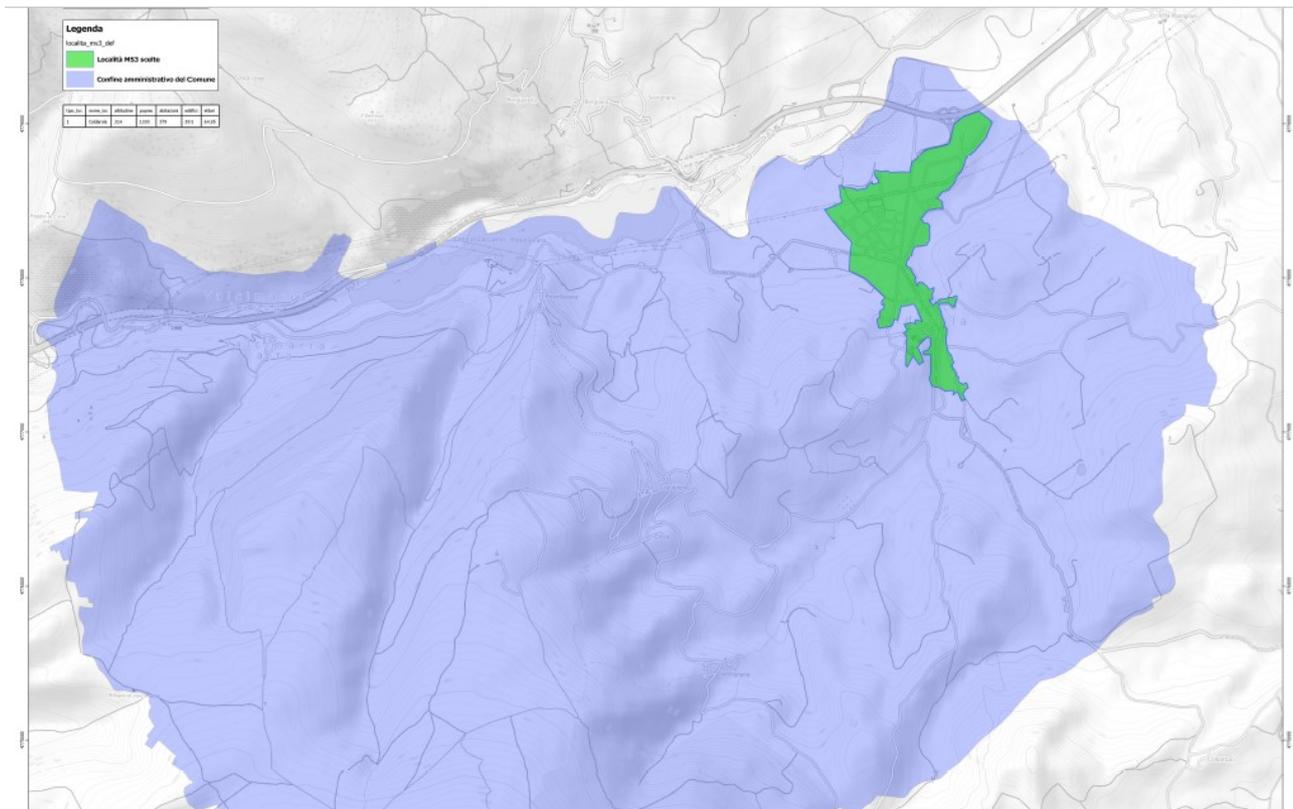


Figura 3 – In verde, settore individuato per lo studio di Microzonazione Sismica di livello 3.

2. Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento

2.1. Sismicità storica dell'area di studio

Per la determinazione degli eventi sismici di riferimento che successivamente condurranno alla definizione della pericolosità di base del territorio comunale di Caldarola si è partiti dall'analisi del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15) che fornisce dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 di interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000–2014 (Figura 4) e che si riferisce al DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15).

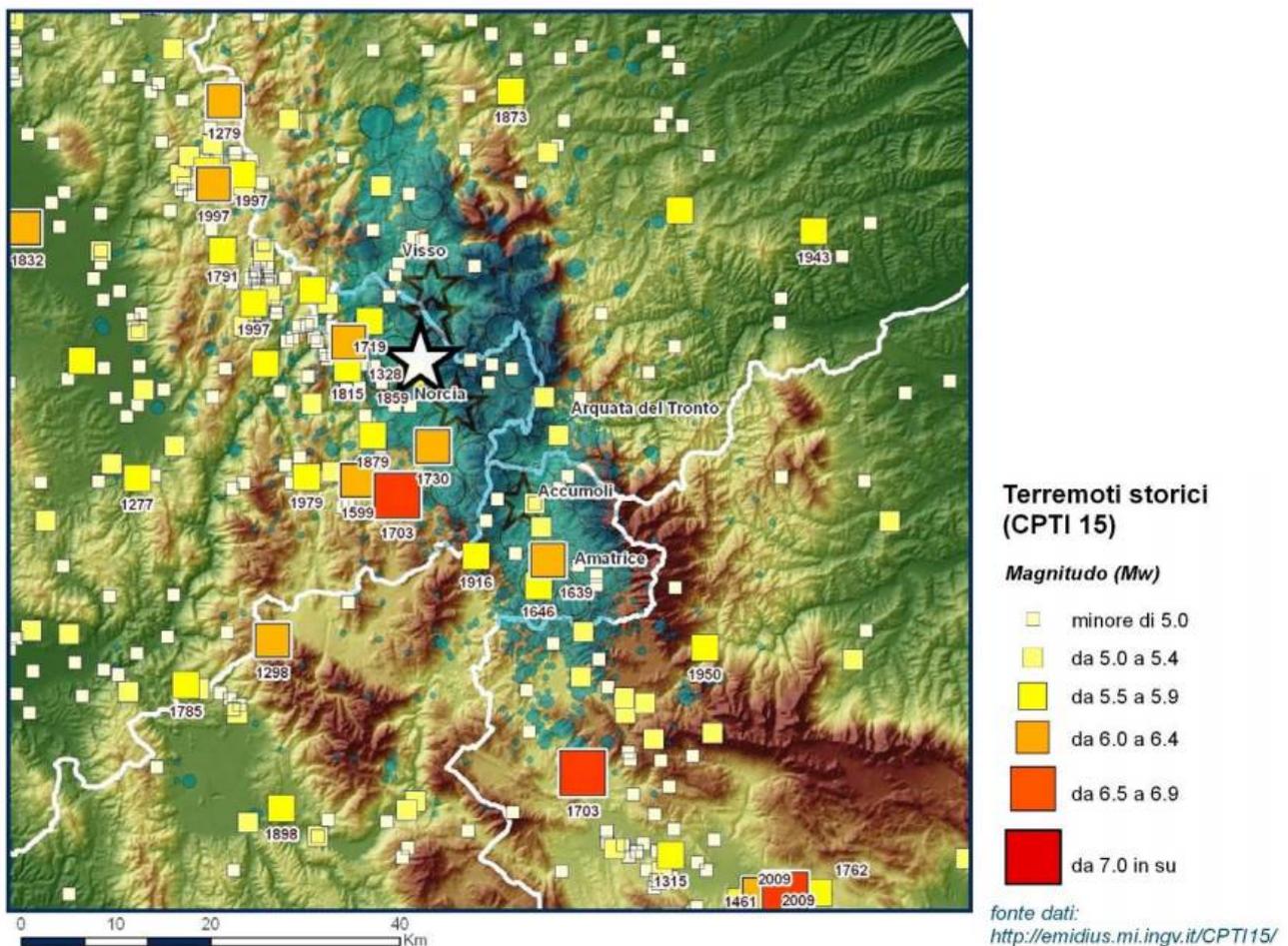


Figura 4 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15).

La consultazione per località di tale catalogo, disponibile liberamente all'indirizzo <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>, ha fornito 79 risultati (Figura 5) dei quali, ragionando in termini di scala di danno M.C.S. (Mercalli–Cancani–Sieberg) per un grado di

Dott. Geol. Mauro Cataldi



almeno VII (*terremoto molto forte con caduta di fumaio e lesioni negli edifici*) che accadono nel settore appenninico in esame con una ciclicità compresa tra 15 e 25 anni, possiamo prendere in considerazione:

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>	<i>Intensità nella località</i>
28/07/1799	Appennino marchigiano	6,18	VIII
09/12/1936	Caldarola	4,76	VII–VIII
28/08/1921	Monti Sibillini	4,66	VII
08/06/1922	Valle del Chienti	4,73	VI–VII
01/09/1951	Monti Sibillini	5,25	VI–VII
26/09/1997	Appennino umbro–marchigiano	5,97	VI–VII

Inoltre, sulla base di osservazioni effettuate su versioni obsolete di cataloghi precedenti (CPTI99, CPTI04, CPTI11, DBMI04, DBMI11), sicuramente vanno presi in esame anche i seguenti accadimenti:

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>
30/04/1279	Appennino umbro–marchigiano	6,20
01/12/1328	Valnerina	6,49
12/05/1730	Valnerina	6,04
24/04/1741	Fabrianese	6,17
17/04/1747	Appennino umbro–marchigiano	6,05
12/03/1873	Appennino marchigiano	5,85
19/09/1979	Valnerina	5,83

Infine, sono state analizzate due fonti di dati sismologici di lungo periodo, lo *European Archive of Historical Earthquake Data* (AHEAD) e lo *SHARE European Earthquake Catalogue* (SHEEC) da cui emerge come significativo per l'area oggetto di studio, l'evento occorso nel 1703, il cui impatto sul territorio fu sensibilmente più grave rispetto a quanto è emerso a seguito della fase sismica attualmente in corso, in quanto accompagnato da una successiva scossa avente epicentro nell'aquilano (Mw 6,67 del 02/02/1703):

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>
14/01/1703	Valnerina	6,92

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065

Relazione Illustrativa

File downloaded from CPTI15 - DBMI15

Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Seismic history of Caldarola
 PlaceID IT_51576
 Coordinates (lat, lon) 43.137, 13.226
 Municipality (ISTAT 2015) Caldarola
 Province Macerata
 Region Marche
 No. of reported earthquakes 79

Intensity	Year Mo Da Ho Mi Se	Epicentral area	NMDP	Io	Mw
8	1799 07 28 22 05	Appennino marchigiano	70	9	6.18
4-5	1889 11 28 19 10	Monti Sibillini	10	4-5	4.19
4	1889 12 08	Gargano	122	7	5.47
4	1891 06 07 01 06 14.00	Valle d'Illasi	403	8-9	5.87
F	1893 08 02 00 59	Valnerina	84	5-6	4.55
NF	1895 05 18 19 55 12.00	Fiorentino	401	8	5.5
2-3	1895 05 20 15 32 57.00	Valle Umbra	27	5-6	4.49
2-3	1895 08 09 17 38 20.00	Adriatico centrale	103	6	5.11
2-3	1895 08 25 00 17 10.00	Sellano	13	5	4.25
6	1897 09 21	Marche settentrionali	44	7	5.4
F	1897 10 28 10 40	Fermano	25	4-5	4.16
3-4	1897 12 18 07 24 20.00	Alta Valtiberina	132	7	5.09
4	1898 06 27 23 38	Reatino	186	8	5.5
4	1898 08 25 16 37 46.00	Valnerina	67	7	5.03
5	1898 11 27 01	San Ginesio	35	5-6	4.39
3	1899 04 21 00 57 55.00	Narni	45	4	3.96
3-4	1899 06 22 13 20	Corridonia	30	5	4.08
4-5	1903 11 02 21 52	Valnerina	33	6	4.81
3	1904 06 20 01 24	Assisi	24	5	4.1
5	1904 09 02 11 21	Maceratese	59	5-6	4.63
2-3	1904 11 17 05 02	Pistoiese	204	7	5.1
4	1905 11 30 22	Caldarola	9	4	3.7
3	1905 12 09 21 41	Valle Umbra	42	5	4.24
3	1906 02 05 16 34	Valnerina	55	5	4.41
3-4	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5	4.75
5	1908 03 17 03 59	Marche meridionali	54	5-6	4.61
3	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	6-7	5.36
3	1910 06 29 13 52	Valnerina	58	7	4.93
3	1910 12 22 12 34	Monti della Laga	19	5	4.3
4	1910 12 26 16 30	Monti della Laga	50	5-6	4.56
3	1911 02 19 07 18 30.00	Forlivese	181	7	5.26
7	1921 08 28 10 45	Monti Sibillini	12	7	4.66
6-7	1922 06 08 07 47	Valle del Chienti	47	6	4.73
2-3	1930 11 09 01 33	Monti Sibillini	17	5	4.31
4	1933 09 26 03 33 29.00	Maiella	325	9	5.9
7-8	1936 12 09 07 34	Caldarola	31	6-7	4.76
5-6	1943 10 03 08 28 29.00	Ascolano	170	8	5.67
6-7	1951 09 01	Monti Sibillini	80	7	5.25
4-5	1960 02 24 01 51	Appennino umbro-marchigiano	25	5	4.32
5-6	1962 10 05 23 00 43.00	Appennino maceratese	16	5-6	4.35
3	1971 04 02 01 43 54.00	Valnerina	68	6	4.5
5	1972 11 26 16 03	Marche meridionali	73	8	5.48
6	1979 09 19 21 35 37.00	Valnerina	694	8-9	5.83
5	1980 02 28 21 04 40.00	Valnerina	146	6	4.97
5-6	1980 05 24 20 16 04.00	Monti Sibillini	58	5-6	4.48

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065

Relazione Illustrativa

4-5	1984 04 29 05 02 59.00	Umbria settentrionale	709	7	5.62
3	1986 10 13 05 10 00.31	Monti Sibillini	322	5-6	4.46
3	1989 09 11 02 46 23.93	Marche meridionali	60	5	4.04
2-3	1989 12 22 06 48 13.91	Valle Umbra	114	5	4.44
3-4	1993 06 04 21 36 50.60	Valle del Topino	90	5-6	4.39
3-4	1993 06 05 19 16 17.02	Valle del Topino	326	6	4.72
4-5	1995 12 30 15 22 08.73	Fermo	106	5	4.19
4	1996 01 01 12 21 41.54	Maceratese	91	5-6	4.2
4	1996 01 22 18 37 44.36	Fermo	76	5	3.96
3	1997 09 03 22 07 29.70	Appennino umbro-marchigiano	62	6	4.54
4	1997 09 07 23 28 05.79	Appennino umbro-marchigiano	57	5-6	4.19
3	1997 09 09 16 54 47.50	Appennino umbro-marchigiano	39	5-6	3.78
3	1997 09 10 06 46 50.78	Appennino umbro-marchigiano	47	5	3.85
6-7	1997 09 26 00 33 12.88	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8	5.66
6	1997 09 26 09 40 26.60	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9	5.97
5-6	1997 10 03 08 55 22.07	Appennino umbro-marchigiano	490		5.22
5	1997 10 06 23 24 53.29	Appennino umbro-marchigiano	437		5.47
5	1997 10 14 15 23 10.64	Valnerina	786		5.62
4	1997 10 23 08 58 43.96	Appennino umbro-marchigiano	56		3.86
4-5	1997 11 09 19 07 33.27	Valnerina	180		4.87
4	1998 02 07 00 59 44.54	Appennino umbro-marchigiano	62		4.41
5	1998 03 21 16 45 09.21	Appennino umbro-marchigiano	141		5
5-6	1998 03 26 16 26 17.03	Appennino umbro-marchigiano	409		5.26
5	1998 04 05 15 52 21.01	Appennino umbro-marchigiano	395		4.78
4	1998 06 02 23 11 23.00	Appennino umbro-marchigiano	83		4.25
4	1999 11 29 03 20 33.86	Monti della Laga	62	5-6	4.15
4	2000 09 02 05 17 02.41	Appennino umbro-marchigiano	115	5	4.4
4-5	2000 10 24 07 52 23.70	Monti Sibillini	65	5	4.11
3	2003 05 25 17 15 13.95	Ascolano	88	4-5	3.81
3	2004 12 09 02 44 25.29	Teramano	213	5	4.09
4	2005 04 12 00 31 51.61	Maceratese	131	4	3.74
3	2005 12 15 13 28 39.59	Val Nerina	350	5	4.14
3-4	2006 04 10 19 03 36.67	Maceratese	211	5	4.06
4	2006 10 21 07 04 10.01	Anconetano	287	5	4.21

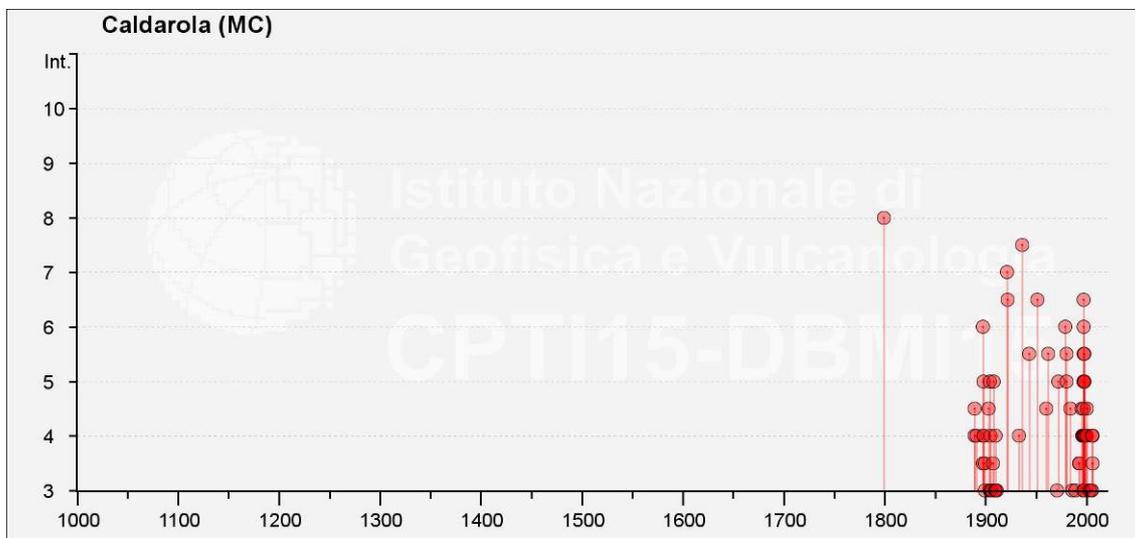


Figura 5 – Risultato dell'interrogazione per località del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



2.2. Sismicità recente dell'area di studio

Viene compiuta una ricerca degli eventi sismici recenti più rilevanti attraverso l'Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-basE (ISIDE), servizio di sorveglianza sismica nazionale dell'INGV.

L'interrogazione, effettuata per un periodo superiore ad un anno, compreso tra l'agosto 2016 e la data della stesura della presente relazione (dicembre 2017) e che ha riguardato un raggio di 50 km dal Comune di Caldarola ed una magnitudo M_w compresa tra 2,0 e 10,0, ha fornito 9.721 risultati (Figura 6) aventi magnitudo elevata (M_w max 6,5) e localizzati in dorsale appenninica, e che rappresentano l'intensa sequenza sismica tuttora in atto definita dall'INGV "Sequenza sismica Amatrice–Norcia–Visso".

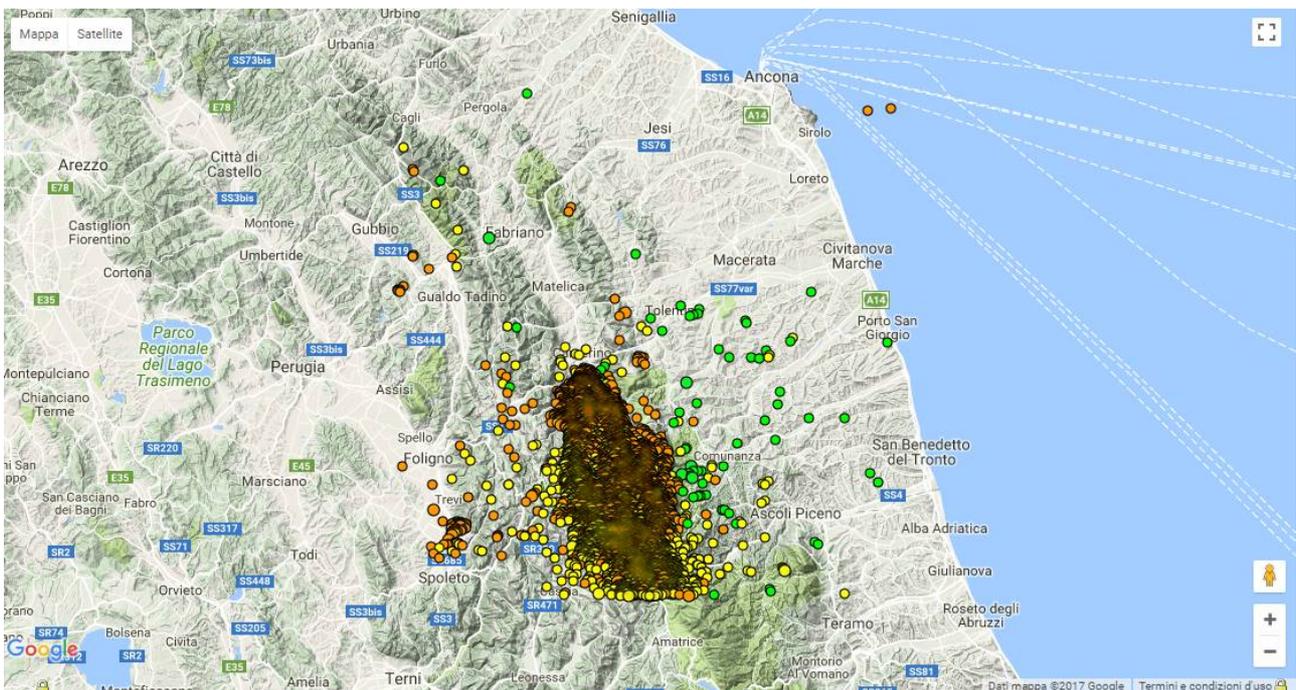


Figura 6 - Localizzazione degli eventi sismici occorsi dal 24/08/2016. Fonte database ISIDE

<http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>

Tale sequenza, rappresentata fino a qualche mese fa ancora in media da 100 eventi giornalieri di cui pochi con $M_w \geq 2$, ha superato gli 80.000 sismi dal 24 agosto 2016, quando alle ore 3.36 si è verificato un sisma di M_w 6,0 con epicentro nel Comune di Accumoli e ipocentro alla profondità di 8 km, seguito alle ore 4.33 da una scossa di M_w 5,4 registrata presso Norcia, data l'attivazione immediata di un segmento del sistema di faglie lungo circa 40 km.

Il 26 ottobre 2016, alle ore 19.11 una nuova forte scossa di Mw 5,4 è stata registrata nel Comune di Castelsantangelo sul Nera, seguita da un'altra più intensa alle ore 21.18 e Mw 5,9 con epicentro nel Comune di Ussita.

Il 30 ottobre 2016, alle ore 7.40 si è verificata una forte scossa di Mw 6,5, risultando la più intensa dal sisma dell'Irpinia del 1980. L'ipocentro è stato stimato a 9 km di profondità, mentre l'epicentro in provincia di Perugia, tra i paesi di Norcia e Preci. Numerose le repliche con Mw compresa tra 4,0 e 4,5.

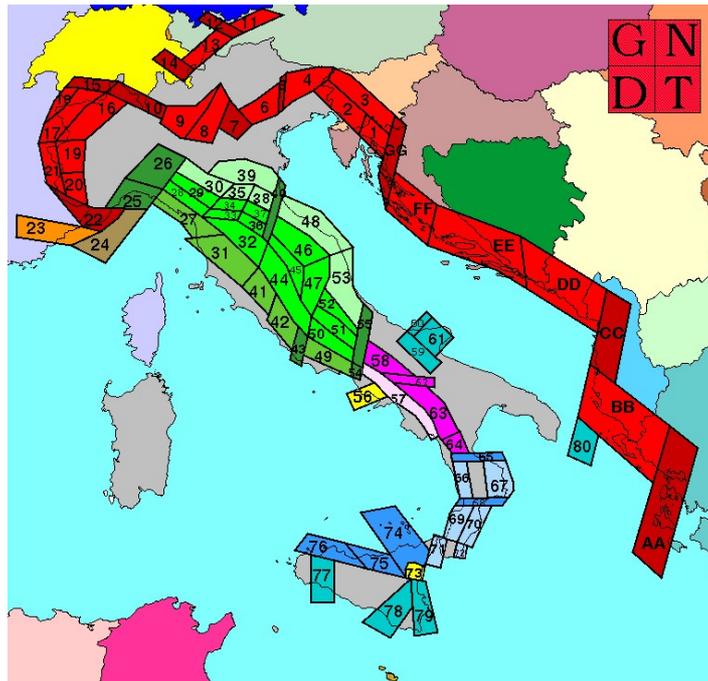
Il 18 gennaio 2017 si sono verificate invece quattro scosse molto intense in un arco temporale di poco superiore alle quattro ore: la prima alle ore 10.25 (Mw 5,1 – epicentro a Capitignano), la seconda alle ore 11.14 (Mw 5,5 – Capitignano), la terza alle ore 11.25 (Mw 5,4 – Capitignano/Pizzoli), l'ultima alle ore 14.33 (Mw 5,0 – Barete/Cagnano Amiterno).

2.3. Pericolosità sismica di base

Negli ultimi anni e fino al 2002, la zonazione simogenetica ZS4 (Figura 7 – http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html; Scandone e Stucchi, 2000), ha rappresentato il punto di riferimento per la maggior parte delle valutazioni di pericolosità sismica dell'area italiana.

Tale zonazione era stata realizzata da Scandone e colleghi nel 1996 ma gli sviluppi più recenti delle conoscenze in materia di sismogenesi hanno evidenziato alcune inconsistenze di tale modello di zonazione, a cui a partire dal 1999 si è aggiunta una non completa coerenza con il catalogo CPTI (Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, pubblicato in quell'anno dal Gruppo di Lavoro CPTI); inoltre, a causa delle ridotte dimensioni delle zone sismogenetiche, anche utilizzando questo catalogo, il campione di terremoti disponibili per molte delle zone sismogenetiche è scarso, tale da rendere instabili le stime dei ratei di sismicità.

Regione Marche – Comune di Caldara
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa



A. Zone di interazione tra piastra adriatica e piastra europea (Alpi e Sudalpino) e zone di interazione tra piastra adriatica e sistema dinarico (Dinaridi ed Ellenidi fino allo svincolo di Cefalonia). L'asse di compressione massima, suborizzontale segue i vettori di spostamento dell'indenter insubrico.

- 1.1. Aree con meccanismi di rottura attesi di tipo thrust e transpressivo
- 1.2. Aree di svincolo, con meccanismi di rottura attesi di tipo transpressivo o strike-slip

B. Zone legate al margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica.

- 2.1. Fascia padano-adriatica in compressione. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
- 2.2. Fascia intermedia. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
- 2.3. Fascia tirrenica in distensione. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip
- 2.4. Zone di svincolo (transfer). Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di strike-slip.

Non è ancora definitivamente chiarito se l'Arco Calabro appartiene a questo gruppo o al gruppo 3. Nella prima ipotesi:

- 2.5.a. Fasce sismogenetiche longitudinali. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
- 2.5.b. Zone di svincolo. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip

C. Zone legate al recente sollevamento della catena appenninica, successivo ad una lunga storia di migrazione spazio-temporale del sistema catena-avampaese.

- 3.1. Fascia appenninica principale. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip e subordinatamente strike-slip
- 3.2. Margine tirrenico. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip

D. Zone legate ad un regime compressivo giovane impostato su un precedente regime distensivo.

- 4.1. Mar Ligure. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
- 4.2. Liguria occidentale. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip e transpressione

E. Zone di rottura all'interno della piastra di avampaese e lungo i suoi margini in flessione.

- 5. Belice, Iblei, Scarpata Ibleo-Maltese, Gargano-Tremiti, Canale d'Otranto. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip nelle aree di flessura e lungo la scarpata di Malta e di strike-slip nelle altre

F. Zone vulcaniche

- 6. Ischia-Flegrei, Vesuvio ed Etna, con terremoti molto superficiali. Meccanismi di rottura attesi per i terremoti meno superficiali: dip-slip per l'area campana e misti (dip-slip e strike-slip) per l'Etna

Figura 7 – Zonazione sismogenetica ZS4 adottata dal GNDT nel 1996 e relativa legenda (da http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html)

Per superare questo stato di cose si è convenuto di disegnare una nuova zonazione, denominata ZS9 (Figura 8) che soddisfacesse i seguenti requisiti:

- a) Essere basata prevalentemente sul *background* informativo e sull'impianto generale di ZS4, che deriva dall'approccio cinematico all'elaborazione del modello sismotettonico;

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- b) Ricepire le informazioni delle sorgenti sismogenetiche italiane messe a disposizione da DISS 2.0 (*Database of Potential Sources for Earthquake Larger than M5.5 in Italy*, Valensise e Pantosti, 2001) e da altre compilazioni regionali di faglie attive;
- c) Considerare le indicazioni e gli spunti che derivano dall'analisi dei dati relativi ai terremoti più importanti verificatisi successivamente alla predisposizione di ZS4, alcuni dei quali (Bormio 2000, Monferrato 2001, Merano 2001, Palermo 2002, Molise 2002) localizzati al di fuori delle zone-sorgente in essa definite;
- d) Superare il problema delle ridotte dimensioni delle zone-sorgente e della conseguente limitatezza del campione di terremoti che ricade in ciascuna di esse;
- e) Essere utilizzabile in congiunzione con il nuovo catalogo CPT12 utilizzato per i calcoli dei tassi di sismicità all'interno di questo progetto (ZS4 era stata tracciata anche sulla base del quadro di sismicità storica che derivava da NT.4);
- f) Fornire una stima di profondità "efficace", definita come l'intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti in ogni zona-sorgente, utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione determinate su base regionale;
- g) Fornire per ogni ZS un meccanismo di fagliazione prevalente utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione sulla base dei coefficienti proposti da Bommer et al. (2003).

Nel caso in esame, il territorio comunale di Caldarola, seguendo la zonazione ZS9, si trova all'interno della zona sismogenetica 918 (Figura 9 - Zona "Medio-Marchigiana/Abruzzese") che risulta dalla scomposizione della fascia che da Parma si estende fino all'Abruzzo. Tale zona è caratterizzata da terremoti prevalentemente compressivi nella porzione nord-occidentale e probabilmente distensivi nella porzione più sud-orientale (zona di transizione a carattere misto); si possono altresì avere movimenti trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture. L'intera fascia è caratterizzata da terremoti storici che raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo (M_w max 6,37); le profondità ipocentrali sono mediamente maggiori delle fasce esterne (profondità efficace 13 km): lo testimoniano quegli eventi che hanno avuto risentimenti su aree piuttosto vaste (1799 Camerino, 1873 Appennino marchigiano, 1950 Gran Sasso). A tale zona sono associate anche sorgenti "silenti" (Monti della Laga, Campo Imperatore), legate a fagliazione normale. Studi paleosismologici lungo le espressioni superficiali delle sorgenti suggeriscono una ripetuta attivazione nel corso dell'Olocene con magnitudo

Dott. Geol. Mauro Cataldi



attese che, sulla base della lunghezza della rottura di superficie, vengono stimate tra 6,5 e 7,0 (Galadini e Galli, 2000).

In adiacenza alla zona sismogenetica 918, nel settore occidentale, sono ubicate le fasce 919 (Figura 10 – Zona “Appennino Umbro”) e 923 (Figura 11 – Zona “Appennino Umbro”), che di corredo con la zona 915, rappresentano una fascia che dalla Lunigiana arriva fino al confine Abruzzo–Molise e nella zonazione ZS4 veniva indicata come l’area con il maggior rilascio di energia dell’Appennino centro-settentrionale. Essa corrisponde al settore più interno della catena appenninica, generalmente interessato da importanti faglie primarie e relative sorgenti sismogenetiche, con faglie e sistemi di faglie legati all’estensione appenninica. Tali strutture immergono verso NE nel settore compreso tra la Toscana settentrionale e l’Umbria settentrionale e verso SW nel settore che si estende dall’Umbria centrale fino a tutto l’Abruzzo (Galadini et al., 2001; Valensise e Pantosti, 2001). Questa lunga fascia include le sorgenti sismogenetiche responsabili dei terremoti di più elevata magnitudo che hanno caratterizzato l’arco appenninico settentrionale e centrale. Nonostante le limitate dimensioni, la zona 919 (profondità efficace 8 km) è caratterizzata da un elevato numero di terremoti, molti dei quali di magnitudo maggiore o uguale a 5 (Mw max 6,37). Nella zona più meridionale (923, a sud della Valnerina, profondità efficace 9km) sono presenti invece le sorgenti più estese ed i terremoti a magnitudo più elevata (Mw max 7,06).

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

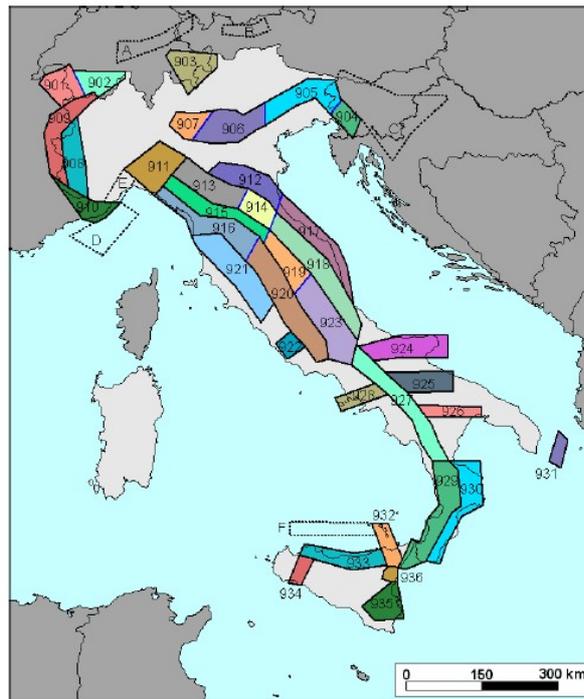


Figura 8 – Zonazione simogenetica ZS9 (da <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>).

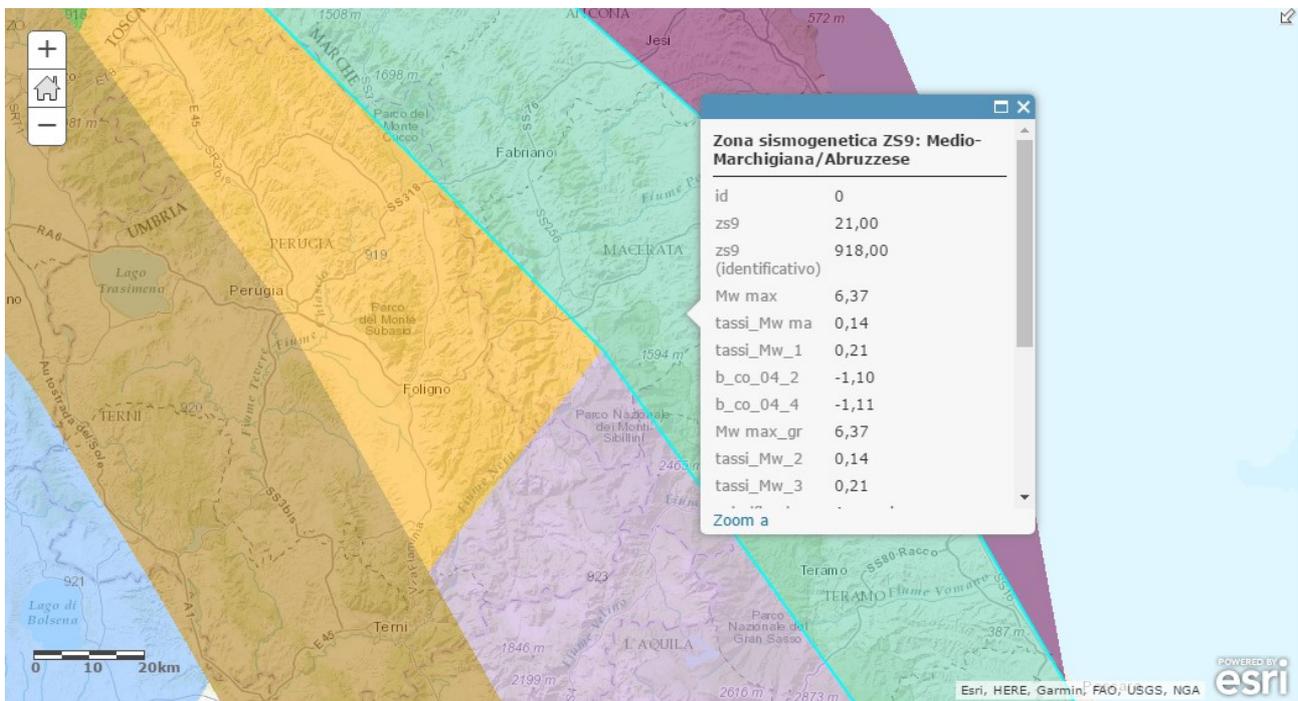


Figura 9 – Zona sismogenetica ZS9 n. 918 (verde acqua) – Zona “Medio-Marchigiana/Abruzzese” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

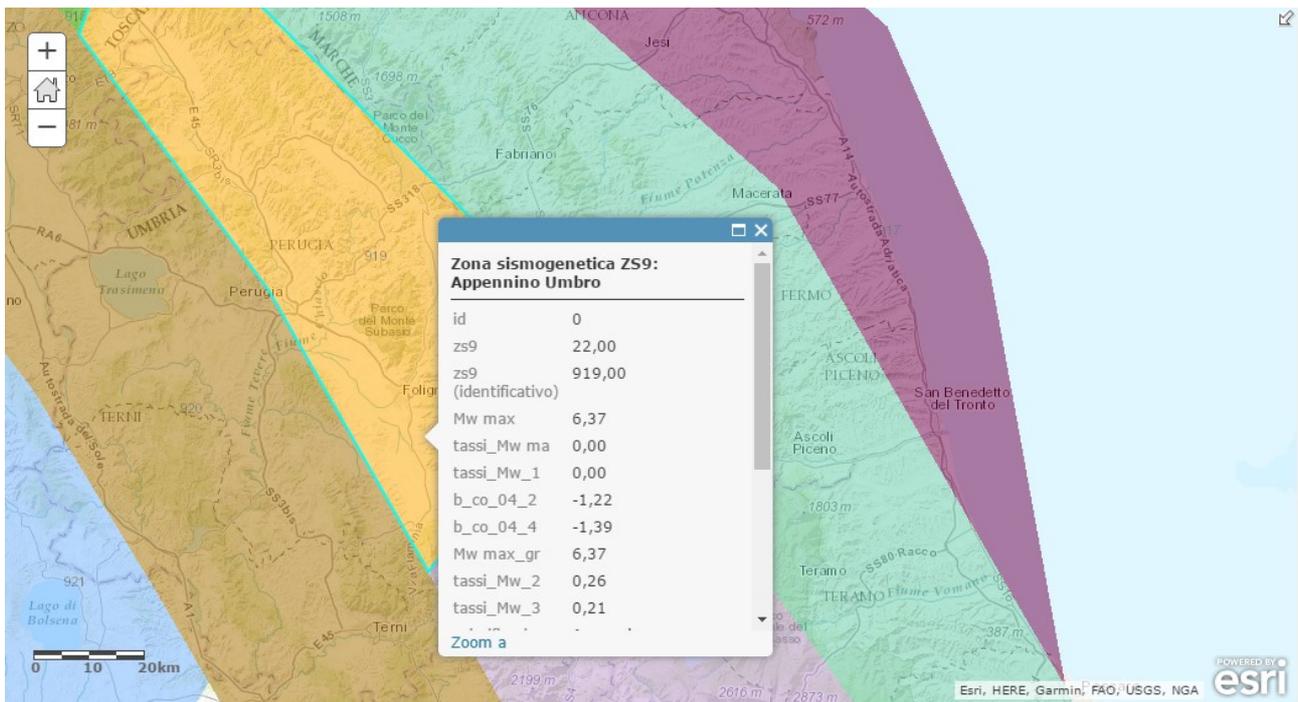


Figura 10 – Zona sismogenetica ZS9 n. 919 (giallo) – Zona “Appennino Umbro” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

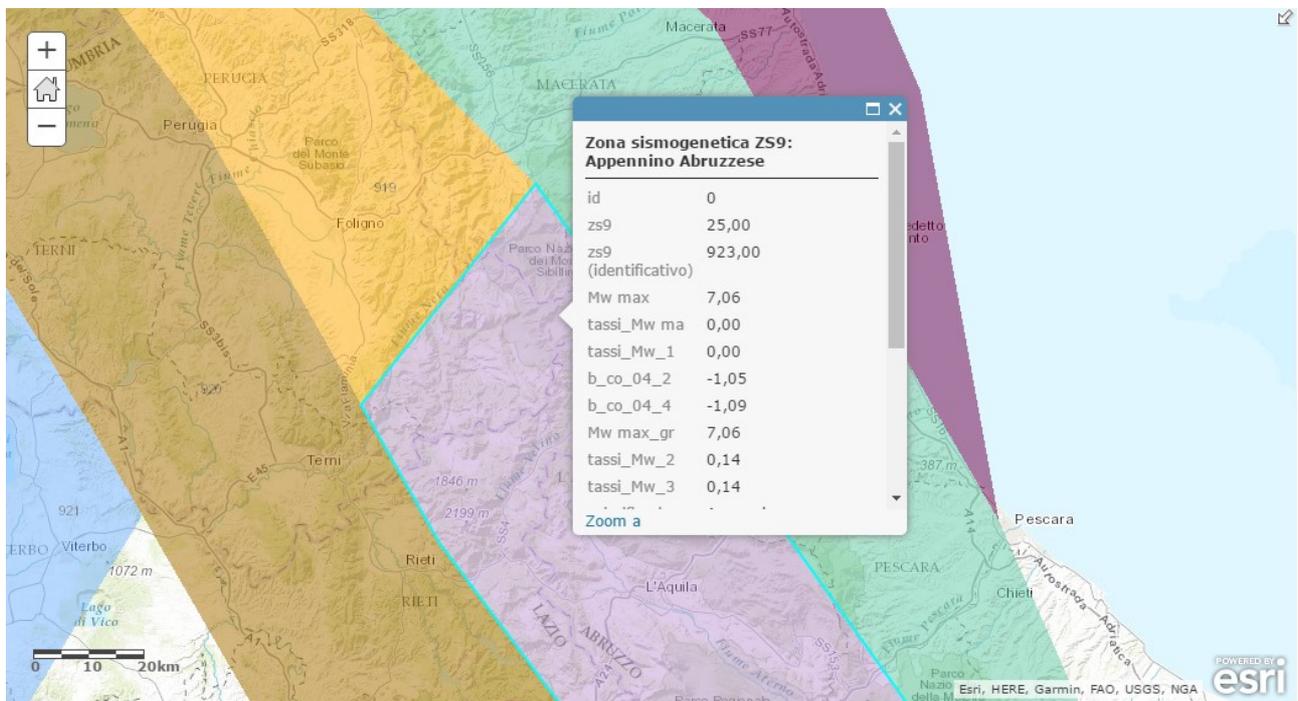


Figura 11 – Zona sismogenetica ZS9 n. 923 (viola) – Zona “Appennino Abruzzese” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Il database DISS è stato concepito negli anni '90 da un gruppo di scienziati dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: è stato poi notevolmente migliorato attraverso rilasci successivi. Diversi autori, tra cui Bommer, definisce il DISS come il database più avanzato per le sorgenti sismogenetiche sviluppate in un contesto sismotettonico europeo.

Inoltre rappresenta uno strumento indispensabile per lo sviluppo di futuri modelli di pericolosità sismica (Scotti, 2010).

Dopo la prima versione del DISS, rilasciata nel luglio del 2000, sono succedute altre versioni, fino a giungere all'attuale 3.2.0, rilasciata nel giugno 2015 (Figura 12), consultabile anche su software gratuito *Google Earth*, che facilita la ricerca ai propri utenti ed espande le proprie capacità di diffusione dei dati.

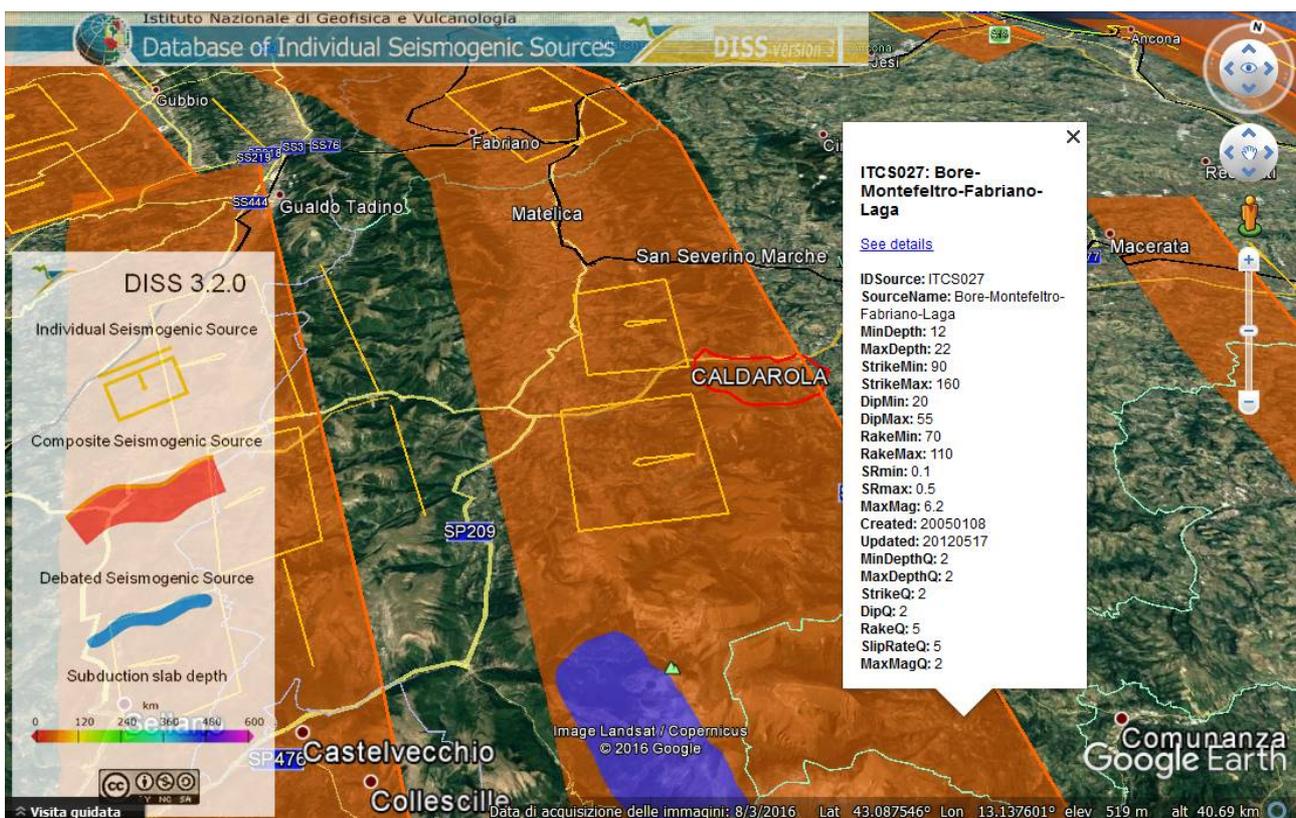


Figura 12 – DISS (Database of Individual Seismogenic Sources) – vers. 3.2.0 (da Google Earth vers. 7.1.6.2706).

Si può osservare che il territorio del Comune di Caldarola è compreso in un'ampia fascia sismogenetica composta avente andamento Nord-Sud e indicata come ITCS027 "Bore-

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Montefeltro–Fabriano–Laga”, localizzata tra 12 e 22 km di profondità e rappresentata dalla proiezione di un *thrust* che emerge verso est lungo la costa adriatica, come ben individuato dal CROPO3 (Barchi et al., 1998). Viene associata una magnitudo massima Mw max di 6,2 (terremoto di progetto) valutata usando la relazione di Wells & Coppersmith (1994).

All'interno di questa ampia fascia sono presenti singole sorgenti sismogenetiche, che da Nord a Sud sono: Loiano (ITIS058), Cagli (ITIS047), Fabriano (ITIS048), Camerino (ITIS049) e Sarnano (ITIS055).

Attualmente la regione interna marchigiana che ricade in tale fascia è caratterizzata da una bassa attività sismica: tuttavia terremoti estremamente dannosi hanno colpito questa zona negli ultimi 3 secoli, con epicentri allineati lungo una stretta striscia: Fabriano (1741, Mw 6,2), Cagli (1781, Mw 6,2), Camerino (1799, Mw 5,8) e Appennino marchigiano/Sarnano (1873, Mw 6,0).

I parametri delle strutture caratterizzanti le zone sismogenetiche prossime al Comune di Caldarola (Camerino e Sarnano) vengono riassunte nella tabella sottostante.

Tabella 1 - Caratteristiche delle zone sismogenetiche prossime al territorio comunale di Caldarola.

<i>Codice</i>	ITIS049	ITIS055
<i>Nome</i>	Camerino	Sarnano
<i>Localizzazione (Lat/Lon)</i>	43,1552/13,1022	43,0537/13,1399
<i>Lunghezza (km)</i>	8	9,5
<i>Ampiezza (km)</i>	6	7,5
<i>Profondità Min (km)</i>	14	14
<i>Profondità Max (km)</i>	16,1	16,6
<i>Strike (°)</i>	160	160
<i>Dip (°)</i>	20	20
<i>Rake (°)</i>	90	90
<i>Slip per evento (m)</i>	0,4	0,5
<i>Slip Rate (mm/y)</i>	0,1–0,5	0,1–0,5
<i>Magnitudo max (Mw)</i>	5,8	6
<i>Ultimo evento</i>	28 lug 1799	12 mar 1873
<i>Penultimo evento</i>	Sconosciuto	Sconosciuto

Ad occidente delle zone sismogenetiche analizzate, troviamo un'altra fascia denominata ITCS028 “Colfiorito–Campotosto” a cui viene associata una magnitudo massima Mw max di 6,5 e caratterizzata da un sistema di faglie normali a basso angolo, immergenti a SW e

Dott. Geol. Mauro Cataldi



profondità compresa tra 2,5 e 14 km. A questa zona vengono associati numerosi terremoti distruttivi, che da nord a sud sono stati: Gubbio (1593, Mw 5,5), il doppio terremoto di Fiuminata (1747, Mw 5,9), Gualdo Tadino (1751, Mw 6,3), Camerino (1279, Mw 6,3) ed il recente doppio terremoto che ha colpito le zone di Colfiorito e Sellano, cioè il 26 settembre e il 14 ottobre 1997 (Mw 5,8 e 5,7 rispettivamente). A sud di questa zona, da segnalare il terremoto della Valnerina (1838, Mw 5,6), Norcia (1328, Mw 6,4) e Appennino Reatino (1703, Mw 6,8).

Nella tabella seguente vengono riassunti i parametri delle faglie presenti nelle zone sismogenetiche ubicate ad occidente del territorio comunale di Caldarola. Per quanto riguarda la zona ITIS016 “Bacino Norcia”, i dati sono stati ricavati dalla precedente versione del database, cioè dal DISS 3.1.1, in quanto nella versione attuale sembrerebbe essere stata rimossa.

Tabella 2 - Caratteristiche delle zone sismogenetiche poste ad Ovest del territorio comunale di Caldarola.

<i>Codice</i>	ITIS017	ITIS018	ITIS019	ITIS016
<i>Nome</i>	Colfiorito Nord	Colfiorito Sud	Sellano	Bacino Norcia
<i>Localizzazione (Lat/Lon)</i>	43,0874/12.8358	42,999/12,9267	42,9133/12,9342	42,7587/13,0932
<i>Lunghezza (km)</i>	14	9	6	25
<i>Ampiezza (km)</i>	8	6	6	13,6
<i>Profondità Min (km)</i>	3,4	4	2,5	3
<i>Profondità Max (km)</i>	8,5	7,8	6,5	13,4
<i>Strike (°)</i>	143	148	144	150
<i>Dip (°)</i>	40	40	40	50
<i>Rake (°)</i>	275	277	260	270
<i>Slip per evento (m)</i>	0,33	0,38	0,28	0,64
<i>Slip Rate (mm/y)</i>	0,1–1	0,1–1	0,1–1	0,1–0,6
<i>Magnitudo max (Mw)</i>	6	5,7	5,6	6,5
<i>Ultimo evento</i>	26 set 1997	26 set 1997	14 ott 1997	30 ott 2016
<i>Penultimo evento</i>	30 apr 1279(?)	Sconosciuto	<150 a.C.	14 gen 1703

L'area colpita dall'attuale sequenza sismica è caratterizzata da sistemi di faglia attivi, già descritti nella letteratura geologica pubblicata a partire dagli anni '90 del XX secolo. In particolare, il settore appenninico compreso tra l'area di Campotosto a sud e Colfiorito a

Dott. Geol. Mauro Cataldi



nord è interessato da sistemi di faglie con direzione da NW–SE a NNW–SSE, con espressioni superficiali di lunghezza complessiva nell'ordine di 20–30 km, costituiti da segmenti minori di lunghezza pari a 5–10 km. Come descritto in precedenza, si ritiene che queste faglie normali costituiscano l'espressione superficiale di sorgenti sismogenetiche potenzialmente in grado di generare terremoti con magnitudo compresa tra 5,5 e 7,0.

L'evidenza dell'attività recente – tranne che nel caso del sistema di faglia di Colfiorito – è riferibile alla dislocazione di depositi e forme attribuiti al Pleistocene superiore–Olocene (da circa 125.000 anni) e in molti casi è corroborata dai risultati di indagini paleosismologiche.

Di seguito vengono fornite sintetiche informazioni sui sistemi di faglia (Figura 13), come desumibili dalla ricca bibliografia disponibile.

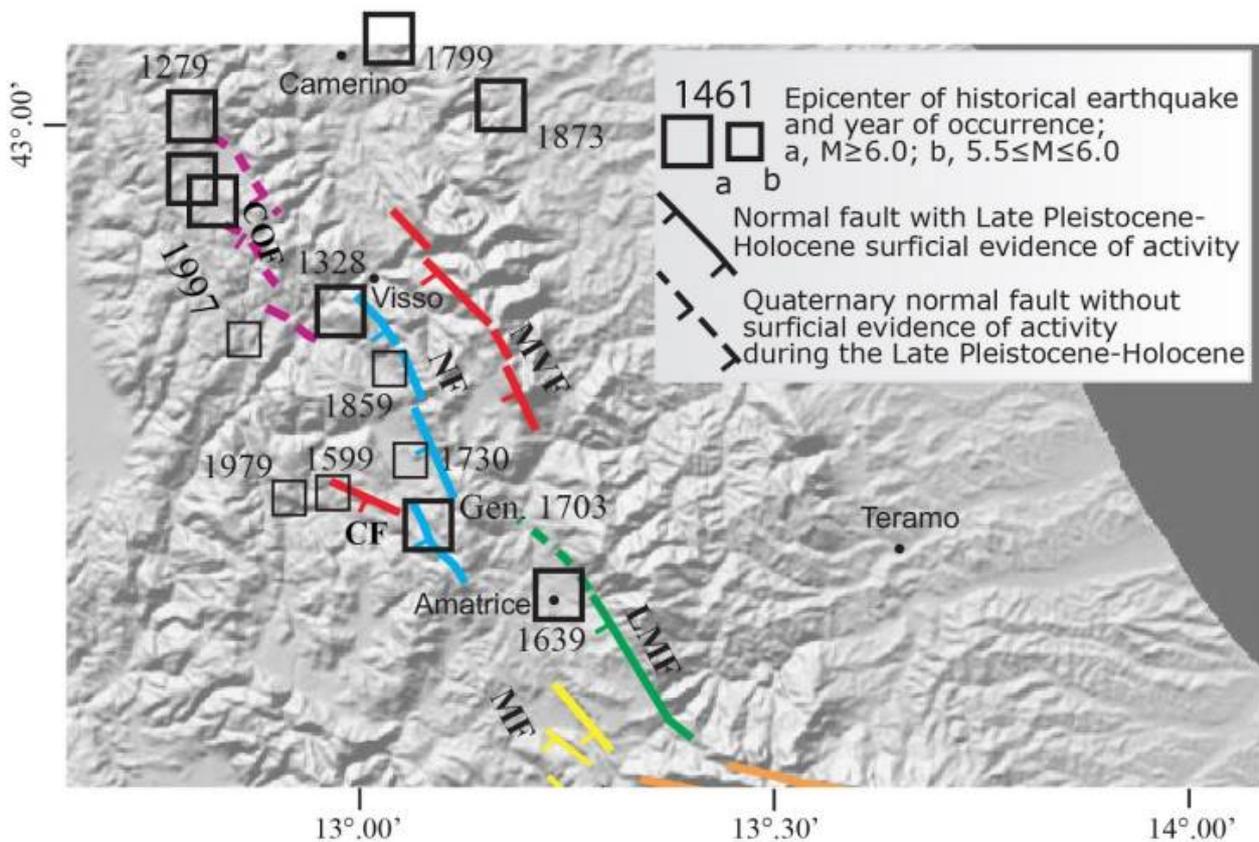


Figura 13 – Schema delle faglie quaternarie e/o attive nell'area compresa tra il bacino di Montereale (sud) e l'area di Colfiorito (nord): COF, faglia di Colfiorito; MVF, faglia del Monte Vettore; NF, faglia di Norcia; CF, faglia di Cascia; LMF, faglia dei Monti della Laga; MF, faglie del bacino di Montereale.

- 1) Sistema di faglie del M. Vettore (MVF), fra il versante settentrionale della valle del Tronto e la zona di Ussita. Comprende segmenti identificati lungo i versanti occidentali del M. Vettore, M. Argentella, Palazzo Borghese, M. Porche e M. Bove (Calamita e Pizzi, 1992; Coltorti e Farabollini, 1995; Cello et al., 1997; Pizzi et al., 2002; Galadini e Galli, 2003; Pizzi e Galadini, 2009). La sismicità che ha interessato questa zona a partire dal 24 agosto è stata attribuita all'attivazione dell'intero sistema di faglia. Considerando le evidenze di attività olocenica e la mancanza di terremoti storici ad essa associati, la faglia è stata in passato considerata "silente", intendendo che a essa era presumibilmente legato un gap sismico (Galadini e Galli, 2000). È da notare che in corrispondenza di un segmento minore al margine del Piano di Castelluccio – oggetto di indagini paleosismologiche mediante la realizzazione di trincee nel 1999 (Galadini e Galli, 2003) – è stata osservata fagliazione di superficie a seguito del terremoto del 30 ottobre.

- 2) Sistema di faglie di Colfiorito (COF), caratterizzato da tre segmenti distribuiti lungo i bacini di Colfiorito (nord) e Cesi-San Martino e in corrispondenza della zona di Mevale (sud). Si ritiene che questo sistema di faglia costituisca l'espressione superficiale delle sorgenti sismogenetiche che hanno generato la sequenza sismica del 1997 (Cinti et al., 1999; Pantosti et al., 1999; Cello et al., 2000; Calamita et al., 2000; Vittori et al., 2000; Messina et al., 2002; Chiaraluce et al., 2005; Barchi and Mirabella, 2009). In riferimento all'attività quaternaria, la dislocazione complessiva è stata stimata nell'ordine di alcune centinaia di metri. Tuttavia, sembrerebbe che essa sia prevalentemente il risultato di movimenti attribuibili al Pleistocene inferiore, mentre l'attività dal Pleistocene medio in poi, legata a movimenti in superficie lungo la faglia, sarebbe trascurabile (Messina et al., 2002). Pertanto l'attuale attività della faglia è stata considerata compatibile con il comportamento sismogenetico osservato nel corso della sequenza del 1997, caratterizzata da terremoti con M non superiore a 6 (Messina et al., 2002).

- 3) Sistema di faglie di Norcia (NF), tra gli abitati di Cittareale a sud e Preci a nord, costituita da quattro segmenti, di cui tre al margine di depressioni che hanno ospitato sedimentazione nel corso del Quaternario (Norcia, Campi, Preci) e uno (Cittareale-Castel Santa Maria) in un settore di catena privo di bacino intermontano e caratterizzato da evidenze geomorfologiche di deformazioni gravitative profonde

Dott. Geol. Mauro Cataldi



di versante (Calamita e Pizzi, 1992; Calamita et al., 1982; 1995; 1999; 2000; Blumetti et al., 1990; Blumetti, 1995; Brozzetti e Lavecchia, 1994; Cello et al., 1998; Galadini e Galli, 2000; Pizzi e Scisciani, 2000; Pizzi et al., 2002; Galadini, 2006; Gori et al., 2007). Questo sistema di faglia è generalmente considerato come l'espressione della sorgente che ha generato il terremoto del 14 gennaio 1703 (es. Galadini e Galli, 2000; Boncio et al., 2004a), come peraltro evidenziato dai risultati delle indagini paleosismologiche (Galli et al., 2005). Da notare che al sistema di Norcia sono stati anche associati terremoti di più piccola magnitudo (1328, 1730, 1859, 1979) (Galadini et al., 1999). A est di Norcia, la depressione di Cascia (CF) è bordata da una faglia caratterizzata da attività quaternaria (Calamita et al., 1982; Cello et al., 1997), cui è stato attribuito il terremoto del 1599 (es. Galadini et al., 1999). Tuttavia, la relazione tra questa e il sistema di Norcia non è chiara.

- 4) Sistema di Faglie della Laga (LMF), tra la valle del Vomano (sud) e la valle del Tronto (nord). Lungo l'espressione in superficie delle faglie si identificano due diversi domini geomorfologici, vale a dire il bacino di Amatrice e l'altopiano di Campotosto (Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Boncio et al., 2004b). Mentre l'attività tardo-quaternaria lungo l'emergenza della faglia nel settore di Amatrice è trascurabile, nell'area di Campotosto si hanno invece chiare evidenze di dislocazione nel corso del Pleistocene superiore-Olocene. Per questa ragione sono stati in passato distinti due diversi segmenti (Galadini e Messina, 2001). Da notare anche che le indagini paleosismologiche effettuate nel 1998 lungo il segmento di Campotosto evidenziarono movimenti ripetuti nel corso dell'Olocene (Galadini e Galli, 2003). La segmentazione proposta sembra compatibile con le indicazioni sismologiche. In effetti, al segmento di Amatrice potrebbe essere associato il terremoto del 1639. Lo stesso avrebbe in parte contribuito a generare il terremoto del 24 agosto. Al contrario, non sono stati identificati terremoti storici attribuibili al segmento di Campotosto, per cui in passato, similmente al caso del Vettore, è stato ipotizzato un gap sismico (Galadini e Galli, 2003).
- 5) Sistema di faglie di Montereale (MF), lungo il bordo orientale del bacino e sul fianco occidentale della dorsale carbonatica NW-SE di San Giovanni. L'attività quaternaria è stata ipotizzata in alcuni articoli sulla base di dati geologici e geomorfologici (Blumetti, 1995; Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Chiarini et al., 2014; Civico et al., 2016). La relazione tra queste faglie e le altre che interessano

Dott. Geol. Mauro Cataldi



l'area dell'Aquila (M. Marine, Pettino), associate al terremoto del 2 febbraio 1703, è tuttora non chiara. È possibile che uno dei terremoti della sequenza del 1703 (16 gennaio) sia stato originato da queste faglie o da una di esse (nel qual caso, forse, quella che borda il bacino, a ridosso dell'abitato di Capitignano).

La pericolosità sismica, intesa in senso probabilistico, è definita come lo scuotimento del suolo atteso in un dato sito con una certa probabilità di eccedenza in un dato intervallo di tempo, ovvero la probabilità che un certo valore di scuotimento si verifichi in un dato intervallo di tempo.

Questo tipo di stima si basa sulla definizione di una serie di elementi di input tra i quali anche i cataloghi dei terremoti precedentemente visti.

Con l'Ordinanza P.C.M. 3274/2003 (GU n.108 dell'8 maggio 2003) si è avviato in Italia un processo per la stima della pericolosità sismica secondo dati, metodi, approcci aggiornati e condivisi e utilizzati a livello internazionale. Per la prima volta si è delineato un percorso per il quale venivano definite le procedure da seguire, il tipo di prodotti da rilasciare e l'applicazione dei risultati. Un documento di tale tipo avrebbe infatti costituito la base per l'aggiornamento dell'assegnazione dei comuni alle zone sismiche. L'INGV si è fatto promotore di una iniziativa scientifica che ha coinvolto anche esperti delle Università italiane e di altri centri di ricerca. Questa iniziativa ha portato alla realizzazione della Mappa di Pericolosità Sismica 2004 (MPS04) che descrive la pericolosità sismica attraverso il parametro dell'accelerazione massima attesa con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni su suolo rigido e pianeggiante.

Dopo l'approvazione da parte della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile nella seduta del 6 aprile 2004, la mappa MPS04 è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'O.P.C.M. 3519/2006 (G.U. n.105 dell'11 maggio 2006).

La legislazione nazionale prevede che l'aggiornamento delle zone sismiche spetti alle singole Regioni e Province Autonome, sulla base di criteri definiti a scala nazionale. In seguito all'O.P.C.M. 3519/2006, le Regioni e Province Autonome che volessero aggiornare tale elenco devono basarsi sui valori di accelerazione proposti dalla mappa di pericolosità sismica MPS04 per individuare le soglie che definiscono il limite tra una zona sismica e un'altra. La situazione aggiornata delle zone sismiche è disponibile nel sito del Dipartimento della Protezione Civile.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Successivamente, nell'ambito del progetto INGV–DPC S1 (2005–2007), sono state rilasciate una serie di mappe di pericolosità sismica per diverse probabilità di eccedenza in 50 anni, basate sullo stesso impianto metodologico e sugli stessi dati di input di MPS04. Inoltre sono state prodotte mappe per gli stessi periodi di ritorno anche in termini di accelerazioni spettrali. Per ogni punto della griglia di calcolo (che ha una densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km) sono oltre 2.200 i parametri che ne descrivono la pericolosità sismica. Questa mole di dati ha reso possibile la definizione di norme tecniche nelle quali l'azione sismica di riferimento per la progettazione è valutata punto per punto e non più solo per 4 zone sismiche, cioè secondo solo 4 spettri di risposta elastica.

Il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici ha emanato nuove Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC08) con il D.M. del 14 gennaio 2008 (G.U. n.29 del 04/02/2008) nelle quali la definizione dell'azione sismica di riferimento si basa sui dati rilasciati da INGV e dal Progetto S1. Questi dati sono pubblicati in siti dell'INGV realizzati appositamente.

Si riporta in Figura 14 uno stralcio della mappa di pericolosità sismica in termini di accelerazione massima del suolo a_g , con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, pari ad un periodo di ritorno T_r di riferimento di 475 anni, riferita a suoli rigidi; la mappa è estratta dal link <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>.

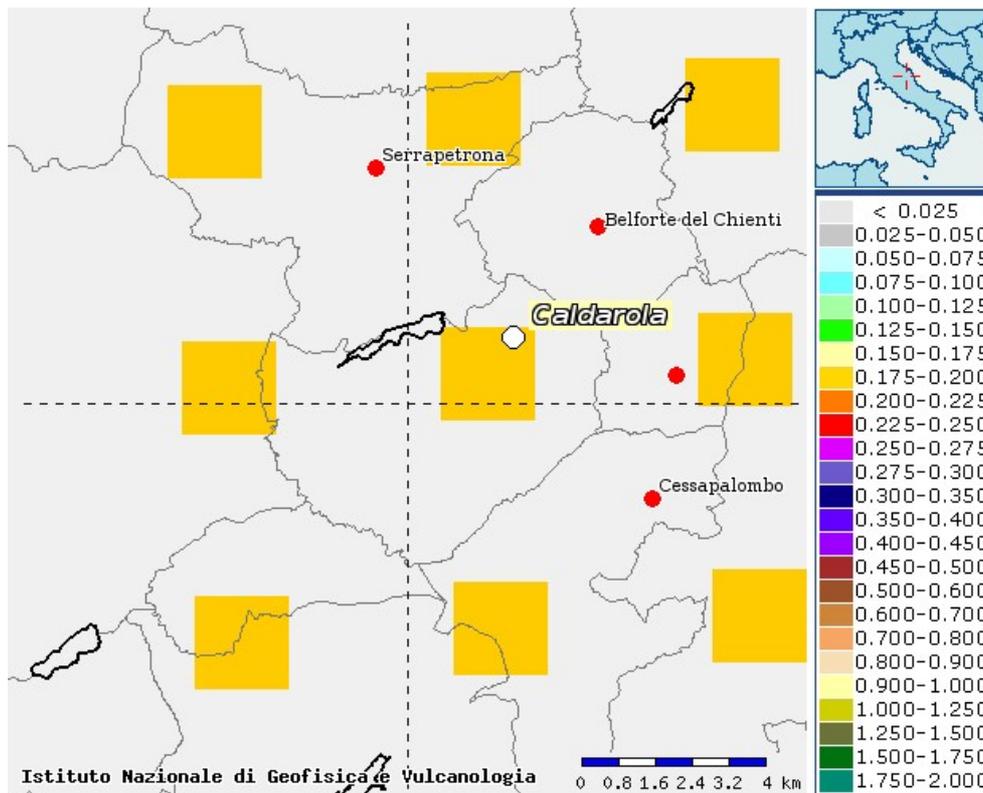
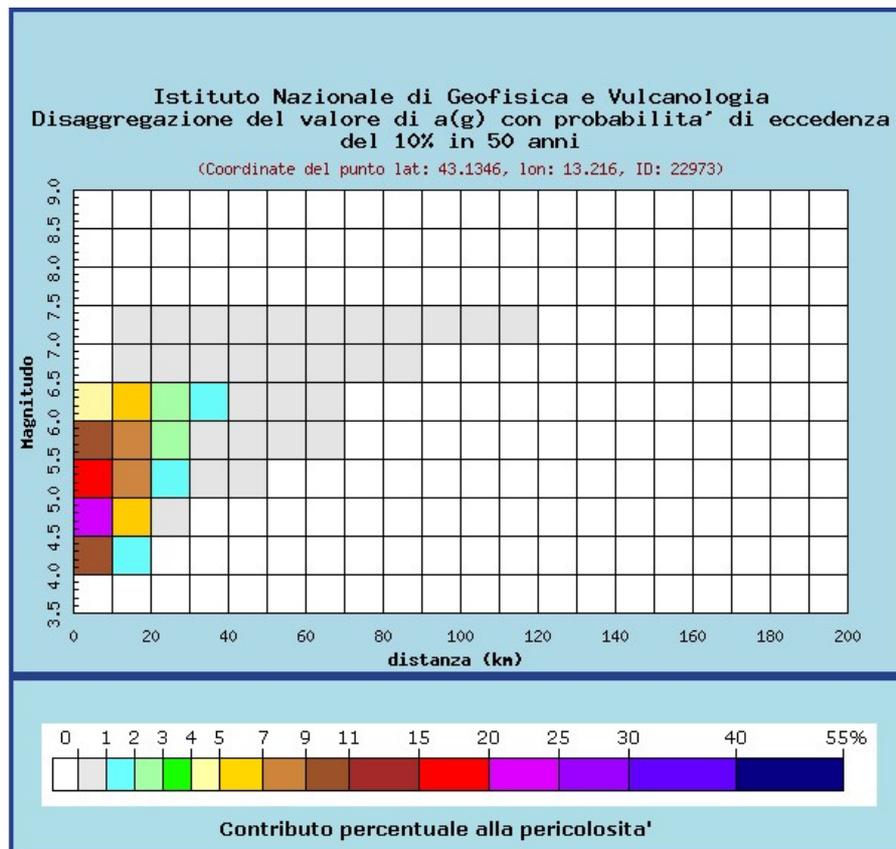


Figura 14 – Mappa interattiva di pericolosità sismica (da <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>).

Viene successivamente mostrata la disaggregazione della pericolosità sismica (Figura 15), operazione che permette di valutare i contributi delle diverse sorgenti sismiche alla pericolosità di un sito; la forma proposta è quella bidimensionale in magnitudo e distanza (M-R) che consente di definire il contributo delle sorgenti sismogenetiche poste a distanza R e capaci di generare terremoti di magnitudo M. In altre parole, la disaggregazione dei valori di ag dei terremoti occorsi in magnitudo–distanza fornisce statisticamente il terremoto che domina lo scenario di pericolosità (terremoto di scenario) inteso come l'evento di magnitudo M a distanza R dal sito oggetto di studio che contribuisce maggiormente alla pericolosità sismica del sito oggetto di intervento (scuotimento stimato in termini probabilistici).



Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.310	10.600	0.887

Figura 15 – Grafico di disaggregazione del valore di $a(g)$ con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni.

Dal grafico si puo' osservare immediatamente come per tempi di ritorno uguali a 475 anni, il sito in esame sia caratterizzato da terremoti modesti (M_w 5,310 – terremoto di scenario) originati da sorgenti sismiche anche piuttosto vicine ($R \approx 10$ km). Tuttavia sono possibili sismi forti aventi magnitudo di circa M_w 6,5 da sorgenti ubicate fino a 40 km dal sito oggetto di intervento.

La prima classificazione sismica del territorio nazionale risale al 1909, anno di emanazione del Regio Decreto n. 193 in seguito al catastrofico terremoto di Reggio Calabria e Messina del 28 dicembre 1908, che istituì un elenco di localita' in cui veniva imposto il rispetto di “norme tecniche ed igieniche obbligatorie per le riparazioni, ricostruzioni e nuove costruzioni di edifici pubblici e privati” in cui veniva richiesto nei calcoli di stabilita' e resistenza delle costruzioni, anche le “azioni dinamiche dovute al

moto sismico ondulatorio, rappresentabile con accelerazioni proporzionali alle masse del fabbricato”.

Con la legge n. 64 del 2 febbraio 1974, il Ministero dei Lavori Pubblici venne riconosciuto come l'ente atto all'emanazione di norme tecniche per le costruzioni sia pubbliche che private, da effettuarsi con decreto ministeriale, di concerto con il Ministero degli Interni, sentito il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici e con la collaborazione del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), ovvero all'aggiornamento della classificazione sismica attraverso appositi decreti ministeriali (D.M. 22 settembre 1980 emanato in seguito al terremoto in Friuli; D.M. n. 515 del 3 giugno 1981 emanato a seguito del terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980, con la quale veniva introdotta la *zona sismica di terza categoria*).

Una tappa fondamentale per l'aggiornamento della classificazione sismica, fu l'istituzione della Commissione Grandi Rischi che incaricò un Gruppo di Lavoro, costituito dal Servizio Sismico Nazionale, dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti e dall'INGV, per la proposta di una riclassificazione del territorio italiano. Quest'ultima gettò le basi per la redazione dell'attuale classificazione sismica emanata dalla Protezione Civile con l'O.P.C.M. 3274 del 20 marzo 2003 la cui fondamentale innovazione è rappresentata dal fatto che l'intero territorio nazionale è stato classificato come sismico e suddiviso in 4 zone, caratterizzate da pericolosità sismica decrescente. Come accennato nel precedente capitolo, tali zone sono individuate da 4 classi di accelerazione massima del suolo (PGA) con probabilità di accadimento del 10% in 50 anni:

<i>Zona sismica</i>	<i>Fenomeni riscontrati</i>	<i>Accelerazione con probabilità di superamento del 10% in 50 anni</i>
1	Zona con pericolosità sismica alta. Indica la zona più pericolosa, dove possono verificarsi forti terremoti	$a_g \geq 0,25g$
2	Zona con pericolosità sismica media, dove possono verificarsi terremoti abbastanza forti	$0,15 \leq a_g < 0,25g$
3	Zona con pericolosità sismica bassa, che può essere soggetta a scuotimenti modesti	$0,05 \leq a_g < 0,15g$
4	Zona con pericolosità sismica molto bassa. È la zona meno pericolosa, dove le possibilità di danni sismici sono basse	$a_g < 0,05g$

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Una successiva classificazione del territorio italiano è stata pubblicata nell'O.P.C.M. 3519 del 28 aprile 2006, in cui sulla base dei risultati di uno studio dell'INGV, alcune Regioni hanno ulteriormente modificato la loro classificazione sismica, introducendo sottozone caratterizzate da valori di accelerazione intermedi tra quelli delle zone sismiche dell'OPCM 3274.

In definitiva, il territorio comunale di Caldarola è attualmente classificato come Zona a Sismicità Media o Zona 2 (O.P.C.M. 3274 del 20 marzo 2003, All. 1; Elenco Zone Sismiche della Regione Marche, D.G.R. 1046 del 29.07.2003, D.G.R. 136 del 17.02.2004) a cui viene attribuita una *ag* compresa tra 0,15 e 0,25 g, corrispondente a “Zona con pericolosità media, dove possono verificarsi terremoti abbastanza forti” (Figura 16).

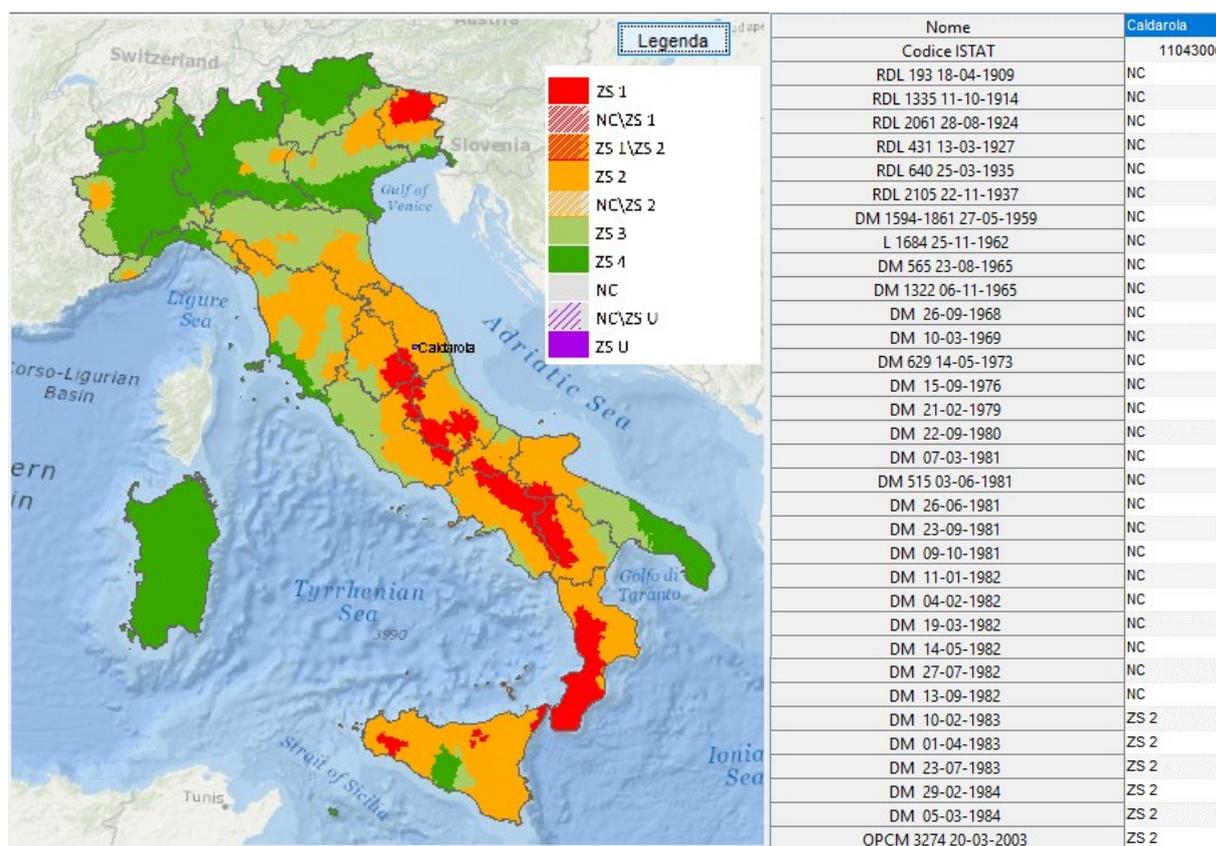


Figura 16 – A sinistra, classificazione sismica secondo l'OPCM 3274 del 20/03/2003. A destra, evoluzione della classificazione sismica del territorio comunale di Caldarola in un arco di tempo che va dal 1909 al 2003, ottenuta mediante l'uso del software ECS-it messo a disposizione gratuitamente dalla Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica (ReLUIS) al link

http://www.reluis.it/index.php?option=com_content&view=article&id=399&Itemid=185&lang=it

3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area

3.1. Inquadramento geologico

Nella regione marchigiana si riconosce la ben nota successione umbro–marchigiana, pressoché continua dal Trias superiore (ca. 208,5 Ma) al Tortoniano (11,630 Ma) e, a luoghi, fino al Messiniano (7,246 Ma) o al Pliocene inferiore p.p. (5,333 Ma). Essa affiora largamente nella parte interna dell'area, mentre in quella più esterna è ricoperta in discordanza da un'altra successione marina, depostasi tra la parte alta del Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore (2,580 Ma).

Da un'analisi della Carta Geologica d'Italia, Foglio 124 “Macerata” (Figura 17), è possibile notare che l'area in cui ricade il territorio comunale di Caldarola, rappresentato in rosso, può essere diviso in due settori: la porzione occidentale, raffigurata prevalentemente con varie tonalità di verde e in cui insistono i gli abitati di Bistocco, Valcimarra, Pievefavera, Vestignano e Croce, appartiene alla regione fisiografica denominata “Massicci e dorsali montuose – Regione A” mentre la porzione orientale, rappresentata nella carta da tonalità marroni, presenta per lo più caratteristiche tipiche di “Fasce di rilievi collinari comprese tra catene montuose o adiacenti ad esse – Regione B”.

In particolare, l'area occidentale è costituita per lo più da alternanza di calcari, calcari marnosi, marne e calcari selciferi deposti nell'intervallo Giurassico superiore (152,1 Ma) – Eocene medio (41,2 Ma) e rappresentati, nella figura precedente, maggiormente dalle unità della Maiolica, Scaglia rossa e Scaglia Cinerea. Nell'estrema porzione occidentale, a confine col territorio comunale di Camerino, sono presenti anche unità più antiche, rappresentate dal Calcare massiccio e dai Calcari diasprini (o Scisti ad Aptici) e deposte nell'intervallo Triassico superiore (208,5 Ma) – Giurassico superiore (152,1 Ma).

Il settore orientale, dove è ubicato il capoluogo, strutturalmente rappresenta una zona di raccordo tra i rilievi montuosi calcarei e/o calcareo–marnosi del settore occidentale e parte della depressione miocenica, il cui nucleo è presente ancora più ad est del territorio comunale di Caldarola. In questo settore sono presenti alternanze di marne calcaree, marne argillose, calcari e calcari marnosi deposti nell'intervallo Eocene medio (41,2 Ma) – Tortoniano (11,63 Ma) e da alternanze di termini arenacei, arenaceo pelitici e pelitico–arenacei, con in subordine livelli argillosi e gessi del Messiniano (7,246 Ma), rappresentate nella Carta Geologica d'Italia dalle unità litologiche del Bisciario, dallo Schlier, dalle *Molasse* inferiori e (M^{5-4} , M^{5a}) e dalla Formazione gessoso–solfifera.

Entrambi i settori possono presentare una copertura continentale alteritica costituita da depositi superficiali argilloso–limoso–sabbiosi di spessore cospicuo in corrispondenza di scarpate o vallecole concave, e depositi alluvionali terrazzati prevalentemente ghiaiosi, di discreta estensione e potenza, lungo le valli fluviali.

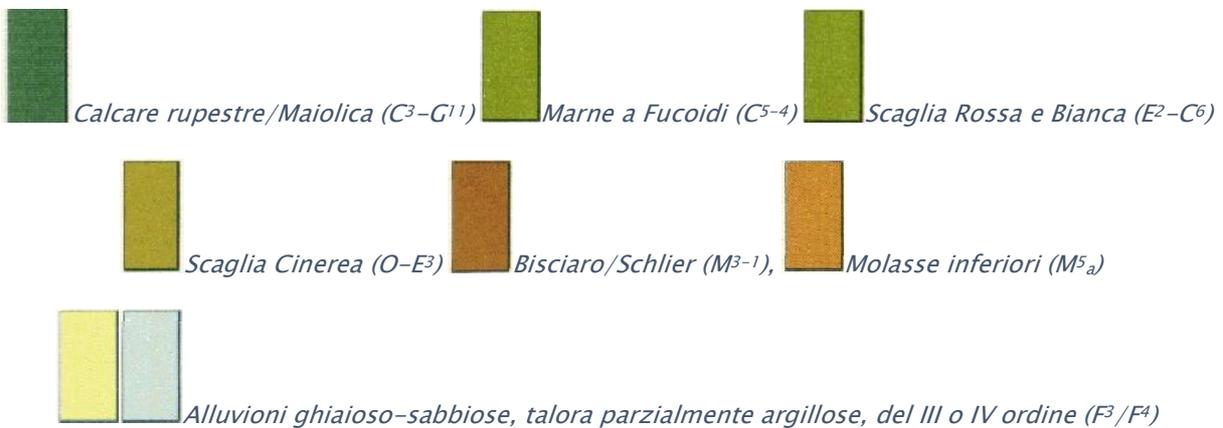
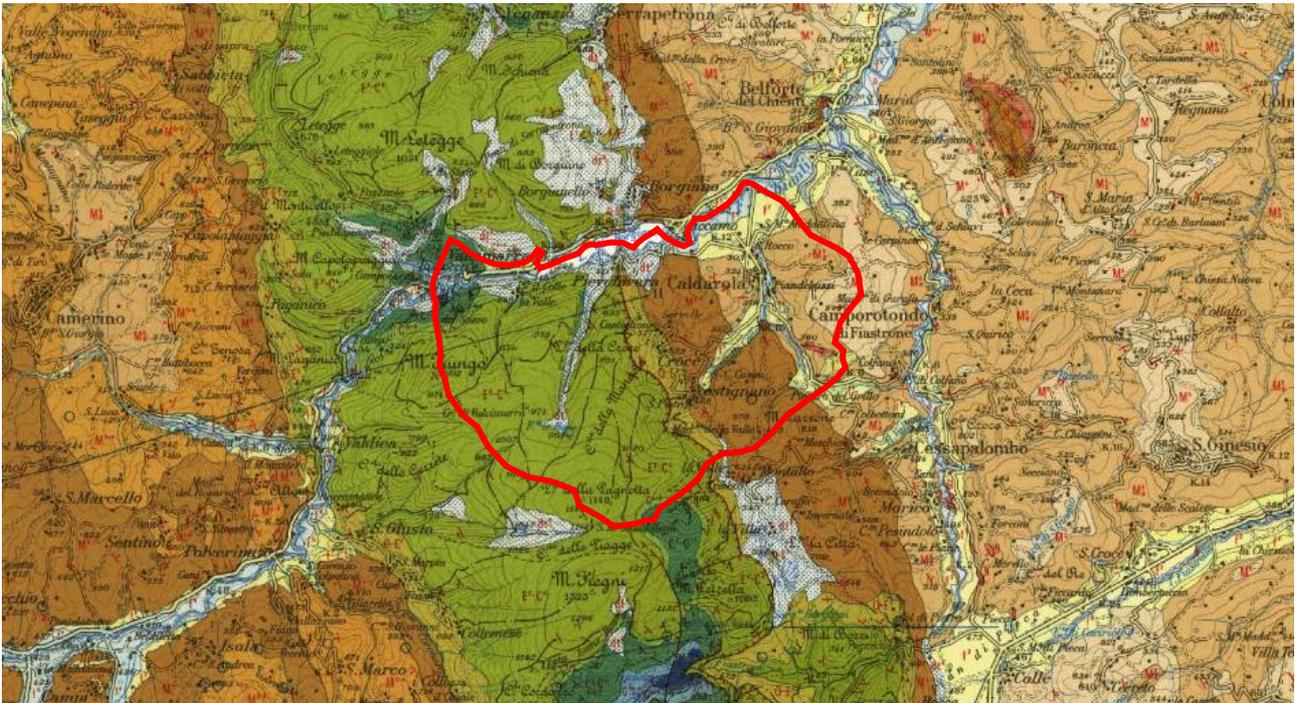


Figura 17 – Carta Geologica d'Italia – Foglio 124 “Macerata”. In rosso, delimitazione del territorio comunale di Caldarola.

Nella Figura 18 vengono mostrati i rapporti stratigrafici tra le unità precedentemente illustrate, da cui si nota che il settore occidentale presenta terreni affioranti più antichi rispetto al settore orientale (capoluogo). Nel capitolo seguente, verranno trattate in dettaglio le varie unità affioranti in entrambi i settori.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



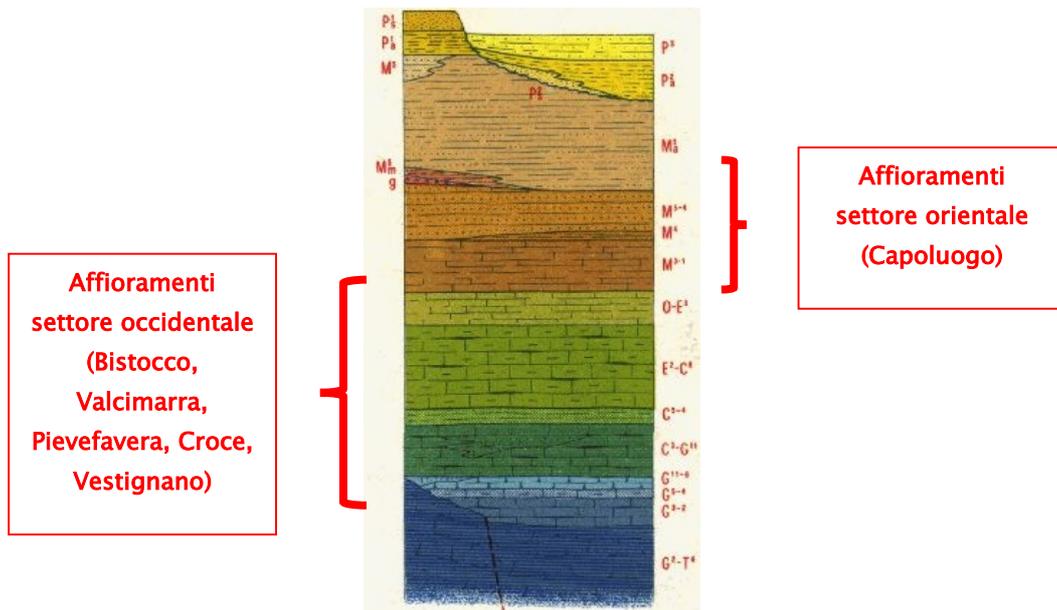


Figura 18 – Sezione schematica dei rapporti stratigrafici.

3.2. Assetto geomorfologico

La morfologia del territorio di Caldarola, nel suo complesso, mostra un forte contrasto tra la porzione occidentale che presenta caratteri decisamente più montuosi e quella orientale (capoluogo), essenzialmente collinare, entrambe a sviluppo longitudinale con direzione circa NNW-SSE.

La prima, dominata dalla struttura anticlinale, presenta quote comprese tra i 500 m e i 1.200 m circa (Monte San Savino 1.151,3 m s.l.m. – Figura 22), con superfici sommitali convesse o, per brevi tratti, piane, rilievo medio o medio alto che può superare i 500 m, acclività media o medio-alta, dove prevalgono situazioni comprese tra il 30% e il 90% – Figura 23).



Figura 19 – Assetto fisico del territorio comunale di Caldarola ottenuto mediante elaborazione in “singleband pseudocolor” del Digital Elevation Model (<https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>) mediante il software QGis 2.18.3.

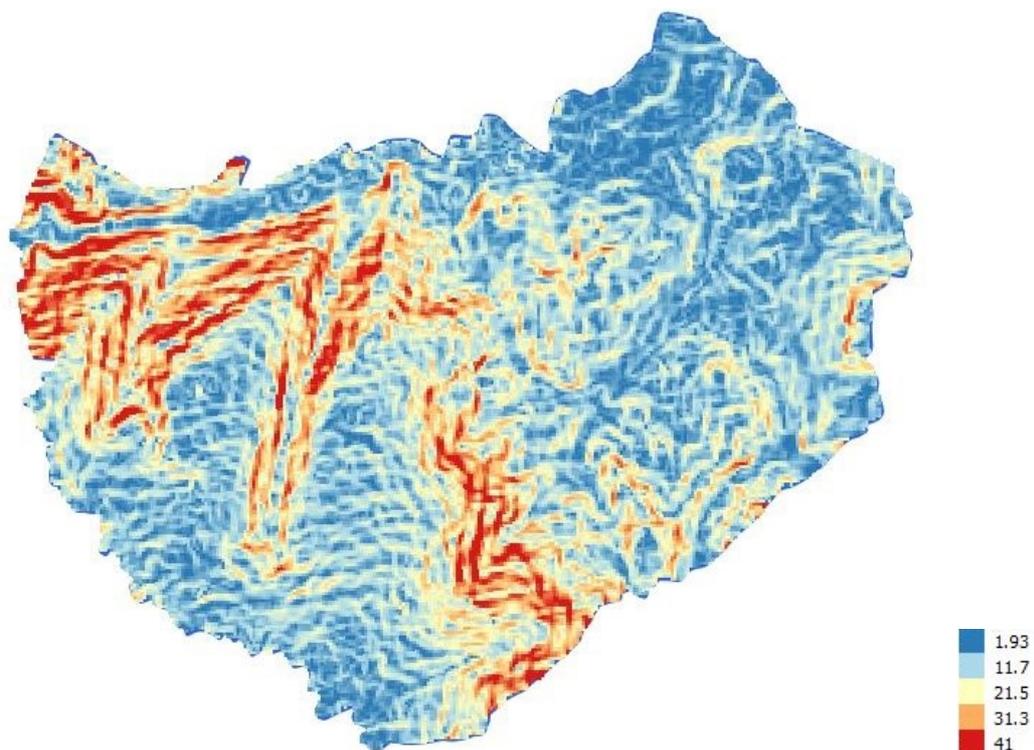


Figura 20 – Carta della pendenza, espresse in gradi, del territorio comunale di Caldarola ottenuta mediante l'uso del comando [Slope] mediante il software QGis 2.18.3.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Le superfici sommitali piane sono dovute essenzialmente alla progressiva degradazione operata da processi erosivi che agivano in senso areale (condizioni climatiche di tipo arido) man mano che la catena si sollevava. Pertanto si avevano fenomeni di troncatura, la cui attività era notevole rispetto a quella della tettonica, poiché le deformazioni superficiali da quest'ultima prodotte, venivano in buona parte progressivamente rasate. In tali condizioni si veniva a creare un paesaggio dalle forme più dolci di quelle attuali e dai dislivelli sensibilmente meno accentuati, i cui resti si possono riconoscere alla sommità dei rilievi calcarei, dove lembi più o meno estesi di superfici sub-pianeggianti o dolcemente ondulate, contrastano nettamente con i più ripidi pendii sottostanti (Figura 24).

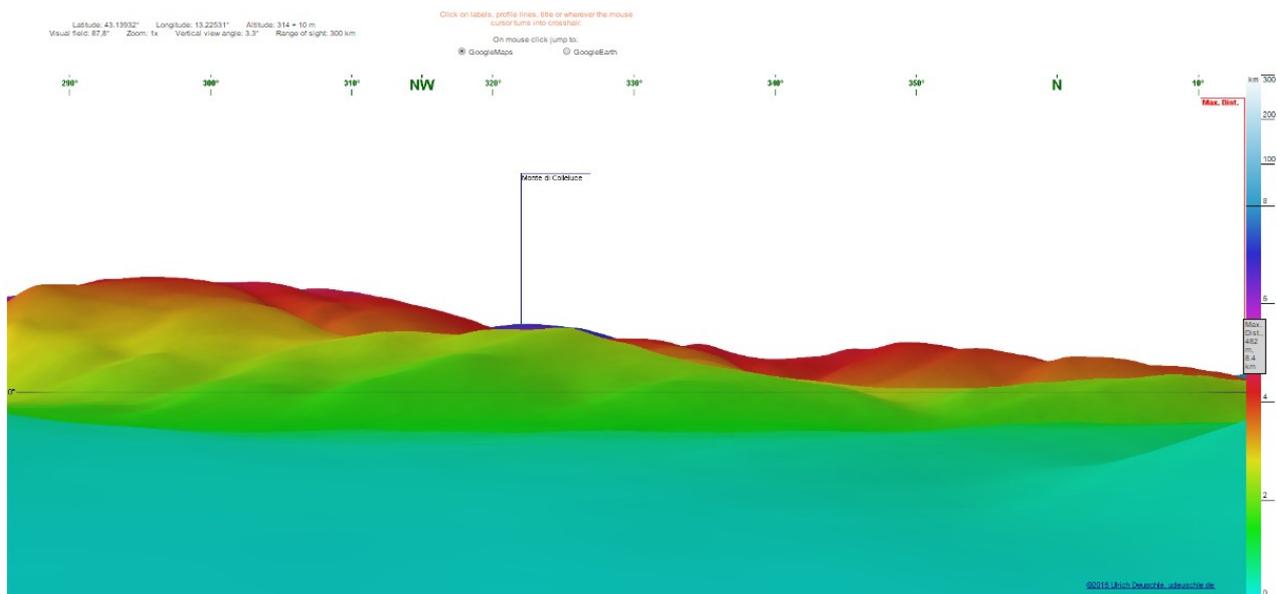


Figura 21 – Assetto geomorfologico: ricostruzione 3D delle morfologie presenti nel sito oggetto di intervento.
(http://www.udeutschle.selfhost.pro/panoramas/makepanoramas_en.htm).

Parallelamente, ad Est della struttura montuosa anticlinalica che domina indiscutibilmente l'assetto morfologico di quest'area, è presente, come visto in precedenza, la sinclinale miocenica che presenta quote comprese all'incirca tra i 250 m e i 600 m (Colle Croce 551,3 m s.l.m.), rilievo medio o medio-basso che supera appena i 100 m e acclività medio-bassa, dell'ordine del 20%, con la morfologia dei versanti caratterizzata da gradini e scarpate di altezza variabili, fattore che dipende dalla maggiore resistenza, rispetto all'azione degli agenti esogeni, degli orizzonti arenacei e arenaceo-pelitici, nei confronti a quelli a prevalente componente argillosa.

La differenza di quota con la dorsale anticlinalica dipende essenzialmente dal sollevamento tettonico e da estese azioni di erosione selettiva che hanno messo in

Dott. Geol. Mauro Cataldi



evidenza il settore calcareo, abbassando gradualmente la superficie topografica nelle sinclinali, in corrispondenza degli affioramenti terrigeni più erodibili. Inoltre, il brusco incremento del sollevamento che si è manifestato alla fine del Pleistocene inferiore ha prodotto ovunque incrementi del rilievo fino a diverse centinaia di metri e rapidi approfondimenti dei sistemi idrografici, soprattutto nel settore occidentale. Si originavano così nelle aree calcaree valli strette, incassate profondamente nelle forme dolci precedenti mentre, sui materiali terrigeni miocenici si producevano valli più ampie, i cui interfluvi erano in rapida erosione con conseguente continuo abbassamento della superficie topografica.

Il tratto della valle fortemente incisa del fiume Chienti che interrompe la continuità della dorsale calcarea costituisce l'esempio più evidente di come le lineazioni tettoniche principali abbiano guidato lo sviluppo dell'attuale reticolo idrografico per fenomeni successivi di precedenza in concomitanza con l'evolversi del sollevamento tettonico.

Per quanto riguarda i depositi superficiali, nel settore occidentale sono prevalenti falde detritiche ghiaioso-ciottolose di estensione e spessore modesti mentre nel settore orientale si hanno prevalentemente depositi argilloso-limoso-sabbiosi di spessore cospicuo.

Inoltre, lungo le valli fluviali di entrambi i settori, come già descritto nel capitolo relativo all'inquadramento geologico, sono presenti depositi alluvionali terrazzati, prevalentemente ghiaiosi, subordinatamente sabbiosi e limosi e di discreta estensione e potenza. Tali depositi sono dislocati soprattutto nella porzione nord-orientale del territorio comunale ed è caratterizzata da ampie zone pianeggianti raccordate da scarpate per lo più inattive e dal buon grado di stabilità.

Nell'area dove attualmente scorrono i corsi d'acqua del fiume Chienti e del rio delle Concie presentano quattro ordini di terrazzi di depositi alluvionali come già descritto, posti rispettivamente, e di media, alle quote di 460, 350, 300 e 260 m.

Altra tipologia di deposito è rappresentata dai conoidi alluvionali o di deiezione, corpi sedimentari costituiti da accumuli di sedimenti generalmente clastici, ghiaiosi, con forma caratteristica a ventaglio: nell'area oggetto di studio, questi depositi si sono formati nel Pleistocene superiore, per l'azione di un corso d'acqua a regime torrentizio avente direzione di scorrimento da S a N, il Rio delle Concie, allo sbocco della valle più grande, quella del Fiume Chienti, ed è prodotto dalla sedimentazione del materiale in carico al corso d'acqua quando la corrente fluviale subiva un rallentamento e si espandeva

Dott. Geol. Mauro Cataldi



improvvisamente per una brusca diminuzione della pendenza topografica e per il venir meno del confinamento laterale. Inoltre è presente un'altra conoide di deiezione, di dimensioni ridotte rispetto alla precedente, avente sviluppo da W ad E e localizzata in corrispondenza del centro storico di Caldarola.

Sia il Rio delle Concie che il Fiume Chienti, presentano carattere piuttosto torrentizio, con piene sproporzionatamente grandi rispetto alle medie ed alle magre. Questo andamento è ricondotto al clima presente nell'area, caratterizzato generalmente da estati secche e piogge concentrate nel periodo autunnale e invernale. Corsi d'acqua minori sono rappresentati dal fosso di Valcimarra, dal fosso delle Raie, dal fosso Pisciarelle e dal fosso Savini.

Per quanto riguarda i processi morfogenetici attualmente presenti nel territorio comunale di Caldarola, si segnalano soprattutto scorrimenti e colamenti in stato quiescente e, in misura minore, scorrimenti attivi e crolli. Gli scorrimenti interessano prevalentemente i depositi ghiaiosi di versante mentre i colamenti riguardano i depositi eluvio-colluviali.

In occasione dell'evento sismico del 30/10/2016 si sono verificati fenomeni di crollo sul parcheggio in località Bistocco, per il distacco e successivo rotolamento di porzioni centimetriche della sovrastante Maiolica posta a reggipoggio (Foto 1 e 2). Altri frammenti sono stati invece intercettati dalle barriere paramassi installate sopra l'abitato (Foto 3). Sempre in località Bistocco, nei pressi della cava di Maiolica, si sono avuti dei distacchi di pezzame proveniente dai Calcari diasprini e proiezione dello stesso sulla strada che conduce al nucleo di Piedilapiaggia (Comune di Camerino – Foto 4).



Foto 1 – Distaccamento di materiale dalla Maiolica a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016.



Foto 2 – Materiale detritico di dimensioni centimetriche rotolato a valle a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016 in località Bistocco.



Foto 3 – Pezzame calcareo intercettato dalle barriere paramassi poste sopra l'abitato di Bistocco.



Foto 4 – Crollo di pezzame calcareo e siliceo, appartenente ai Calcari diasprini, in località Bistocco.

Il dissesto gravitativo sismo-indotto più evidente nel territorio comunale di Caldarola, è una frana di tipo scorrimento traslativo generatosi la mattina del 30/10/2016 al di sopra della centrale idroelettrica di Valcimarra. Tale scorrimento ha visto successivamente raddoppiare la superficie coinvolta dallo scivolamento a seguito di eventi meteorici intensi nel febbraio seguente (Foto 5).

Tutti gli episodi sopra descritti sono occorsi in zone esterne al settore indagato nel corso degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 3. Per quanto riguarda l'area oggetto del presente studio si allegano n. 2 schede di raccolta dati per rilevamento frane, riguardanti colamenti lenti su litotipi limoso-argilloso-sabbiosi.

Nel complesso, l'indice di franosità è di circa 0,24 frane/kmq nel settore orientale e 0,12 frane/kmq nella porzione occidentale.

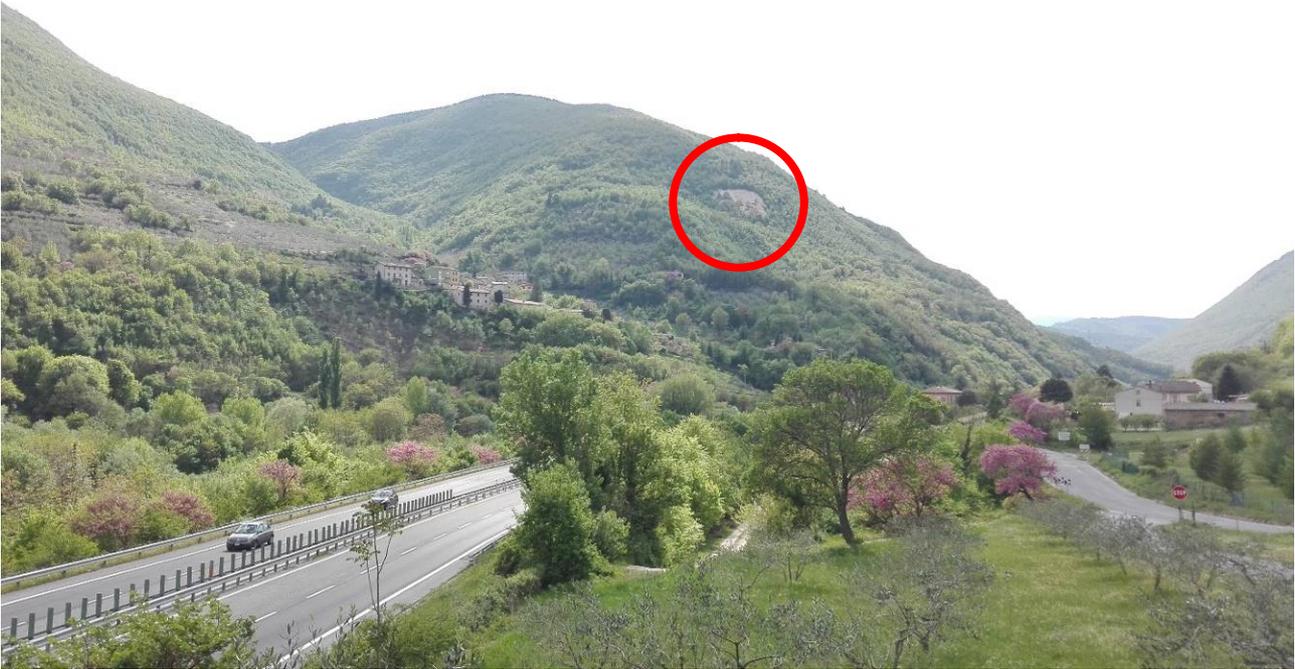


Foto 5 – Frana di tipo scorrimento traslativo al di sopra della centrale idroelettrica di Valcimarra.

3.3. Assetto stratigrafico

Sulla base di un rilievo geologico effettuato sulla maggior parte del territorio comunale di Caldarola e dall'analisi della Carta Geologica Regionale – Progetto CARG è stato possibile estrarre, dai terreni più antichi a quelli più recenti, la seguente successione stratigrafica:

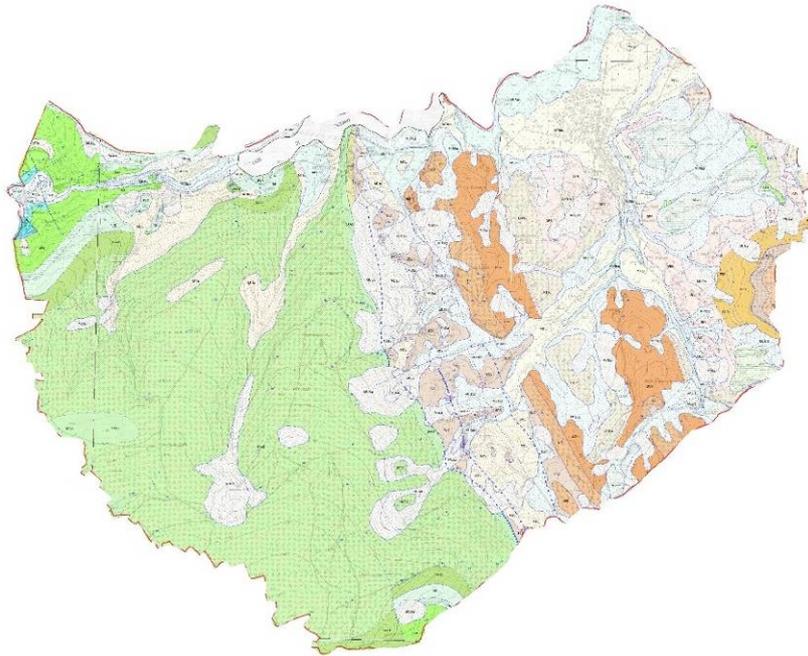


Figura 22 – Carta Geologica Regionale – Progetto CARG. Unione delle sezioni 313030 “Serrapetrona”, 313060 “Monte Fiungo”, 313070 “Caldarola” e 313110 “Podalla”.

Unità del substrato

CALCARE MASSICCIO DEL MONTE NERONE [MAS1] (*Hettangiano – Carixiano p.p.*)

In particolare, nell'area in esame, affiora il membro superiore di tale unità, indicato spesso in letteratura come Calcare massiccio B e *barra oolitica* che chiude la sedimentazione della piattaforma carbonatica del dominio umbro–marchigiano e presenta caratteristiche litologiche e sedimentologiche abbastanza diverse da quelle del sottostante membro ciclotemico. La deposizione è avvenuta in concomitanza della fase tettonica distensiva conseguente all'apertura del bacino ligure, che ha frammentato l'estesa piattaforma carbonatica triassico–liassica e che ha portato all'individuazione dei bacini pelagici toscano ed umbro–marchigiano. Esso si presenta in strati spessi o molto spessi ed è costituito esclusivamente da intraspatiti, con granuli rivestiti, a luoghi con alta componente bioclastica, a granulometria variabile da fine a grossolana; nella parte superiore è presente anche della micrite, sempre subordinata rispetto al cemento spatite. Le strutture sedimentarie più comuni sono costituite da laminazioni parallele o incrociate e da *ripples asimmetrici*. Presenti resti organici sempre frammentati e al nucleo dei granuli rivestiti. Tali elementi sono indicativi di un ambiente deposizionale ad alta energia in diretta e continua comunicazione con il mare aperto, come può verificarsi in una barra

oolitica, al bordo di una piattaforma carbonatica in via di smembramento nella prima fase del loro affondamento.

Nell'area in esame, come descritto in precedenza, il Calcarea massiccio del Monte Nerone affiora nell'estremo margine occidentale, al confine col territorio comunale di Camerino: è ben evidente la cava dismessa in destra idrografica del fiume Chienti, tra le località di Campolarzo (Comune di Camerino) e Bistocco caratterizzata dalla presenza di tale unità litologica (Foto 6).

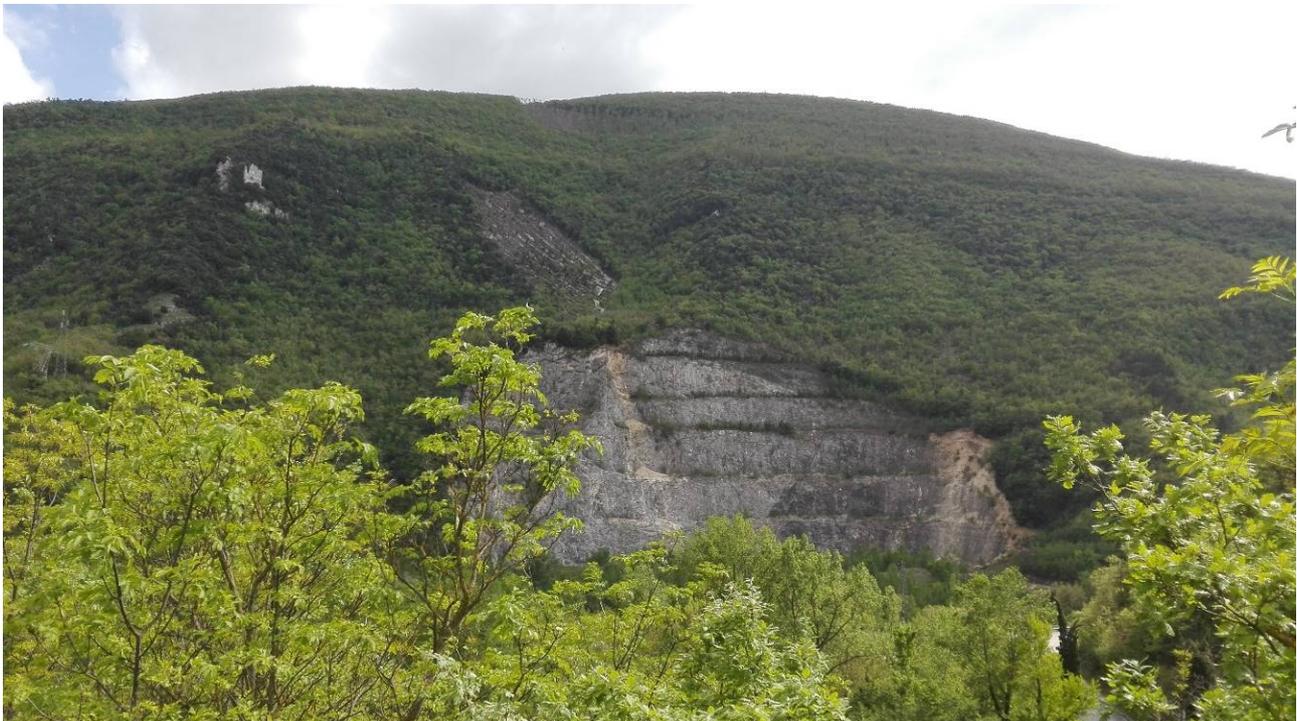


Foto 6 – Affioramento di Calcarea Massiccio nel Monte Nerone in corrispondenza della cava dismessa tra le località Bistocco e Campolarzo (Comune di Camerino), nel versante Nord di Monte Fiungo.

GRUPPO DEL BUGARONE/UNITA' CALCAREA NODULARE [BUG1] (*Carixiano p.p. – Titoniano inferiore*)

La sequenza sedimentaria del Giurassico umbro–marchigiano presenta numerose variazioni laterali, in relazione ai diversi sub–ambienti instaurati dalla fase tettonica distensiva, legata al *rifting* mesogeo che alla fine del Lias inferiore ha disarticolato la piattaforma carbonatica. Sono state così distinte alcune successioni con litologia, caratteri sedimentologici, associazioni faunistiche e spessori assai diversi da zona a zona: nell'area in esame, la presenza di aree più rialzate (*seamount*) ha permesso la

Dott. Geol. Mauro Cataldi



sedimentazione della “successione condensata” caratterizzata da spessori modesti e uniformità litologica, costituita dalla Formazione del Bugarone. La sequenza è costituita essenzialmente da calcari e calcari marnosi nodulari con intercalazioni marnose verdastre nella parte media. Una dolomitizzazione diffusa interessa le litofacies calcaree ed è talora così spinta da obliterare i caratteri originari della roccia. Piuttosto frequenti sono i noduli piritici, spesso limonitizzati e gli *hardgrounds*. Dal punto di vista tessiturale, i calcari sono costituiti da biomicriti e biomicruditi più o meno marnose; nella parte inferiore dell'unità sono presenti anche biospatiti e biomicriti intraclastiche. Gli strati sono piuttosto irregolari con superfici limite ondulate, spesso di tipo stilolitico, sono medio-spessi e talora saldati fino a formare dei banchi. Il contenuto organogeno del gruppo del Bugarone è assai ricco.

Nell'area in esame, un piccolo lembo di circa 10–15 m di spessore, affiora al di sopra del Calcare massiccio precedentemente descritto, nella parte alta della cava dismessa nel versante Nord di Monte Fiungo.

CALCARI DIASPRINI UMBRO–MARCHIGIANI [CUD1 /CDU2] (*Bajociano superiore – Titoniano inferiore*)

Questa formazione spesso è in sinonimia con gli Scisti, Marne, Calcari ad Aptici, Calcari diasprini, Calcari nodulari con diaspri, Radiolariti o Diaspri, come spesso descritto da vari autori. Essa è comunque costituita da micriti con selce verdastra in liste e noduli, micriti silicizzate d'aspetto granulare, selce policroma e intercalazioni di calcareniti e calciruditi e di litofacies “protonodulari”: talora vi si rinvengono inglobati blocchi, anche di dimensioni notevoli, di litofacies appartenenti ai limitrofi alti strutturali. I litotipi calcarei prevalgono nella porzione inferiore e in quelle sommitale dell'unità, mentre la porzione intermedia è selcifera. La colorazione d'insieme è verdastra, con toni policromi nelle litofacies più silicee. La stratificazione è netta e sottile nei litotipi calcarei, mentre in quelli prevalentemente silicei è più irregolare con rigonfiamenti e talora con brusche terminazioni laterali; le litofacies detritiche si presentano in strati medi o spessi, a luoghi con geometria marcatamente lenticolare. Lo spessore della formazione varia da 80 m a 150 m.

Importanti affioramenti si hanno all'interno della cava attiva in località Bistocco e lungo la strada (Foto 7) che dalla stessa località sale verso Piedilapiaggia, Pozzuolo, Letegge, frazioni del Comune di Camerino.

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Foto 7 - Affioramento di Calcari diasprini umbro-marchigiani nei pressi della località di Bistocco (10$^{\circ}$Jv$^{\circ}$30).

MAIOLICA APPENNINICA [MAI] (Priaboniano p.p. – Aquitaniano p.p.)

È costituita da micriti biancastre (con selce scura in liste e noduli), in strati medi con sottili intercalazioni di peliti scure che aumentano notevolmente al passaggio con le Marne a Fucoidi. Nella parte inferiore però si osservano sensibili differenziazioni litologiche oltre che di spessori. Infatti nella Maiolica depositata su preesistenti alti strutturali giurassici, oltre ai litotipi prima descritti, si rinvengono calcari nodulari, biancastri o beige e strati dolomitici, d'aspetto saccaroide e di colore bruno-giallastro, in strati spessi o molto spessi (Maiolica di *seamount*). Nella Maiolica depositata nelle depressioni (Maiolica di bacino), si rinvengono invece intercalazioni detritiche, anche grossolane, provenienti sia dall'interno del bacino che dalla Piattaforma laziale-abruzzese, *slumpings* intraformazionali e *pebbly-mudstones*. A luoghi, la parte basale della formazione appare ancora interessata dai fenomeni disgiuntivi che avevano caratterizzato il Giurassico. Nella porzione medio-alta dell'unità si osserva una relativa uniformità di caratteri tra le diverse successioni, in connessione con un ulteriore approfondimento del bacino, fino ad ambienti batiali. Tra la Maiolica di bacino e la Maiolica di *seamount* esistono differenze notevoli anche per quanto riguarda il contenuto fossilifero. Dove le deformazioni tettoniche sono particolarmente intense, la

Dott. Geol. Mauro Cataldi



stratificazione è in gran parte obliterata e la formazione è caratterizzata da una morfologia aspra, da cui deriva la denominazione Calcare rupestre dei vecchi autori. Lo spessore della formazione varia da pochi metri (20–40) sulle zone di alto strutturale a 450–500 m nelle depressioni.

Affiora in maniera estesa tra le località di Bistocco (Foto 8) e Valcimarra (Foto 9), sia in sinistra che in destra idrografica del fiume Chienti. A causa dell'azione tettonica di antiche faglie giurassiche spesso si presenta decisamente alterata e fratturata (Foto 10).

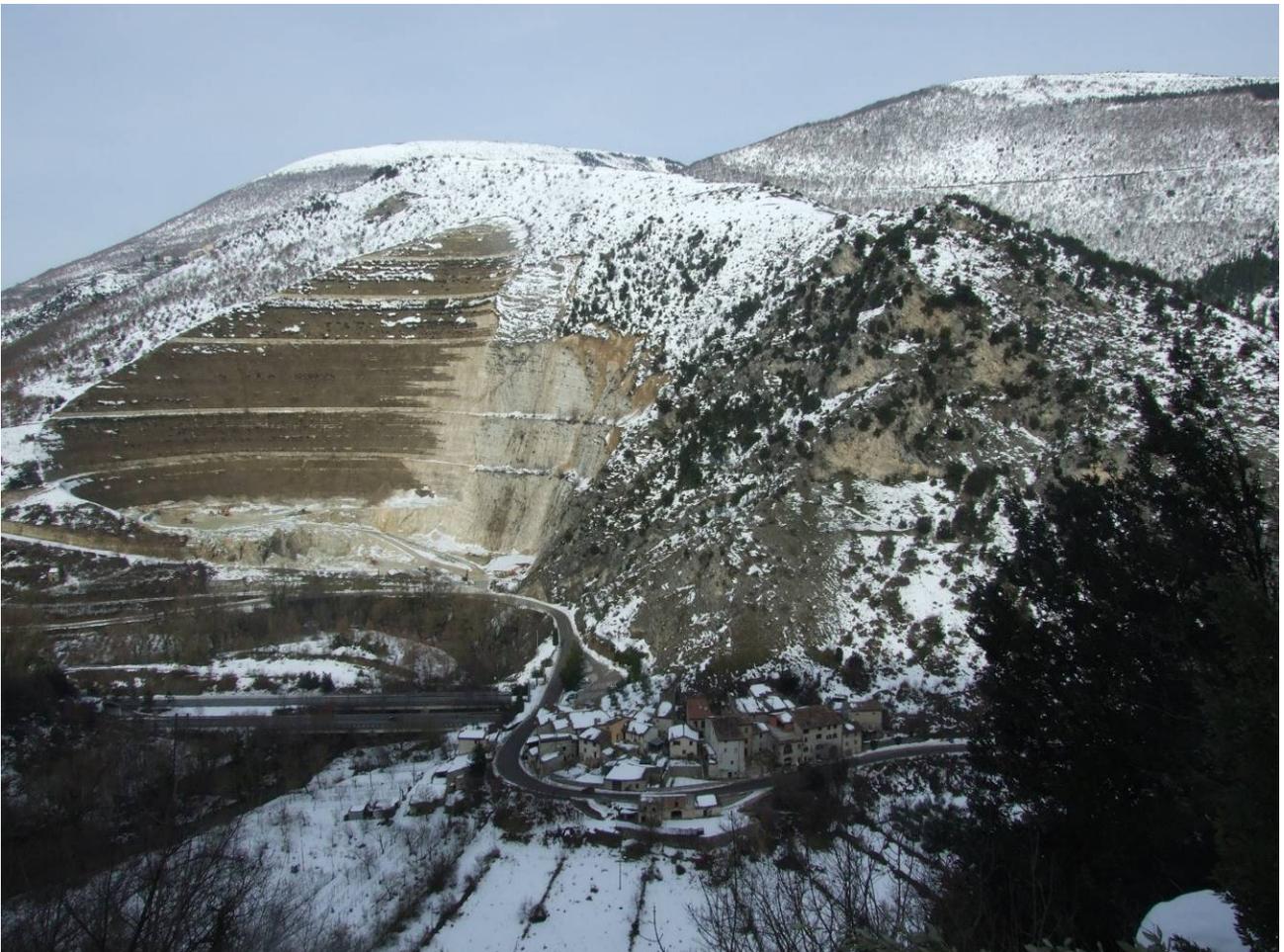


Foto 8 – Maiolica appenninica affiorante in tutta la rupe che sormonta l'abitato di Bistocco.



Foto 9 - Affioramento di Maiolica appenninica in località Valcimarra.

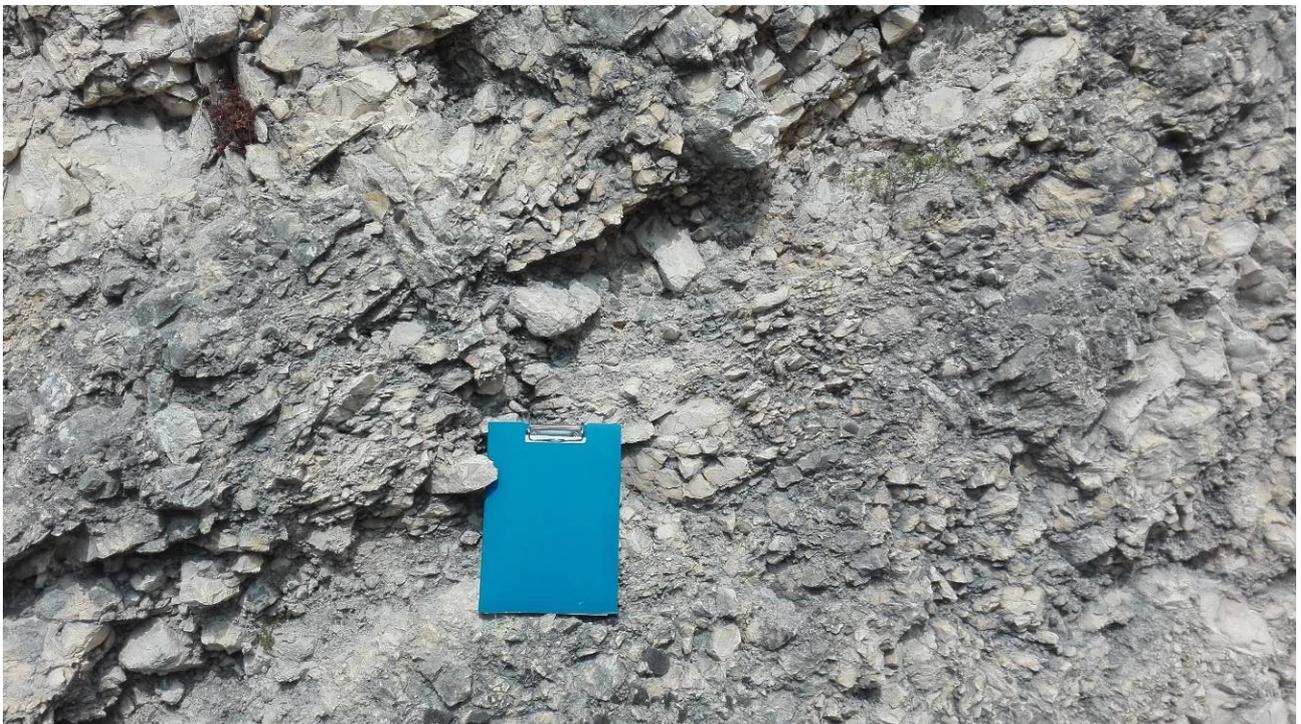


Foto 10 - Intensa alterazione e fratturazione caratterizzante la formazione della Maiolica appenninica nei pressi di Bistocco ($v > 30$).

MARNE A FUCOIDI [FUC] (*Aptiano inferiore p.p. – Albiano superiore p.p.*)

Durante la deposizione della porzione medio–alta delle Maiolica appenninica, i fenomeni di subsidenza differenziata subiscono un arresto, le depressioni vengono pressoché colmate e si osserva un relativo appiattimento della morfologia. Con la Maiolica termina la sedimentazione prevalentemente carbonatica che aveva caratterizzato il Giurassico e subito dopo si osserva un netto cambiamento delle condizioni generali, con ricambio delle microfaune ed un notevole apporto in contenuto argilloso. Ciò in relazione ad eventi generali, quali la trasgressione tardo–cretacea e i fenomeni di stagnazione. Nelle Marne a Fucoidi si individuano due membri: l'inferiore decisamente più marnoso ed uno superiore, prevalentemente calcareo. Il membro marnoso, dello spessore di 40–50 m, è costituito da marne e marne argillose policrome, in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni micritiche avana o verdastre. Il membro calcareo, con spessore variabile tra 50 e 80 m, è costituito da calcari e calcari marnosi, marne e marne calcaree in strati sottili e medi, di colore biancastro o verdolino, talora roseo, con bande policrome, con sottili intercalazioni di marne argillose verdastre: il contenuto marnoso–argilloso va diminuendo verso l'alto in concomitanza con l'apparizione e l'aumento della selce policroma, in liste e noduli. A luoghi, nell'unità in esame, si rinvencono calcareniti laminate, con selce nerastra in liste e noduli, in strati medio–spessi e calciruditi a geometria lenticolare.

Nell'area in esame si rinvencono affioramenti, spesso coperti dalla vegetazione, a monte dell'abitato di Valcimarra e in corrispondenza del nucleo di Valle di Valcimarra.

SCAGLIA BIANCA [SBI] (*Albiano superiore p.p. – Turoniano inferiore p.p.*)

Questa unità è formata da micriti bianche, a frattura scagliosa, in strati sottili e medi, con selce nera d'aspetto zonato; nella parte superiore, quasi al passaggio con la soprastante Scaglia rossa, è presente il classico livello guida conosciuto come Livello Bonarelli (*Scisti ittiolitici o Scisti bituminosi Auct.*) costituito da argilliti euxiniche nerastre, talora silicee, dello spessore massimo di 1,50 m.

Affiora in limitati lembi in corrispondenza del nucleo abitato di Valle di Valcimarra (Foto 11), abbastanza alterato in superficie.



Foto 11 – Affioramento di Scaglia bianca in località Valle di Valcimarra.

SCAGLIA ROSSA APPENNINICA [SAA] (*Turoniano inferiore p.p. – Luteziano p.p.*)

Si rinviene al di sopra della Scaglia bianca, pochi metri dopo il Livello Bonarelli. Spesso è possibile distinguere tre membri: un membro inferiore [SAA1] costituito da calcari e calcari marnosi rosati, a luoghi con bande policrome, con selce rossa in liste e noduli; un membro intermedio [SAA2] che ha spessori maggiori, costituito da marne e marne calcaree, a frattura concoide o scagliosa, di colore rosato o rosso mattone; un membro superiore [SAA3] costituito da calcari e calcari marnosi rosati con selce rossa in liste e noduli. La stratificazione è in genere netta, con strati da medi a spessi; molto frequenti sono gli *slumpings*. Gli spessori totali della formazione può arrivare anche a 450 m. L'unità può essere interessata anche da un diffuso clivaggio ed è facilmente degradabile sotto l'azione degli agenti esogeni in minute scagliette (Foto 12). Si formano così estese coperture detritiche anche di notevole spessore.

Nel settore indagato, rappresenta tutto l'apparato montuoso su cui il territorio comunale si sviluppa oltre i 600 m (Foto 13) e che costituisce la dorsale marchigiana esterna. Affiora, inoltre, nella porzione occidentale dell'abitato di Pievefavera (Foto 14).



Foto 12 – Affioramento di Scaglia rossa appenninica [SAA2] presso Poggio della Croce, a circa 700 m s.l.m., intensamente alterata dagli agenti esogeni ($J_v > 30$).



Foto 13 – Dorsale montuosa costituita dalla litologia della Scaglia rossa appenninica.



Foto 14 – Affioramento di scaglia rossa appenninica in località Pievefavera ($10 < Jv < 30$).

SCAGLIA VARIEGATA [VAS] (*Luteziano p.p. – Priaboniano p.p.*)

È costituita da un'alternanza di calcari micritici, di calcari marnosi e di marne policrome, in strati medi o sottili oppure può essere formata da calcari marnosi grigiastri con selce nera in liste e noduli. Il passaggio con la sottostante Scaglia rossa appenninica è molto graduale e talora è difficile valutarne il limite tra le due formazioni. Lo spessore dell'unità è di 20–40 m.

Affiora e ne costituisce il substrato, in località Pievefavera (Foto 15).



Foto 15 - Affioramento di Scaglia variegata nei pressi del castello di Pievefavera (10<Jv<30).

SCAGLIA CINEREA APPENNINICA [SCC] (Priaboniano p.p. – Aquitaniano p.p.)

È l'unità che chiude la sedimentazione del gruppo cretacico-paleogenico. Essa è formata dall'alternarsi di marne calcaree, calcari marnosi, marne e marne argillose e, subordinatamente, di micriti. Nella parte inferiore della formazione prevalgono le litofacies più calcaree in strati sottili o medi, con una colorazione rossastra, mentre in quella medio-superiore, di colore grigio-verdastro, si osserva un progressivo e deciso aumento del contenuto marnoso-argilloso. L'unità, di spessore variabile da 100 a 250 m, è frequentemente interessata da diffuso clivaggio che spesso oblitera la stratificazione.

Nel caso in esame, la Scaglia cinerea appenninica affiora in maniera discontinua lungo una fascia larga appena 500 m che da Pievefavera, in direzione Sud, raggiunge e ne costituisce il substrato, gli abitati di Castiglione, Croce e Vestignano. Si presenta con una stratificazione decisamente obliterata (Foto 16), alterata e spesso rovesciata, costituendo il fronte di un antico sovrascorrimento.



Foto 16 – Affioramento di Scaglia cinerea appenninica a valle della chiesa di San Martino di Vestignano ($v > 30$).

BISCIARO [BIS] (*Aquitaniense p.p. – Burdigaliano p.p.*)

È costituito dall'alternanza, in strati medi, di calcari e calcari marnosi scuri, duri e compatti (a luoghi con selce nera in liste o noduli), marne, marne calcaree, marne argillose grigie fogliettate; tipica è la presenza di vulcanoclastiti a composizione riodacitica. Gli spessori e le associazioni litologiche variano nello spazio: in genere si hanno spessori limitati (5–30 m), talora con vistosi *pinch-out*, e litofacies prevalentemente calcareo marnosa, priva di selce, nelle zone costituenti i bordi dei bacini in evoluzione, e spessori maggiori (fino a 100–120 m), litofacies calcaree con selce e intercalazioni detritiche nelle parti più depresse di detti bacini.

Affiora in maniera discontinua, alla stregua della Scaglia cinerea appennina ma in una fascia parallela, spostata più ad oriente e che costituisce il rilievo collinare di Colle Croce (Foto 18). Anche il Bisciario si presenta fratturato per azione tettonica.



Foto 17 – Affioramento di Bisciaro nei pressi del cimitero di Pievefavera ($v > 30$).



Foto 18 – Affioramento di Bisciaro nei pressi del cimitero di Colle Croce ($v > 30$).

SCHLIER [SCH] (*Langhiano – Messiniano*)

È costituito da alternanze di marne, marne calcaree, marne argillose grigie e, subordinatamente, di calcari marnosi biancastri, talora finemente detritici. La bioturbazione è molto frequente e spesso intensa. Gli strati sono in genere medio-sottili, anche se spesso un diffuso clivaggio oblitera ogni traccia di stratificazione. Gli spessori sono estremamente variabili da luogo a luogo in relazione a cause diverse, quali la morfologia del fondo marino, le eteropie con le altre formazioni mioceniche (o con il Bisciario), l'azione erosiva dei flussi gravitativi ad alta concentrazione. Gli spessori minori si hanno comunque nelle zone più rialzate dove, talora, si ha sedimentazione condensata e presenza di lacune. Molto spesso, per l'assoluta subordinazione sul terreno del Bisciario delle intercalazioni calcareo-marnose dure rispetto alla frazione marnosa, riesce praticamente impossibile la distinzione cartografica de Bisciario stesso dallo Schlier.

Nel settore in esame, affioramenti di Schlier si hanno in c.da San Lorenzo (Foto 19), nei pressi di Colle Croce (Foto 20) ed è ben visibile lungo la strada di c.da Collarsone (Foto 21). Anche tale unità si presenta decisamente alterato e fratturato per azione tettonica e successivamente meteorica.



Foto 19 – Affioramento di Schlier nei pressi di c.da San Lorenzo/Casa Marcellini (jv>30).



Foto 20 – Affioramento di Schlier nei pressi di Colle Croce ($v > 30$).



Foto 21 – Affioramento di Schlier nei pressi di c.da Collarzone ($v > 30$).

FORMAZIONE DELLA LAGA / Membro Pre-evaporitico [LAG1] (*Messiniano p.p.*)

Vi si riconoscono diverse associazioni di facies variamente alternate tra loro: litofacies arenacea [LAG1c], litofacies arenaceo-pelitica [LAG1d] e litofacies pelitico-arenacea [LAG1e]. Il contatto con il sottostante Schlier può essere di tipo erosivo oppure possono essere interposti livelli pelitici, pelitico-arenacei, ed arenaceo-pelitici. Tali unità arenacee [LAG1c] e arenaceo-pelitiche [LAG1d] vengono indicate spesso con il nome di “molasse” (M^{5a} nella Carta Geologica d'Italia): nei dintorni di Caldarola (ad est ed ovest di questa località) l'associazione arenacea è sostituita completamente dall'associazione arenaceo-pelitica (più spesso pelitico-arenacea, ndr) che affiora poi anche sul bordo occidentale della dorsale Taccoli-Villa Rofanello (*L'Ambiente Fisico delle Marche, 1991*).

Tale membro pre-evaporitico della Formazione della Laga affiora presso il Colle Bozzolone (Foto 22) e in c.da Case Casini (Foto 23).



Foto 22 – Affioramento del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga presso Colle Bozzolone.



Foto 23 – Affioramento del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga in c.da Case Casini.

FORMAZIONE GESSOSO–SOLFIFERA [GES] (*Messiniano p.p.*)

È rappresentata da marne e marne bituminose color tabacco, rossastre o scure, euxiniche, da diatomiti, da calcari e gessi laminati (deposti in ambiente intra e sopratidale). Sono inoltre presenti livelli gessiferi, formati da gessareniti con contenuto silicoclastico variabile e da debris flow gessiferi e marnosi. L'unità in esame giace, quasi sempre, in discordanza sulle varie litofacies del membro pre-evaporitico, salvo qualche eccezione, ad esempio sulle dorsali, dove è sovrapposta direttamente sullo Schlier.

Nell'area oggetto di studio, la Formazione gessoso–solfifera affiora nei pressi di c.da Colcù (Foto 24 e 25) e c.da Acquaviva.



Foto 24 – Affioramento di gessoso-solfifera nei pressi di c.da Colcù ($v > 30$).



Foto 25 – Affioramento di gessoso-solfifera nei pressi di c.da Colcù ($v > 30$).

FORMAZIONE DI SAN DONATO [FSD] (*Messiniano p.p.*)

Si tratta di torbiditi pelitico–arenacee in strati sottili o medi, dello spessore massimo di 500 m, in cui sono intercalati livelli di marne bituminose.

Tale unità borda la parte basse di Colle Garufo.

FORMAZIONE A COLOMBACCI [FCO] (*Messiniano p.p.*)

È caratterizzata dalla presenza di diversi ciclotemi locali, ciascuno dei quali comprende, dall'alto verso il basso, argille marnoso–siltose grigie, strati calcarei con laminazione piano–parallela (*colombacci s.s.*), argille marnose finemente laminate, argille marnoso–siltose bioturbate, arenarie gradate alternate ad argille marnose, e arenarie in corpi spesso amalgamati e canalizzati, con contatto basale erosivo.

Costituiscono la parte sommitale di Colle Garufo per uno spessore di circa 50 m.

Unità di copertura

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DI URBISAGLIA

(1° ordine) [URSbn2] (*Pleistocene inferiore medio – medio*)

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO – COLONIA MONTANI (2° ordine) [ACbn3] (*Pleistocene medio sommitale*)

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DI MATELICA

(3° ordine) [MTIbn] (*Pleistocene superiore*)

Generalmente nell'area marchigiana si riconoscono tre ordini principali di terrazzi alluvionali posti a varie altezze sul fondovalle (fino ad oltre 200 m) e prodotti in ambiente freddo, come è testimoniato dalla presenza al loro interno di forme singenetiche di crioturbazione e dalle frequenti interdigitazioni con depositi stratificati di versante riferibili a clima periglaciale. I terrazzi del 3° ordine (MTIbn) sono attribuiti al Pleistocene superiore (*Würm*) in base a datazioni radiometriche, mentre quelli del 1° (URSbn3) e 2° ordine (ACbn3) sono stati riferiti al Pleistocene medio sulla base di considerazioni pedostratigrafiche (sono alterati alla sommità da paleosuoli fersiallitici prodotti in prolungate condizioni di clima subtropicale) e paleontologiche.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



In genere i depositi terrazzati del 1° ordine sono costituiti da ciottolame poligenico di granulometria variabile, di provenienza da elementi della Scaglia rossa e, subordinatamente dalla Maiolica. Sono anche presenti frammenti di selce e ciottoli arenacei. Affiorano in lembi arealmente modesti, anche se talora presentano spessori elevati, fino ad alcune decine di metri e risultano fortemente alterati in superficie da paleosuoli fersiallitici; più spesso appaiono però troncati dall'erosione, che li ha ridotti in sottili livelli ciottolosi.

I depositi di 2° e 3° ordine si presentano in lembi più estesi e continui, con spessori fino a 20–30 metri. Essi sono costituiti da ciottoli a granulometria più uniforme, con diametri compresi mediamente tra 2 e 5 cm, anche se non mancano talora elementi molto grossolani (specie alla base dei depositi). I clasti sono spesso iso-orientati ed embriciati e presentano un certo grado di appiattimento, soprattutto se provengono dalla litologia della Scaglia rossa. Per quanto riguarda la composizione litologica, nei depositi di 2° e 3° ordine aumentano progressivamente gli elementi provenienti dai terreni più antichi della Scaglia rossa, dato il graduale approfondimento delle valli fluviali che incidevano via via i terreni al nucleo delle strutture anticlinaliche. Spesso si rinvencono lenti e livelli limosi e sabbiosi e clasti arenacei, più frequenti nei bacini modellati in substrati arenacei e arenaceo-pelitici. Spesso i depositi del 2° ordine appaiono cementati in superficie a seguito di processi pedogenetici, ai quali sono dovuti anche suoli fersiallitici più o meno troncati che si osservano alla loro sommità. Generalmente tali depositi terrazzati si trovano a quote variabili, rispettivamente da 130 a 90 m (1° ordine), da 80 a 60 m (2° ordine) e da 40 a 20 m (3° ordine) sull'alveo attuale dei principali corsi d'acqua e sono separati fra loro anche da scarpate talora notevoli.

Nell'area oggetto di studio, i depositi alluvionali terrazzati di 1° ordine affiorano limitatamente in c.da Pintura del Grillo, in prossimità del confine con il territorio comunale di Cessapalombo, ad una quota compresa tra 440 e 465 m s.l.m. Di limitata estensione sono anche i depositi terrazzati di 2° ordine che, nel territorio in esame, si rinvencono nella sommità di Colle Antico (Foto 26) e c.da Panicale, ad una quota compresa tra 340 e 365 m s.l.m..

Inoltre, nonostante una granulometria decisamente più fine (limoso-sabbiosa), sono attribuibili ai depositi terrazzati del Pleistocene medio anche i terreni che costituiscono il basamento del cassero e della fornace, nei pressi del castello Pallotta.



Foto 26 – Depositi alluvionali terrazzati di 2° ordine in c.da Colle Antico.

Discorso diverso per i depositi terrazzati di 3° ordine che affiorano in maniera estesa nel territorio comunale di Caldarola. Nel capoluogo si rinvencono anche depositi di conoide alluvionale, sempre attribuiti al Pleistocene superiore, a prevalenza ghiaiosa attribuiti al Rio delle Concie che si aprono a ventaglio verso N, passando dalla quota di circa 300 m a 290 m s.l.m. e che presentano spessori maggiori ad W rispetto al letto attuale del corso d'acqua, all'incirca in corrispondenza del Viale Umberto I. Un'ulteriore conoide di deiezione si individua in corrispondenza del centro storico, con settore apicale ubicato nella parte alta di Via Pallotta (335 m s.l.m.) e parte distale sviluppata verso piazza Vittorio Emanuele II (314 m s.l.m.), ad E, al di sopra della precedente conoide. Localmente, al di sopra di tali depositi ghiaiosi si possono rinvenire strati a granulometria decisamente più fina (Area S.A.E.), per azione del Fiume Chienti.

Lembi meno estesi di depositi terrazzati si rinvencono in c.da San Pietro (case Magrini), Piandebussi, nei pressi del cimitero del capoluogo e a Valcimarra.

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

(4° ordine) [MUSbn] (Olocene)

DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSbn] (Olocene)

I depositi alluvionali di epoca olocenica sono costituiti dalle alluvioni d'alveo attuale lungo tutti i corsi d'acqua, anche di piccola portata, e da quelle terrazzate aventi un dislivello di 5–10 m sul fondovalle. In genere sono separate da deboli scarpate ma talora sfumano dolcemente l'una nell'altra. La loro composizione è pressoché analoga a quella dei depositi precedenti, essendo costituite da elementi provenienti in prevalenza dalle formazioni calcaree, calcareo-marnose, arenacee e arenaceo-pelitiche. Rispetto alle alluvioni pleistoceniche questi depositi si presentano freschissimi e del tutto inalterati. I depositi del 4° ordine presentano una genesi diversa rispetto ai depositi precedenti: i materiali ciottolosi sono stati messi in posto soprattutto come conseguenza di estesi disboscamenti effettuati per l'approvvigionamento di legname, per pascolo o per fini agricoli in epoca storica, mentre la loro incisione si è verificata in tempi molto recenti a seguito di attività che hanno rallentato l'apporto detritico dei versanti (rimboschimenti, sistemazioni montane e agricole) o hanno interrotto il transito dei materiali lungo gli alvei (impianto di bacini artificiali e di traverse, estrazione di inerti dai letti fluviali).

Nel settore indagato affiorano prevalentemente lungo il fiume Chienti, soprattutto in destra idrografica (Foto 18) e lungo il rio delle Concie.



Foto 27 - Passaggio tra depositi terrazzati del 3° e del 4° ordine in c.da Molino.

DEPOSITI DI VERSANTE, SINTEMA DI MATELICA

[MTIa] (*Pleistocene superiore*)

DEPOSITI DI VERSANTE, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSa] (*Olocene*)

Si tratta di accumuli di frammenti calcarei a spigoli vivi, appiattiti, di piccole dimensioni (generalmente di 2–5 cm di lunghezza) e deposti in livelli, sia *open work*, sia più ricchi in matrice, inclinati dai 15° ai 30° secondo il pendio, talvolta dislocati da movimenti gravitativi. Le rocce di origine sono rappresentate essenzialmente dai calcari della Scaglia rossa e della Maiolica. I detriti di versante vengono riferiti a processi di gelificazione su versanti privi di vegetazione, di ruscellamento diffuso e di soliflusso in ambiente periglaciale. Spesso si interdigitano con i depositi alluvionali del 2° e 3° ordine. Si osservano a diverse latitudini sui versanti, dove riempiono spesso incisioni ed irregolarità preesistenti, ed alla loro base, dove raggiungono talora dimensioni imponenti.

Nel territorio comunale di Caldarola, i depositi di versante sono diffusi soprattutto nel settore occidentale, a ridosso della dorsale costituita dai litotipi della Scaglia rossa: si hanno importanti affioramenti presso Colle di Valcimarra (Foto 19), all'interno del canale de Le Raie di Pievefavera, in località Castiglione e a Vestignano, nei pressi della chiesetta di San Pietro.



Foto 28 – Detrito di versante in località Colle di Valcimarra.

DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSb2] (Olocene)

Tali depositi sono prevalentemente di natura limoso-argillosa, di origine colluviale, con frazione sabbiosa e/o con elementi marnosi o calcareo-marnosi in relazione alla natura del bacino di alimentazione.

Nel settore studiato sono molto diffusi come copertura nei versanti, soprattutto nel settore orientale, dove il bacino di alimentazione è di tipo marnoso-argilloso, occultando il substrato in affioramento; lo spessore può arrivare fino a circa 20 m.

3.4. Elementi tettonici

È noto che la regione marchigiana è interessata da uno stile tettonico prevalentemente plicativo, con pieghe e sovrascorrimenti ad andamento NW-SE, cioè, grosso modo, parallelo al bordo costiero adriatico, spesso rovesciate verso oriente. Dall'osservazione dello schema strutturale del Foglio 124 (Figura 23), si nota che tutto il territorio comunale di Caldarola risulta essere a cavallo tra il settore indicato come "Anticlinale M. San Vicino - M. Letegge - M. Fiegni - M. Sassotetto" e la "Sinclinale Castel San Pietro - San Severino - Cessapalombo - Sarnano".

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

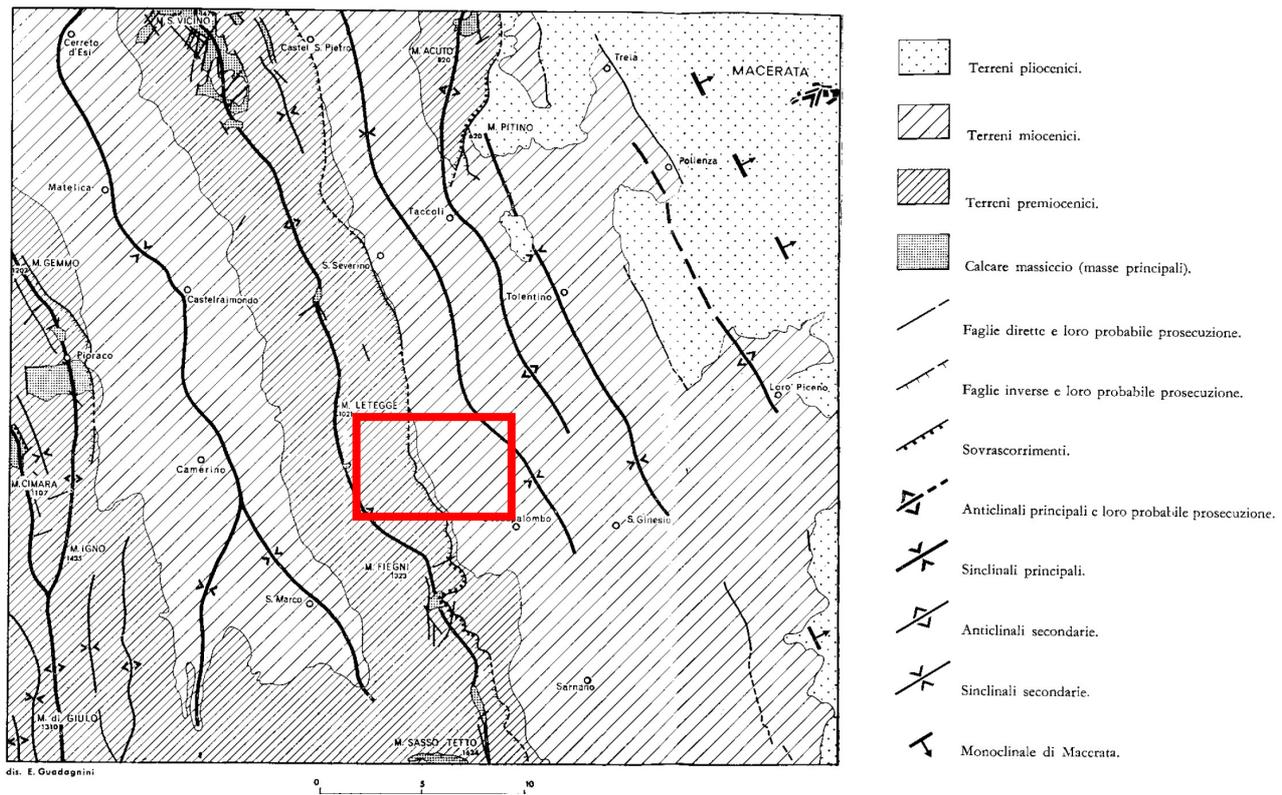


Figura 23 – Schema strutturale del Foglio 124. In rosso, settore del territorio comunale di Pievebovigliana.

L'anticlinale, nell'area oggetto di studio, presenta una struttura tranquilla rispetto al proseguimento verso N e si avvertono, a tratti, motivi di rovesciamento verso E nel suo fianco orientale, complicato da un motivo compressivo (sovrascorrimento). La formazione che vi affiora più estesamente è la scaglia cretacea-eocenica che fa passaggio, in qualche punto, ai termini più antichi della serie, messi a nudo dall'erosione del fiume Chienti. Si rinviene così il modesto lembo di Calcare massiccio nei pressi di Campolarzo, vicino al nucleo abitato di Bistocco. Il tratto centrale dell'anticlinale è interessato da faglie di tipo estensivo la cui maggiore evidenza, oltre ad una importante fascia cataclastica, è data dal contatto Calcare massiccio – Maiolica in destra idrografica del fiume Chienti e dal contatto Calcari diasprini – Maiolica, in sinistra. A Sud, la struttura anticlinale si collega a quella più complessa dei Monti Sibillini attraverso i monti Fiegni e Sasso Tetto.

Verso oriente, come detto in precedenza, si passa alla struttura sinclinalica costituita al nucleo da terreni del Messiniano. Questa struttura è interessata da fenomeni disgiuntivi, diretti da NNW a SSE, complicati da numerose fratture trasversali e tra loro parallele, a debole rigetto. I rapporti con l'anticlinale sono abbastanza regolari, con limitati fenomeni di rovesciamento dei termini della Scaglia cinerea appenninica, del Bisciaro e, in parte, dello Schlier al di sopra delle unità pre-evaporitiche.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



I litotipi che costituiscono la struttura sinclinalica (Figura 24) si sono depositati a partire dal Miocene, quando viene a cessare la relativa uniformità delle condizioni ambientali e sedimentarie instauratasi nel bacino umbro-marchigiano a partire dal Cretaceo inferiore. Questo è raggiunto dalla compressione che, in rapida progressione da W verso E, ne modificano continuamente la morfologia del fondo. Esso assume via via i caratteri di un'avanfossa torbidityca migrante verso E a spese dell'avampaese ed ubicata sul fronte della catena appenninica in evoluzione. Le torbiditi (Membro pre-evaporitico...ecc...) poggiano quindi sulle emipelagiti di avampaese (Bisciario, Schlier) alle quali passano anche lateralmente.

Nel Messiniano medio, in relazione con la crisi di salinità del Mediterraneo occidentale, si instaura un diffuso ambiente evaporitico che porta alla deposizione della Formazione gessoso-solfifera.

Nel Messiniano superiore, l'area corrispondente all'attuale fascia appenninica è in via di corrugamento, mentre il bacino della Laga è ancora sede di deposizione torbidityca di mare profondo (Membro post-evaporitico, Formazione di San Donato). Nei bacini intrappenninici minori (*piggy-back basins*), in un ambiente decisamente salmastro, si depongono invece le Argille a Colombacci. Si hanno spesso discordanze tra depositi evaporitici e post-evaporitici, indicative di particolare intensità della tettonica compressiva dell'area marchigiana. I flussi gravitativi sono convogliati nelle aree deposizionali lungo strette valli trasversali controllate dalla tettonica (es. linea trasversale Fiastrone-Fiastrella).

L'area si solleva ed emerge intorno al Pliocene superiore, in relazione al perdurare di compressioni iniziate nel Pliocene inferiore-medio. Tale attività compressiva cessa nel Pleistocene inferiore: a questo punto si sviluppano esclusivamente movimenti verticali, almeno sino al Pleistocene medio-superiore, differenziati a causa delle faglie trasversali che creano una divisione in blocchi. Tali sistemi di faglie presentano un andamento generale del tipo NE-SW. La sedimentazione è strettamente controllata dalla tettonica che condiziona l'impostazione dell'attuale reticolo idrografico.

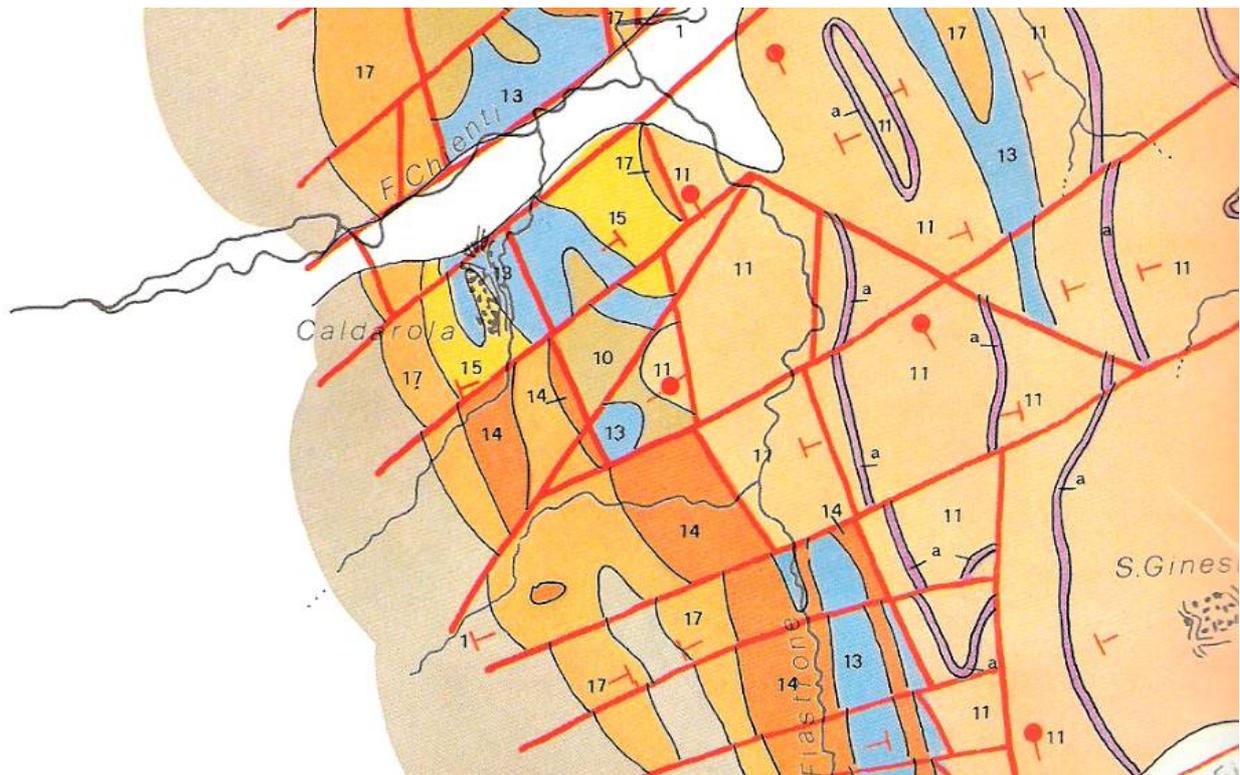


Figura 24 - Estratto della Carta geologica dei depositi neogenico-quadernari tra il f. Potenza e il f. Tronto. Istituto di Geologia - Università di Camerino. (10) Argille a Colombacci, (11) Membro post-evaporitico con (a) livello guida vulcanoclastico, (12) Membro evaporitico con (a) livello guida con gessareniti torbiditiche, (13) Formazione gessoso-solfifera, (14) Membro pre-evaporitico - facies arenacea, (15) Membro pre-evaporitico - facies arenaceo-pelitica, (17) Bisciario/Schlier

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

Il settore oggetto del presente studio di Microzonazione Sismica di Livello 3, in sintesi, è rappresentato da una struttura sinclinalica avente asse circa N-S e costituita al nucleo da terreni del Messiniano, rappresentati dapprima da torbiditi in litofacies arenaceo-pelitica e/o pelitico-arenacea (Membro pre-evaporitico) e successivamente da marne e/o peliti con gessi laminati della Formazione gessoso-solfifera. Nel territorio indagato, tali litologie affiorano limitatamente ad W alla quota di 350 m s.l.m., salendo verso Colle Croce.

Al di sopra, si rinvengono coperture rappresentate principalmente da depositi eluvio-colluviali e da depositi alluvionali: i primi, di età olocenica, sono di natura prevalentemente limoso-argillosa con frazione sabbiosa e ricoprono il substrato lungo i versanti con spessori fino a 20 m; i secondi, riconducibili soprattutto al Pleistocene superiore, sono costituiti principalmente da ghiaie, con spessori certi anche di 40 m. Di

Dott. Geol. Mauro Cataldi



essi si distinguono: depositi di conoide alluvionale, occupano gran parte del territorio in esame, dalla quota di 300 m a 290 m s.l.m., e sono legati all'attività passata del Rio delle Concie; depositi di conoide di deiezione, presenti nel centro storico del capoluogo, dalla quota di 335 m a 314 m s.l.m. e deposti al di sopra dei precedenti; depositi alluvionali con matrice limoso-sabbioso abbondante, bordano spesso lateralmente la conoide e sono legati all'attività del Fiume Chienti. A quote maggiori di 350 m s.l.m., si rinvencono terrazzi alluvionali attribuiti al Pleistocene medio sommitale, costituiti spesso da granulometria più fina rispetto ai terrazzi più bassi.

4. Dati geotecnici e geofisici

4.1. Dati pregressi

Al fine di procedere con lo studio di Microzonazione Sismica relativo al territorio comunale di Caldarola, si è proceduto alla raccolta ed archiviazione informatica dei dati pregressi, in accordo con lo già citato standard, vers. 4.0b.

In particolare, nel corso degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 1, è stato possibile accedere, senza non poche difficoltà data l'inagibilità della sede comunale, all'archivio cartaceo relativamente ai lavori pubblici e privati, permettendo la raccolta di tutte le tipologie di indagini puntuali come sondaggi geognostici, scavi, prove penetrometriche statiche e dinamiche e prove di laboratorio e indagini lineari, come MASW e sismica a rifrazione. Le indagini riferite alle pratiche più recenti erano invece già state ri-ordinate presso il Centro Operativo Comunale allestito a seguito dei vari eventi sismici del 26 e 30 ottobre 2016.

Il lavoro è stato reso difficile, oltre che dalle condizioni di disordine in cui vergeva l'archivio, anche a causa dall'assenza di un censimento recente delle indagini geognostiche eseguite sul territorio comunale, in occasione della redazione del Piano Regolatore Generale, approvato nel febbraio 2013.

Una modesta catalogazione, era stata invece effettuata nel giugno 1995, a seguito della *“Indagine geologica, geomorfologica, idrogeologica e botanico-vegetazionale per la redazione del Piano Regolatore Generale in adeguamento al P.P.A.R.”* a cura del dott. geol. Ivan Losego. Data la difficoltà di reperimento di tale studio, non rinvenuto nell'archivio comunale, le indagini sono state messe a disposizione dal dott. geol. Franco Pontoni dello studio associato Geoequipe di Tolentino. Altre indagini, riguardanti soprattutto i

Dott. Geol. Mauro Cataldi



lavori di ripristino danni a seguito del sisma del 1997 del castello Pallotta, sono state fornite dal dott. geol. Mariano Tesei.

Infine sono state aggiunte le indagini eseguite e messe a disposizione dallo studio associato Goequipe per la realizzazione del nuovo plesso scolastico (marzo 2017) e sono state effettuate indagini di tipo HVSR, data la carenza di dati geofisici soprattutto nei centri storici.

Tutti i dati sono stati archiviati mediante il software *SoftMS_v4_0_1* che ha consentito ed agevolato l'inserimento dei valori richiesti, rispettando le strutture e i formati dello standard. Da tale software è stato possibile esportare il database in formato Microsoft Access (.mdb) denominato "*Cdl_Tabelle_043006*" a cui viene associata una "*folder*" contenente in formato .pdf tutta la documentazione relativa ad ogni indagine inserita.

Il database definitivo ottenuto risulta essere composto da 418 indagini puntuali e 9 indagini lineari, così come segue:

Indagini puntuali

▪ Sondaggi a carotaggio continuo che NON intercettano il substrato	(S)	14
▪ Sondaggi a distruzione di nucleo che NON intercettano il substrato	(SD)	127
▪ Sondaggi a carotaggio continuo che intercettano il substrato	(SS)	7
▪ Sondaggi a distruzione di nucleo che intercettano il substrato	(SDS)	57
▪ Sondaggi da cui sono strati prelevati campioni	(SC)	41
▪ Trincee o pozzetti esplorativi	(T)	55
▪ Prove penetrometriche statiche con punta meccanica	(CPT)	11
▪ Prove penetrometriche dinamiche super pesante	(DS)	28
▪ Prove penetrometriche dinamiche leggere	(DL)	41
▪ Pozzi per acqua	(PA)	2
▪ Prove sismiche in foro tipo <i>Downhole</i>	(DH)	1
▪ Stazioni a microtremore (stazione singola HVSR)	(HVSR)	34

Indagini lineari

▪ MASW	(MASW)	9
--------	--------	---

4.2. Dati acquisiti ex-novo

Ai dati sopra citati, ne sono stati aggiunti ulteriori derivanti dalle indagini eseguite per lo studio delle aree dedite ad ospitare le Soluzioni Abitative Emergenziali e fornite dal dott. geol. Gabriele Grandini e indagini effettuate dallo scrivente, concordate con l'Unità Operativa di Marche2, per completare al meglio lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 e consistenti in n. 40 misure di microtremore a stazione singola HVSR, la cui

Dott. Geol. Mauro Cataldi



modalità di acquisizione ed elaborazione verrà discussa nel paragrafo 7, n. 9 MASW (di cui n. 2 risulteranno successivamente inutilizzabili), e n. 1 sondaggio a carotaggio continuo spinto fino alla profondità di 35 m da cui sono stati estratti n. 3 campioni per analisi di laboratorio, effettuate n. 2 prove penetrometriche SPT e n. 1 prova sismica in foro di tipo *Downhole*.

Anche questi dati sono stati successivamente archiviati mediante il software *SoftMS_v4_0_1* ed esportato un nuovo file per Microsoft Access (.mdb) denominato "*Cdl_Tabelle*".

In definitiva al database sono state aggiunte le seguenti indagini:

Indagini puntuali

▪ Sondaggi a carotaggio continuo che NON intercettano il substrato	(S)	3
▪ Sondaggi a carotaggio continuo che intercettano il substrato	(SS)	1
▪ Sondaggi a distruzione di nucleo che intercettano il substrato	(SDS)	8
▪ Prove penetrometriche statiche con punta meccanica	(CPT)	1
▪ Prove penetrometriche dinamiche super pesante	(DS)	11
▪ Prove sismiche in foro tipo <i>Downhole</i>	(DH)	1
▪ Stazioni a microtremore (stazione singola HVSr)	(HVSr)	40

Indagini lineari

▪ MASW	(MASW)	7
--------	--------	---

5. Modello del sottosuolo finalizzato alla MS

Tratto dal testo "Microzonazione Sismica per la ricostruzione dell'area aquilana", viene definito come modello del sottosuolo "*una rappresentazione tridimensionale approssimata di una porzione di sottosuolo, nella quale devono essere distinguibili gli elementi qualitativi e quantitativi necessari per il suo impiego nelle valutazioni funzionali alla specifica applicazione. Metodologicamente è il risultato di un processo interattivo e iterativo di trattamento di dati provenienti da diverse fonti informative, riconducibili a specifiche aree disciplinari: geologia, geofisica e geotecnica.*".

In estrema sintesi, il processo è indirizzato e finalizzato alla definizione del minimo numero di parametri necessari a fornire una ricostruzione di Unità Omogenee (UO). Si denominano UO le unità caratterizzate da valori simili dei parametri rilevanti ai fini dello studio. Il processo prevede di passare da unità strettamente litologiche a unità caratterizzate da parametri geotecnici e geofisici (UO).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



In particolare, si devono definire per le diverse UO:

- le geometrie e i limiti superiori, laterali e inferiori; in particolare, è importante stabilire il rapporto stratigrafico tra le UO dei terreni di copertura e quelle del *bedrock*, per definire l'andamento morfologico del tetto del *bedrock* sepolto;
- l'assetto strutturale (descrizione quantitativa della distribuzione spaziale delle discontinuità) degli ammassi rocciosi ed eventualmente delle formazioni argillose fortemente sovraconsolidate;
- le proprietà fisiche e meccaniche a cui vengono associate leggi di variazione e valutazioni di incertezza;
- la posizione delle falde acquifere e le loro eventuali oscillazioni, con definizione delle condizioni idrodinamiche e di pressione interstiziale.

Un passo fondamentale nel processo di costruzione del modello di sottosuolo è stato la caratterizzazione geomeccanica che porta all'individuazione delle unità geotecniche. Con questo nome si intende una porzione di sottosuolo all'interno della quale le variazioni delle proprietà geotecniche siano contenute in ambiti relativamente ristretti nei riguardi del problema in esame o siano semplicemente derivanti dallo stato tensionale originario.

Le proprietà geotecniche possono suddividersi convenzionalmente in due categorie: proprietà indice e stato tensionale (caratteristiche fisiche, granulometriche e di plasticità) e proprietà meccaniche.

Le proprietà indice identificano le caratteristiche intrinseche del terreno/roccia, mentre i parametri fisici caratterizzano lo stato del terreno in condizioni originarie e dopo variazioni indotte da azioni esterne. La loro determinazione è di notevole interesse nella definizione delle unità geotecniche, ad esempio attraverso la costruzione di *log* delle proprietà indice con la profondità. Inoltre, poiché esistono correlazioni tra proprietà indice e meccaniche, le proprietà indice possono essere utilizzate per dedurre valori di primo tentativo dei parametri meccanici in mancanza di determinazioni dirette (ad esempio coefficiente di compressibilità, resistenza al taglio residua, angolo di resistenza al taglio).

Le proprietà meccaniche governano la risposta dei terreni e delle rocce alle azioni ad essi applicate. Esse vengono ricavate per via sperimentale, tramite indagini in sito ed in laboratorio, misurando la risposta meccanica del terreno e della roccia in condizioni generalmente semplificate. A loro volta, in dipendenza della frequenza della

Dott. Geol. Mauro Cataldi



sollecitazione, le proprietà meccaniche possono essere suddivise convenzionalmente in “statiche” (risposta a carichi applicati lentamente nel tempo) e “dinamiche” (risposta ad azioni cicliche e dinamiche). I parametri meccanici da valutare dipendono dal legame costitutivo adottato per descrivere il comportamento meccanico dei terreni e delle rocce.

5.1. Unità geologico–tecniche: definizione e parametrizzazione

Nel caso in esame e per il solo settore oggetto di studio di Microzonazione Sismica di Livello 3, le proprietà geotecniche dei terreni presenti sono ricavate sulla base delle numerose prove penetrometriche realizzate e da numerosi provini estratti su cui sono stati effettuate analisi granulometriche, limiti di consistenza, prove di taglio diretto e rotture ad espansione laterale libera.

Non sono stati forniti i risultati derivanti dalle indagini di laboratorio eseguite sui provini estratti durante l'esecuzione del sondaggio a carotaggio continuo propedeutico all'attività di Microzonazione Sismica di Livello 3.

Per quanto riguarda le coperture alluvionali di cui si allegano le schede rilevamento, secondo gli standard *Unfield Soil Classification System*, vengono proposte le seguenti caratteristiche geomeccaniche medie:

Tabella 3 – Caratteristiche geomeccaniche medie delle coperture alluvionali.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	GW	GM	SM	CL
<i>Ambiente genetico e deposizionale</i>	Terrazzo fluviale (tf)	Terrazzo fluviale (tf)	Terrazzo fluviale (tf)	Terrazzo fluviale (tf)
<i>Tipologia</i>	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo	Argille inorganiche di medio–bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre
<i>Peso di volume γ (t/m³)</i>	1,90–2,10	1,80–1,95	1,95–2,05	2,00–2,05
<i>Angolo di resistenza al taglio ϕ (°)</i>	32–38	28–35	22–28	23–25
<i>Resistenza drenata c' (kg/cm²)</i>	0,0	0,0	0,05–0,15	0,18–0,35
<i>Densità relativa D_r (%)</i>	>60	>60	10–40	20–40
<i>Modulo di elasticità E (kg/cm²)</i>	>500	>300	>250	100–150

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Foto 29 – Ghiaie limose (GMtf) affiorate durante l'esecuzione degli scavi di sbancamento per la realizzazione dell'area S.A.E.



Foto 30 – Sabbie limoso-argillose (CLtf) affiorate durante l'esecuzione degli scavi di sbancamento per la realizzazione dell'area S.A.E.



Foto 31 – Sabbie limoso-argillose (CLt) affiorate durante l'esecuzione degli scavi di sbancamento per la realizzazione dell'area S.A.E.



Foto 32 – Ghiaie limoso-sabbiose (GM/GWt) affioranti nella scarpata tra il terrazzo alluvionale di 3° e 4° ordine.



Foto 33 - Ghiaie limoso-sabbiose (GM/GWtf) affioranti nella scarpata tra il terrazzo alluvionale di 3° e 4° ordine.



Foto 34 - Sabbie limose (SMtf) affioranti nei sotterranei del Monastero di Santa Caterina.

Per quanto riguarda i depositi di conoide alluvionale e di deiezione, ricordando che i primi vengono associati all'attività deposizionale del Rio delle Concie mentre i secondi ricoprono i precedenti in corrispondenza del centro storico, vengono attribuiti i seguenti valori:

Tabella 4 – Caratteristiche geomeccaniche medie dei depositi di conoide.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	GP	GM
<i>Ambiente genetico e deposizionale</i>	Conoide alluvionale (ca)	Conoide di deiezione (cz)
<i>Tipologia</i>	Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo
<i>Peso di volume γ (t/m³)</i>	1,90–2,10	1,90–2,10
<i>Angolo di resistenza al taglio ϕ (°)</i>	35–40	28–35
<i>Resistenza drenata c' (kg/cm²)</i>	0,0	0,0
<i>Densità relativa D_r (%)</i>	>60	>60
<i>Modulo di elasticità E (kg/cm²)</i>	>500	>300

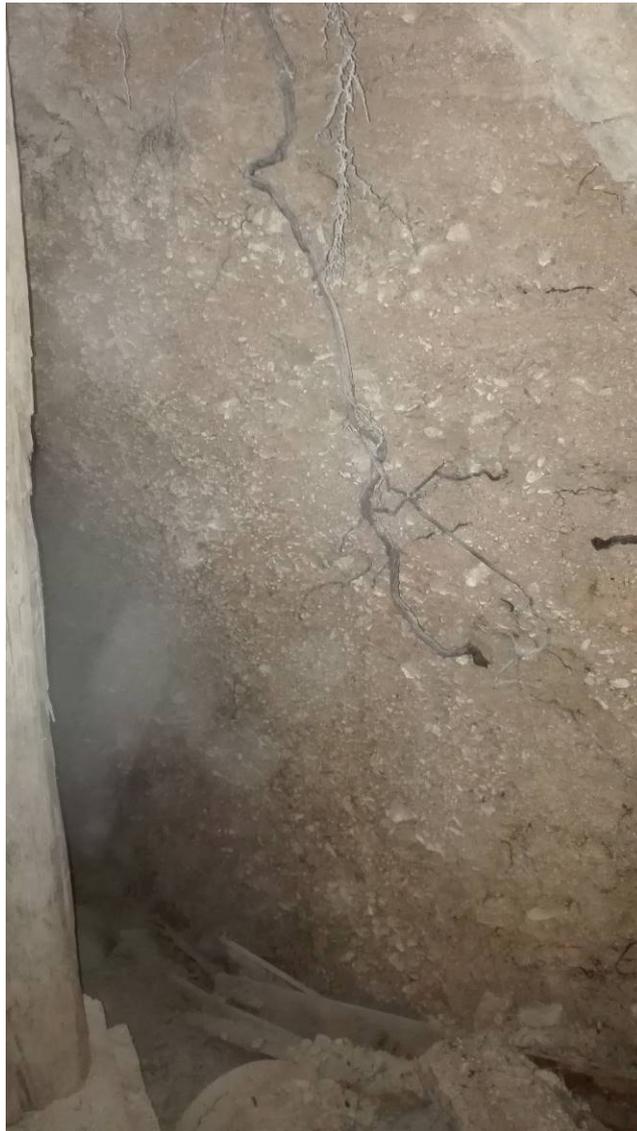


Foto 35 – Ghiaie limose (GMcz) affioranti in una cavità al di sotto di Corso Roma.

Entrambe le tipologie di copertura (GMcz e GPca) sono state attraversate nel corso dell'esecuzione del sondaggio a carotaggio continuo per uno spessore rispettivamente di circa 10 e 18,5 m e sono state caratterizzate in situ mediante prove penetrometriche di tipo SPT. In allegato viene mostrata la stratigrafia completa, con i dati relativi alle prove SPT, valori ricavati con il *pocket penetrometer* sui livelli a granulometria più fina, quota della falda misurata durante l'esecuzione del sondaggio e documentazione fotografica completa.

Per quanto riguarda invece l'ultima categoria di coperture, cioè i depositi eluvio-colluviali, secondo la sopracitata classificazione U.S.C.S., viene attribuita la categoria ML.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Le caratteristiche geomeccaniche, dedotte dalle prove penetrometriche dinamiche e da indagini in laboratorio sono le seguenti:

Tabella 5 – Caratteristiche geomeccaniche medie delle coperture eluvio-colluviali.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	ML
<i>Ambiente genetico e deposizionale</i>	Eluvi/colluvi (ec)
<i>Tipologia</i>	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità
<i>Peso di volume γ (t/m³)</i>	1,95–2,15
<i>Angolo di resistenza al taglio ϕ (°)</i>	22–26
<i>Resistenza drenata c' (kg/cm²)</i>	0,5–1,10
<i>Densità relativa D_r (%)</i>	18–25
<i>Modulo di elasticità E (kg/cm²)</i>	80–150

Nessuna delle prove penetrometriche o di laboratorio effettuate riporta una stima dei valori geotecnici del substrato. Pertanto, per alcuni tipi di tali litologie, vengono indicati valori di parametri dedotti dalla bibliografia o da prove effettuate in comuni limitrofi.

Tabella 6 – Caratteristiche geomeccaniche medie del substrato.

<i>Litologia</i>	Litofacies pelitico-arenacea	Formazione gessoso-solfifera
<i>Peso di volume γ (t/m³)</i>	2,10–2,20	2,05–21,5

Per quanto riguarda i dati geofisici, occorre innanzi tutto operare una distinzione tra i dati geofisici di base, ovvero quelli che costituiscono la misura di campo, diretta o indiretta (forme d'onda e/o spettri corrispondenti, primi arrivi, profili di resistività apparente, ecc...) e i dati geofisici di modello, ovvero l'insieme dei parametri geofisici di modello che costituiscono il contributo della geofisica alla costruzione del modello del sottosuolo. Si sottolinea ancora che tali parametri sono ottenuti per via diretta o con un processo d'inversione dei dati geofisici di base acquisiti in campo. Il contributo della geofisica risulta essere indispensabile allo studio e valutazione dei seguenti effetti:

- amplificazioni locali;
- instabilità di versante;
- cedimenti differenziali;

- valutazione delle faglie attive e capaci.

Tra tutti i parametri, la velocità delle onde S risulta essere il più importante in quanto costituisce il parametro sensibile rispetto agli effetti di amplificazione sismica locale. La sua conoscenza, infatti, consente stime di prima approssimazione dell'amplificazione mediante approcci semplificati oltre che valutazioni più rigorose mediante approcci numerici. Il diverso grado di risoluzione della stima di tale parametro può corrispondere a un diverso grado di approfondimento dello studio di Microzonazione Sismica.

Nel caso in esame, si è già detto, sono state effettuate prove per la determinazione diretta o per la stima delle velocità delle onde P e/o S dei terreni presenti all'interno del Comune di Caldarola, consistenti in n. 9 indagini MASW e n. 1 prova sismica in foro tipo *Downhole* reperite. Tutte le indagini erano state effettuate nei litotipi classificati secondo lo standard U.S.C.S. come GP e GW.

Pertanto, per il completamento degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 3, sono state effettuate ulteriori n. 7 indagini lineari di tipo MASW su litotipi di cui non erano note le caratteristiche geofisiche e n. 1 prova sismica in foro tipo *Downhole* eseguita nel centro storico, i cui risultati vengono mostrati in allegato.

Inoltre sono state effettuate ex-novo n. 40 indagini HVSR esclusivamente per determinare la risposta sismica locale attraverso la stima di massima del contrasto di impedenza sismica e per la ricostruzione del modello geologico, mostrato di seguito.

Tabella 7 – Caratteristiche geofisiche medie delle coperture alluvionali, di conoide, detritiche di versante ed eluvio-colluviali.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	GP	GW	GM	GM	SM	CL	ML
<i>Ambiente genetico e deposizionale</i>	ca	tf	tf	cz	tf	tf	ec
<i>Indagine</i>	MASW1 MASW6 MASW8 MASW14 DH388	MASW5 MASW7	MASW2 MASW9 MASW11	DHMZSIII	MASW10	MASW13	MASW12 MASW15 MASW16
<i>Velocità onde di taglio P (m/s)</i>	1.350– 3.600	1.350– 2.025	1.350– 2.610	1.820	480– 1.080	750–990	305–658
<i>Velocità onde di taglio S (m/s)</i>	300–800	300–450	300–580	478	160–360	250–330	130–280
<i>Coefficiente di Poisson ν</i>	0,45–0,48	0,45–0,48	0,45–0,48	0,46	0,35–0,40	0,35–0,40	0,38–0,40

Dott. Geol. Mauro Cataldi



<i>G/G0(γ) D (γ)</i>	Rollins, 1998 (angular gravel - upper)	Kokusho, 1981 (round gravel - upper)	Kokusho, 1981 (round gravel - lower)	Kokusho, 1981 (round gravel - lower)	Marche2 – Petriolo SMtf (IP 10,91)	Marche2 – Tolentino CLtf	Marche2 – Belforte del Chienti MLec (IP 42,4)
----------------------	-------------------------------------------------	-----------------------------------------------	-----------------------------------------------	-----------------------------------------------	------------------------------------------	--------------------------------	--------------------------------------------------------

Per quanto riguarda il substrato, spesso alterato e/o fratturato, i valori medi geofisici sono derivati principalmente dalle MASW. La prova in foro di tipo *Downhole* ha comunque permesso di attribuire una velocità alla Formazione gessoso-solfifera, in quanto intercettata dal sondaggio a carotaggio continuo a partire dalla profondità di 28 m dal p.c..

Tabella 8 – Caratteristiche geofisiche medie del substrato.

<i>Litologia</i>	Litofacies pelitico- arenacea	Formazione gessoso- solfifera
<i>Velocità onde di taglio P (m/s)</i>	>2.500	>1.500
<i>Velocità onde di taglio S (m/s)</i>	400–650	400–650
<i>Coefficiente di Poisson ν</i>	0,43	0,43
<i>G/G0(γ) D (γ)</i>	Lineare	Lineare

5.2. Sezioni geologico-tecniche

Le sezioni geologiche e le sezioni geologico-tecniche, da esse derivate, costituiscono lo strumento per visualizzare il modello geologico di sottosuolo di riferimento in tutte le fasi degli studi di MS finalizzate alla determinazione della risposta sismica locale. Se la carta geologico-tecnica è il documento rappresentativo della distribuzione dei terreni in superficie, le sezioni geologiche devono invece rappresentare la distribuzione delle diverse unità nel sottosuolo, lungo transetti che siano effettivamente significativi per sintetizzare le caratteristiche locali dell'assetto geologico e geomorfologico. Una ottimale rappresentazione della variabilità 3D del sottosuolo viene garantita eseguendo una griglia di profili geologici, orientati parallelamente ed ortogonalmente ai lineamenti geologico-morfologici caratteristici, di forma adeguata a quella del contorno delle aree da

Dott. Geol. Mauro Cataldi



investigare, con maglia di dimensioni dipendenti dalla complessità del sottosuolo da modellizzare e, nel caso di studi di III livello, dalle dimensioni della microzona. In ogni caso, la griglia di profili dovrà essere particolarmente concentrata sulle aree di maggiore interesse per le attività di MS. In particolare, è consigliabile l'utilizzo delle griglie di profili in ciascuna delle aree individuate per gli studi di MS, in cui ricadano gli abitati principali. Con il travaso dei dati delle indagini svolte ai fini della MS, le sezioni geologiche possono essere tramutate in altrettanti profili geologico-tecnici, in cui i terreni del sottosuolo vengono differenziati e rappresentati in funzione dei loro caratteri fisico-meccanici in prospettiva della risposta sismica locale. Appare evidente che, una volta fissata, la griglia di profili geologici da eseguire può costituire un valido riferimento per pianificare la distribuzione sul territorio delle indagini rivolte a ricostruire i profili geologico-tecnici, mediante la definizione della geometria dell'interfaccia substrato-copertura e la distribuzione in sottosuolo delle diverse tipologie delle coperture, con le relative Vs. I profili geologico-litotecnici costituiranno la base per la definizione dei modelli geotecnici da utilizzare nelle modellazioni 2D.

Per la modellazione numerica in MS3 saranno scelte le sezioni geologiche-litotecniche più significative e rappresentative delle aree a maggiore criticità dal punto di vista della risposta sismica in superficie.

Il processo di costruzione del modello del sottosuolo è partito dalla ricostruzione dell'assetto geologico-geomorfologico e strutturale dell'area indagata, effettuato mediante l'analisi delle cartografie già a disposizione e redatte in passato, come la Carta Geologica d'Italia (scala 1: 100.000), la Carta Geologica Regionale (1: 10.000), la Carta geologica dei depositi neogenico-quadernari del Potenza e del Tronto, l'Indagine geologica e geomorfologica per la redazione del P.R.G. in adeguamento al P.P.A.R., la Carta Geologico-Tecnica per la Microzonazione Sismica di Livello 1, ecc... Tutta l'informazione geologica acquisita, coadiuvata dai dati geotecnici e geofisici, è stata tradotta in un modello, sintetizzato nella Carta geologico-tecnica, fornita in n. 1 tavola in scala 1: 5.000, riguardante soprattutto il capoluogo.

Per lo sviluppo del modello geologico-tecnico ci si è avvalsi della preziosa collaborazione del dott. Giuseppe Cavuoto del CNR-IAMC di supporto all'Unità Operativa Marche 2.

L'insieme dei dati geologici finalizzati a definire modelli del sottosuolo, particolarmente inerenti alla Microzonazione Sismica, hanno consentito di:

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- distinguere il *bedrock* dai terreni di copertura;
- definire le loro geometrie (spessori dei terreni di copertura/profondità *bedrock*);
- individuare (se esistenti) le aree suscettibili di liquefazione sismo-indotta;
- individuare, nei terreni di copertura, le aree soggette a fenomeni di instabilità dei versanti;
- individuare le criticità geomorfologiche.

Ai dati di superficie sono stati aggiunti i dati prelevati in profondità con le indagini geognostiche:

- successioni litostratigrafiche;
- contatto *bedrock*-terreni di copertura;
- frequenza e giacitura delle discontinuità.

I criteri che sono stati seguiti per il tracciamento delle tracce delle sezioni geologiche vengono di seguito riassunti:

- Le sezioni attraversano i centri abitati per una porzione rappresentativa delle dimensioni del centro abitato stesso.
- Dimensioni longitudinali delle sezioni scelte per l'analisi bidimensionali (2D) minimizzano, in corrispondenza della zona del centro abitato, gli effetti delle riflessioni totali delle onde che incidono sulle frontiere laterali della modellazione bidimensionale. Le sezioni sono estese in modo tale che le frontiere laterali si trovino ad una distanza almeno pari alla dimensione del tratto in corrispondenza del centro abitato attraversato. In pratica, se la sezione attraversa un centro abitato per un tratto di lunghezza X , la sezione ha una lunghezza pari a $X+X+X=3X$, con l'abitato posto al centro della sezione.
- Le sezioni sono ubicate in modo da caratterizzare la massima eterogeneità in termini di TC e S del Modello Geologico al di sotto del centro abitato, ovvero le sezioni sono realizzate fino ad una profondità tale da intercettare il Substrato Sismico (se identificabile) o quello Geologico.
- Se l'eterogeneità è approssimativamente 1D (successione di strati orizzontali o sub-orizzontali) le sezioni sono più corte; altrimenti, in caso di forti eterogeneità laterali, con configurazioni 2D o 3D (es. contatti sepolti molto acclivi, presenza di scarpate verticali sepolte ecc..) è stato necessario ubicare le sezioni in modo tale da rappresentare al meglio anche tali eterogeneità.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- Le sezioni sono state ubicate tenendo conto delle possibili morfologie sepolte o delle morfologie superficiali (ad es. presenza di riempimenti vallivi, contatti bruschi con i versanti, scarpate di terrazzo, scarpate strutturali ecc...). Nel caso di valli sepolte caratterizzate da un rapporto $H/L > 1/4$ (con H profondità e L semi-larghezza della valle) è stato necessario estendere le sezioni oltre le estremità della valle per minimizzare gli effetti delle riflessioni laterali nella modellazione.

Dalla carta geologico–tecnica, che verrà descritta con maggior cura al paragrafo 8.3, sono state estrapolate n. 5 sezioni geologiche rappresentative:

- sezione A–A' (ID_el 44, Figura 25): orientata S–N, lunga 2,064 km, attraversa il terrazzo del 2° ordine sabbioso–limoso (SMtf, 350 m s.l.m., Pleistocene medio sommitale), dove sono ubicati il Cassero, il Monastero e parte del Castello Pallotta, la parte alta del conoide di deiezione del centro storico dove sorge la chiesa dei Santi Gregorio e Valentino (GMcz, 320 m s.l.m., Pleistocene superiore) e, longitudinalmente, tutta la conoide alluvionale (GPca) e i depositi terrazzati del 3° ordine della zona industriale “Martiri di Montalto” (GM/GWtf, 290 m s.l.m., Pleistocene superiore) e il terrazzo del 4° ordine della zona industriale di c.da Molino (GMtf, 260 m s.l.m., Olocene);

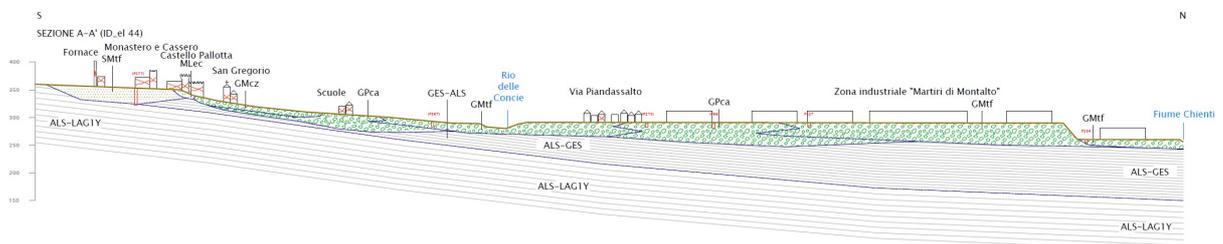


Figura 25 – Sezione A–A'.

- sezione B–B' (ID_el 46, Figura 26): orientata W–E, lunga 1,112 km, trasversale agli assi delle pieghe che hanno coinvolto le unità del substrato (Litofacies pelitico–arenacea e soprastante Formazione gessoso–solfifera) e alla valle del Rio delle Concie;

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

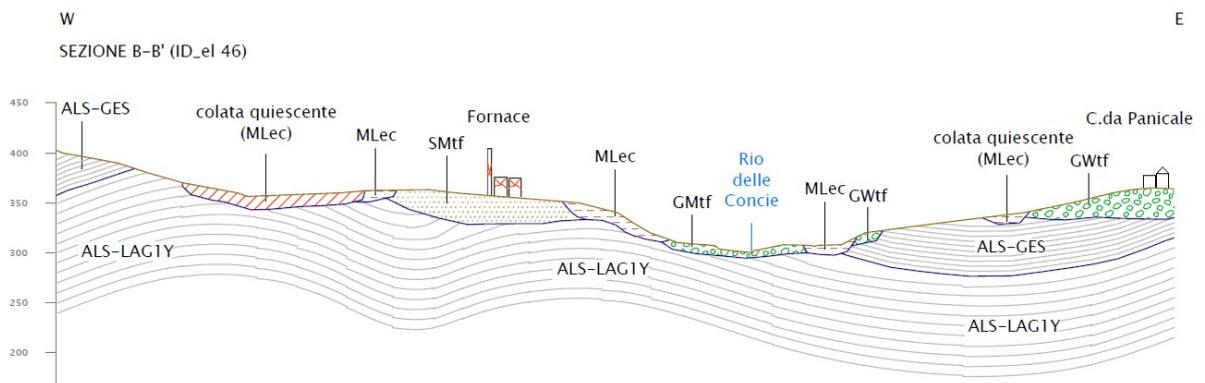


Figura 26 – Sezione B-B'.

- sezione C-C' (ID_el 65, Figura 27): orientata SW-NE, lunga 1,264 km, attraversa il terrazzo del 2° ordine sabbioso-limoso (SMTf, 350 m s.l.m., Pleistocene medio sommitale) dove sono ubicati il Cassero, il Monastero e parte del Castello Pallotta, il conoide di deiezione del centro storico con Piazza Vittorio Emanuele II (GMcz, 314 m s.l.m., Pleistocene superiore) e la conoide alluvionale con i più recenti depositi di 3° e 4° ordine attribuiti al Rio delle Concie (GM/GWtf), risalendo in destra idrografica nel terrazzo ghiaioso di 2° ordine di Colle Antico (GWtf, 360 m s.l.m., Pleistocene medio sommitale);

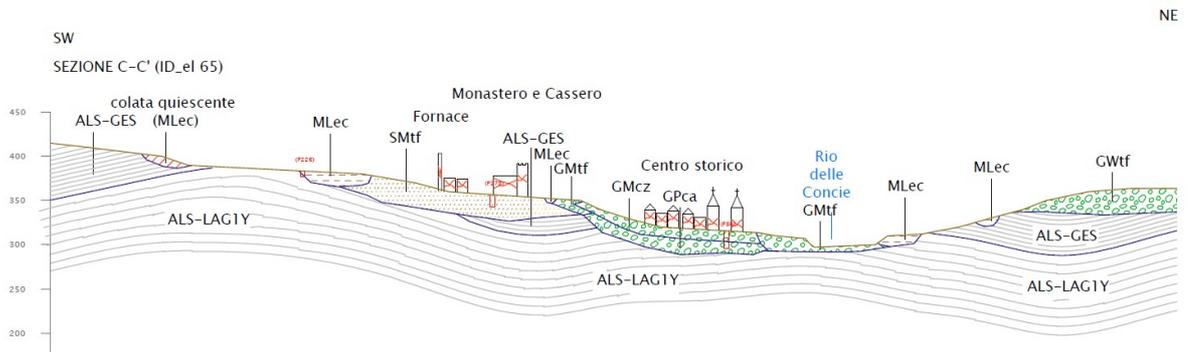


Figura 27 – Sezione C-C'.

- sezione D-D' (ID_el 76, Figura 28): orientata WSW-ENE, lunga 0,957 km, attraversa longitudinalmente il conoide di deiezione dove è ubicato il centro storico, da quota 335 m a 310 m s.l.m., fino a risalire in destra idrografica al Rio delle Concie (c.da Panicale), mettendo in risalto la struttura sinclinalica del substrato con la Formazione gessoso-solfifera posta al di sopra della litofacies pelitico-arenacea (Membro pre-evaporitico della Formazione della Laga);

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

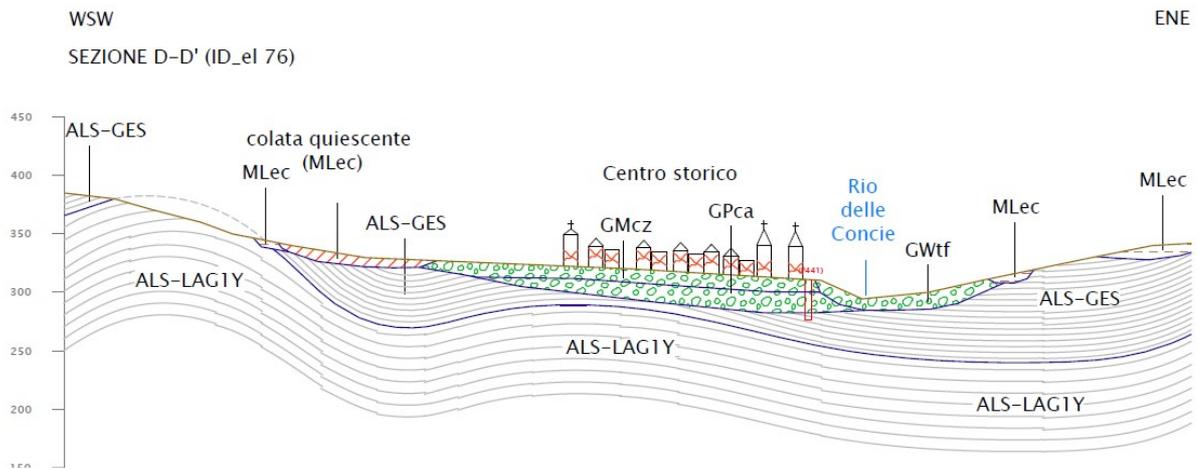


Figura 28 – Sezione D-D'.

- sezione E-E' (ID_el 66, Figura 29): orientata WNW-ESE, lunga 1,697 km, dal Fiume Chienti che divide il territorio comunale di Serrapetrona da Caldarola, attraversa il terrazzo alluvionale del 4° ordine della zona industriale di c.da Molino (GMtf, 260 m s.l.m., Olocene), il terrazzo del 3° ordine (CLtf, 290 m s.l.m., Pleistocene superiore), la conoide alluvionale (GPca) del Rio delle Concie e risale in destra idrografica allo stesso corso d'acqua sul terrazzo alluvionale del 2° ordine di (GWtf, 360 m s.l.m., Pleistocene medio sommitale).

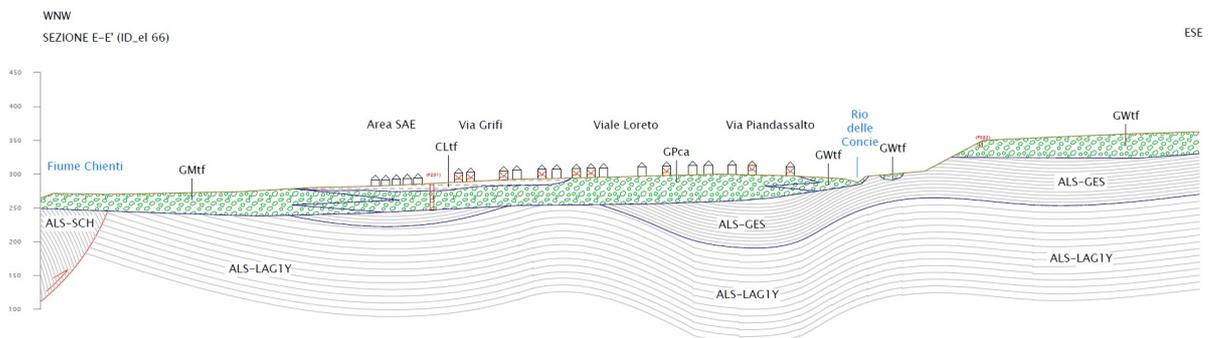


Figura 29 – Sezione E-E'.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



6. Interpretazioni e incertezze

Negli I.C.M.S. è riportato che la finalità delle indagini geotecniche negli studi di Microzonazione Sismica è *pervenire alla conoscenza dettagliata dello stato del sito e dei terreni presenti nell'area prima, durante e dopo il terremoto di riferimento attraverso lo studio delle condizioni naturali del terreno in sito mediante sondaggi, prove geotecniche di tipo corrente (CPT, SPT, DMT, ecc...) e prove dinamiche (CH, DH, SASW, MASW, ecc...) e mediante la riproduzione in laboratorio delle condizioni di sollecitazione e deformazione più prossime a quelle che possono aversi in occasione del terremoto di riferimento*. Sono quindi indagini estremamente mirate, che devono contribuire a definire tutte le caratteristiche morfologiche, stratigrafiche, idrogeologiche, e che, soprattutto, devono identificare il comportamento dinamico dei vari terreni presenti nel sito, assegnando dei valori ai parametri dinamici indispensabili per la valutazione della risposta del sito mediante modelli analitici e numerici.

Il programma delle indagini geotecniche va perciò commisurato, oltre che al problema sismico e geotecnico, anche ai codici di calcolo che verranno impiegati nelle analisi numeriche (Microzonazione Sismica di livello superiore al 1°) e sarà differente per i diversi problemi (analisi della risposta sismica locale, stima del potenziale di liquefazione, analisi della stabilità dei pendii, valutazione dei cedimenti) e per i livelli di approfondimento degli studi di Microzonazione Sismica.

Per quanto riguarda la caratterizzazione dinamica dei terreni e i parametri richiesti dai codici di calcolo, si ha in generale che:

- Nelle analisi della risposta sismica locale con metodi che effettuano analisi lineari “equivalenti”, 1D o 2D, per definire lo stato iniziale prima del terremoto occorre determinare, oltre alla stratigrafia, ai livelli di falda, e alle proprietà geotecniche delle varie formazioni presenti, per ogni strato identificato: la densità ρ , il modulo di taglio iniziale G_0 (o alternativamente la velocità delle onde S, V_s) e il coefficiente di Poisson, ν ; per definire il comportamento durante il terremoto: la legge di variazione con l'ampiezza della deformazione di taglio, γ , del modulo di taglio, $G(\gamma)$, e del rapporto di smorzamento, $D(\gamma)$. Le indagini geotecniche devono quindi prevedere: prove in sito di tipo corrente (sondaggi, CPT, SPT, ecc...), prove geotecniche di laboratorio convenzionali (prove indici, prove edometriche, eventuali prove triassiali non drenate) e prove dinamiche (colonna risonante e/o di taglio torsionale ciclico). Nel caso di terreni saturi che possono dare luogo a significativi incrementi delle pressioni interstiziali (pur senza arrivare alla forma

Dott. Geol. Mauro Cataldi



estrema della liquefazione), occorre definire anche il comportamento post-sismico; in tal caso va determinato il coefficiente di permeabilità k e la resistenza al taglio non drenata. A tal fine vanno effettuate prove di permeabilità e prove triassiali convenzionali in condizioni non drenate. Se si effettuano analisi della risposta sismica locale con metodi non lineari accoppiati, il quadro delle indagini è molto più complesso e deve essere commisurato al caso specifico.

- Per le analisi di stabilità dei pendii le indagini devono comprendere, oltre alle usuali indagini per la caratterizzazione geotecnica in condizioni statiche, delle indagini mirate alla determinazione dei parametri di rottura in condizioni dinamiche e cicliche che saranno tuttavia da rapportare al livello di approfondimento delle verifiche e al tipo di verifica (analisi pseudostatica o analisi dinamica). In un livello di approfondimento di dettaglio, se si intende mettere in conto gli effetti amplificativi della risposta sismica locale, le indagini dovranno comprendere anche le prove geotecniche che, in genere, si richiedono per l'analisi della risposta sismica locale.
- Per l'analisi del potenziale di liquefazione, le indagini dovranno innanzitutto comprendere indagini convenzionali in sito (sondaggi, SPT, CPT) e analisi di laboratorio di tipo corrente (curve granulometriche, limiti di Atterberg, ecc...). A seconda della metodologia prescelta dovrà essere effettuato un numero di prove in sito maggiore per quelle prove su cui il metodo si basa. Ad esempio se la stima si basa sull'impiego di abachi basati sulle prove CPT, dovranno essere condotte soprattutto prove CPT, se invece si utilizzano abachi basati sulla misura di V_s saranno da effettuare soprattutto prove in sito che misurino tale parametro. Le prove di laboratorio per la caratterizzazione dinamica in prossimità della rottura (prove triassiali cicliche, e altre eventuali prove non standard) dovranno essere previste solo (e neppure sempre) per studi di grande dettaglio e nel caso in cui si eseguano analisi non lineari della liquefazione con metodi accoppiati per opere di interesse strategico (dighe, ponti, ecc...).

Al termine dello studio di Microzonazione Sismica di Livello 1, le incertezze del modello geologico (e geologico-tecnico) ricostruito erano principalmente legate alla mancanza di indagini geognostiche che hanno raggiunto il substrato, soprattutto nel centro storico del capoluogo (Piazza Vittorio Emanuele II, Piazza Cavallotti, Corso Roma, Via Pallotta, ecc...).

Tale problematica è stata affrontata nel corso degli studi di Livello 3 effettuando un sondaggio a carotaggio continuo e successiva prova sismica in foro di tipo *downhole*

Dott. Geol. Mauro Cataldi



proprio nel centro storico, nel piazzale retrostante il palazzo Pallotta, sede comunale fino al terremoto del 30 ottobre 2016. Tale indagine ha permesso di inquadrare il centro storico in maniera geologica differente rispetto a quanto emerso nel Livello 1, lasciando intendere la presenza di una successione costituita da ghiaie limose (GMcz) di conoide di deiezione e ghiaie (GPca) della conoide alluvionale del Rio delle Concie poggianti sul substrato costituito da peliti e marne alterate della Formazione gessoso-solfifera. Si auspica comunque in futuro l'esecuzione di indagini geognostiche fino al substrato in altre zone del centro storico (Via Pallotta, Piazza Cavallotti, Via Durante...).

Sono state confermate le difformità riscontrate tra quanto previsto dalla Carta Geologica Regionale (Progetto CA.R.G.) e quanto emerso da un sondaggio (043006P277SDS277) realizzato nel 1999 per il ripristino del Monastero di Santa Caterina: l'area in questione presenta coperture di tipo alluvionale fino a circa 30,0 m di profondità dal piano campagna costituite prevalentemente da sabbie limose (SMtf), mentre nella cartografia ufficiale veniva considerato un substrato associato alla Formazione gessoso-solfifera quasi affiorante e che avrebbe costituito il basamento su cui è fondato il Monastero, il Cassero con la torre e parte del complesso medievale e rinascimentale del castello Pallotta.

Per quanto riguarda l'area del capoluogo oggetto di espansione a partire dagli anni '70, il substrato è stato raggiunto solamente in occasionali situazioni, come per la realizzazione del pozzo adiacente il campo polivalente (043006P249PA249) a -42,0 m dal p.c.. Nelle restanti porzioni del capoluogo (San Rocco, Piandassalto, Viale Aldo Moro, Zona Artigianale/Industriale, ecc...) tutti i sondaggi eseguiti sono stati quasi sempre spinti fino alla profondità massima di 12-15 m. Non è stato pertanto mai raggiunto il substrato nemmeno da ulteriori sondaggi reperiti ed effettuati nel periodo intercorso tra la conclusione degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 1 e di Livello 3.

Altre zone del capoluogo che andrebbero indagate in maniera più approfondita per carenza di indagini sono Via Rimessa, Via Ludovico Clodio, Piandebussi e Via Lago.

Individuare il substrato vuol dire anche indagare su eventuali contatti tettonici tra le formazioni mioceniche e chiarire sull'eventuale possibilità di faglie attive mascherate in superficie dalla presenza, fino a 45 m circa di spessore, di depositi alluvionali terrazzati soprastanti. Si fa presente, come indicato nel capitolo relativo alla sismicità storica, che nel 1936 un evento sismico con Mw 4,76 ha avuto come epicentro proprio Caldarola.

Relativamente alle indagini geofisiche, si è tentato di superarne la totale assenza nel centro storico mediante la realizzazione *ex-novo* di alcune indagini HVSR già durante gli studi di Livello 1 e integrando ulteriori indagini HVSR e misure MASW nel corso del Livello 3.

Nel capoluogo, nella zona sopracitata del Monastero di Santa Caterina, le indagini HVSR hanno fornito un contrasto di impedenza intorno alla frequenza di 2,60 Hz, compatibile pertanto con quanto emerso dall'unico sondaggio geognostico effettuato che attesta la presenza di 30 m di depositi sabbioso-limosi sul substrato.

Per quanto riguarda il settore di centro storico ubicato sulla conoide di deiezione, i risultati delle indagini HVSR e della MASW effettuata sono stati quasi sempre poco attendibili a causa della pavimentazione costituita da lastricato spesso sconnesso, dalla presenza di sottoservizi ed eventuali cavità antiche, terreni di riporto distribuiti in maniera eterogenea, dalla difficoltà di entrare in alcuni punti della "Zona rossa" e a causa del traffico veicolare sostenuto, convogliato nell'unica strada aperta per l'attraversamento del paese. Inoltre, la presenza del substrato geologico ma non sismico costituito da marne alterate e peliti della Formazione gessoso-solfifera non offrono un contrasto di impedenza degno di nota. Di seguito, si riassumono le differenze tra Substrato Geologico (SG) e Substrato Sismico (SS) tratto da "*Protocolli di acquisizione dati ed elaborazione relativi alle attività di Microzonazione di Livello III nei 140 Comuni di cui all'Ordinanza n. 24 del 12 maggio 2017 della Presidenza del Consiglio dei Ministri*".

Substrato Geologico (SG):

è costituito da rocce e corpi sedimentari compatti e rigidi, in genere di età pre-quadernaria, che non hanno subito processi di alterazione e degrado o deformazioni tettoniche pervasive, e che costituiscono la base su cui poggiano in discordanza o discontinuità stratigrafica rocce e corpi sedimentari meno compatti o alterati o sedimenti sciolti, in genere a bassa rigidità chiamati con il termine generale di Terreni di Copertura (TC). Questi ultimi sono caratterizzati anche da frequenti variazioni, verticali e laterali, di spessore, litologia e composizione tali da far ipotizzare al proprio interno la presenza di importanti contrasti di impedenza. Il SG non corrisponde necessariamente al Substrato di Riferimento o Substrato Sismico, del quale viene richiesta l'individuazione per gli studi di MS3. Infatti, al di sotto di TC, le rocce che costituiscono SG, possono non avere il requisito di rigidità richiesto per essere ritenute substrato sismico ($V_s > 800$ m/s) né, localmente, mostrare contrasti di impedenza significativi con i soprastanti TC

Dott. Geol. Mauro Cataldi



per motivi litologici (alterazione) e strutturali (fratturazione). D'altra parte anche i TC possono essere un efficiente substrato sismico in particolari condizioni stratigrafiche e tessiturali, di cementazione e di miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità. E', quindi, auspicabile, nella formulazione del Modello Geologico-tecnico realizzato in MS1, che il geologo proponga delle ipotesi in funzione di quale comportamento in termini di Vs che si aspetta dalle diverse unità classificate come sia come TC che come SG. Per questi ultimi, si possono introdurre i concetti di Substrato Lento (SL, es. litofacies pelitiche, marnose ecc.) coincidente con il concetto di "substrato non rigido", precedentemente adottato nei vecchi standard di rappresentazione mentre già gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS) prevedono l'indicazione di Substrato Alterato (SA, ad es. per fratturazione o deformazione tettonica, alterazione meteorica ecc.). Le indagini e i dati già esistenti (MS1) o quelle previste per la MS3 potranno confermare (in base alle caratteristiche fisiche misurate) se e/o a partire da quale profondità il SG possa coincidere con quello sismico di riferimento (SS).

Substrato Sismico (SS):

nei casi in cui affiora questo è costituito da ammassi rocciosi o terreni molto rigidi con eventuale strato superficiale di alterazione (alterazione meteorica, pedologica fisica e chimica) o copertura per uno spessore massimo pari a 3 m; viene quindi definito convenzionalmente dalle seguenti condizioni:

- valori di Vs30 (velocità equivalente delle onde S nei primi 30 metri di sottosuolo) superiore a 800 m/s,
- avere una superficie topografica orizzontale.

Nel caso in cui non affiori, il SS è costituito da unità geologiche di substrato, non alterate e non deformate pervasivamente, alla base di terreni meno rigidi o di sedimenti sciolti, caratterizzate da una velocità delle onde di taglio $V_s \geq 800$ m/s.

Quando in corrispondenza di un affioramento di materiali rigidi che soddisfano i requisiti suddetti e dove non sono rilevati effetti locali di amplificazione o modificazioni in frequenza del moto sismico rispetto a quello misurato o stimato in profondità, si parla di *Substrato di Riferimento*; si presuppone quindi che al di sotto di questo tipo di affioramento non esistano forti contrasti di impedenza sismica e che i materiali che lo compongono siano rigidi ed abbiano un comportamento meccanico di tipo lineare (mezzo continuo con comportamento visco-elastico).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



In tutta l'area pianeggiante del capoluogo, i valori di HVSR sono abbastanza contrastanti a causa dell'elevata eterogeneità dei depositi alluvionali: in linea di massima si assiste ad importanti contrasti nel caso in cui la situazione stratigrafica attesta la presenza di un cospicuo spessore di limo sabbioso/argilloso (MLec, CLtf) oppure sabbia limosa/argillosa (SMtf) al di sopra delle ghiaie alluvionali (GM/GWtf) o di conoide (GPca), mentre si ha sostanzialmente un rapporto H/V decisamente piatto quando i depositi sono costituiti essenzialmente da ghiaia. Infatti, mentre nei depositi di natura limosa, la Vs supera raramente i 300 m/s, nelle ghiaie, soprattutto se molto addensate, la Vs raggiunge valori anche notevoli >700 m/s, generando pertanto un discreto contrasto di impedenza. Ciò è ben evidente nella zona a NW del capoluogo che comprende la lottizzazione COGEMAR (o località Ponticello), il campo polivalente e la zona PEEP, indagati con una MASW nel corso del Livello 3 (043006L13MASW13). Altri settori adiacenti (Viale Loreto, Via Aldo Moro, Piandassalto, Zona Artigianale/Industriale, ecc...) non mostrano particolari contrasti di impedenza.

Nell'accurata indagine geofisica (043006P387DH388 – 043006L9MASW9) realizzata a supporto della progettazione del nuovo plesso scolastico e in quella realizzata per l'adeguamento sismico delle scuole medie (043006L6MASW6), si nota che le ghiaie addensate posseggono una Vs crescente da ~ 600 m/s fino a valori maggiori di 800 m/s (Figura 30), situazione che non tenderebbe a generare contrasti di impedenza, come si nota nelle misure HVSR effettuate a supporto (043006P389HVSR390 – 043006P390HVSR391) e in numerose altre misure a stazione singola effettuate in seguito.

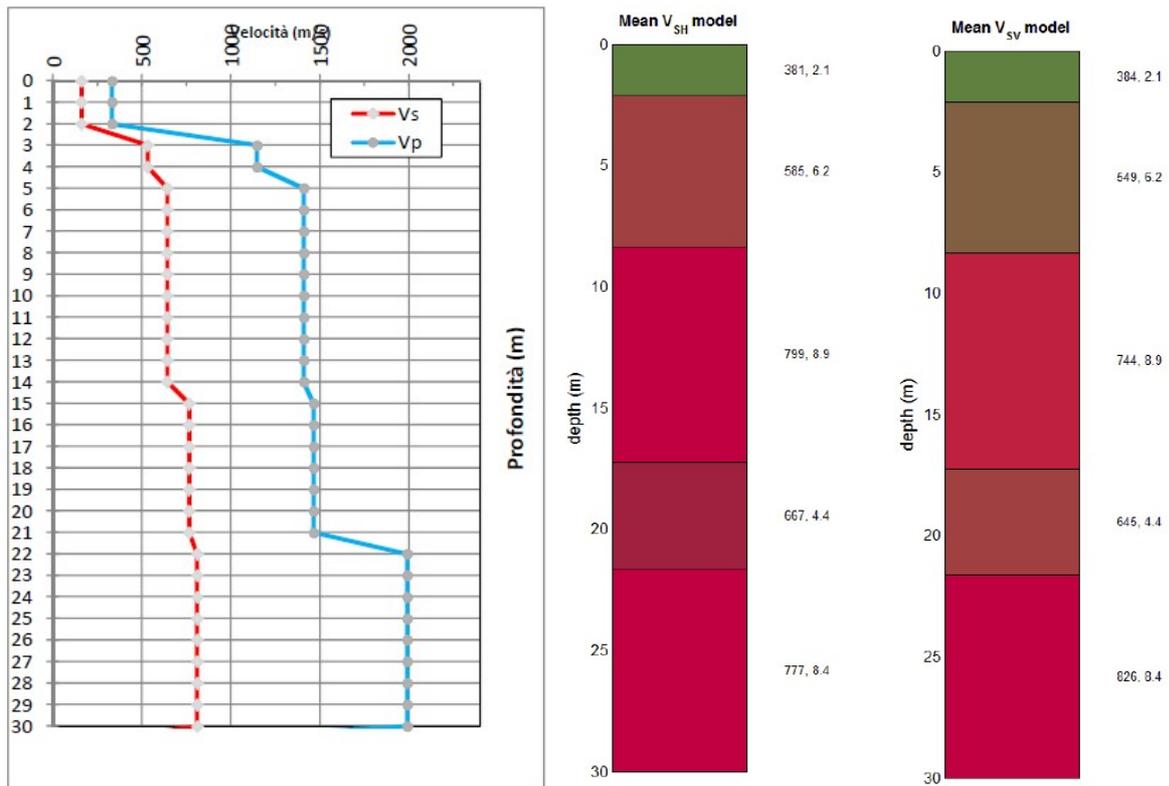


Figura 30 - A sinistra, grafico delle velocità intervallari derivate da una prova sismica in foro tipo downhole. A destra, valori di Vs da un'indagine MASW.

Effetti particolari di amplificazione nel capoluogo sono stati notati in via Ludovico Clodio (043006P397HVS398), dove si ha un alto contrasto di impedenza generato, con molta probabilità, dal contatto tra terreni di riporto e depositi alluvionali: l'esecuzione in futuro di indagini geognostiche potrà togliere qualsiasi incertezza.

Tornando al substrato, considerando che in precedenza è stato definito "non sismico", incertezze erano legate alla ipotetica ubicazione dell'orizzonte risonante con Vs di almeno 800 m/s. Come già visto, i valori di Vs ricavati dalle MASW e dalla misura in foro di tipo *Downhole*, sono risultati di rado superiori a 600 m/s. Si è pensato pertanto di effettuare "un'inversione" di curve di ellitticità HVSr (vincola maggiormente la profondità e l'entità del contrasto di impedenza rispetto ad una curva di dispersione MASW), in modo da ricavare un profilo di velocità Vs: tale elaborazione è stata realizzata mediante l'adozione del software "HV-Inv 2.1 Beta", fornito dall'Unità Operativa Marche 2 durante il periodo di formazione tenuto nella sala consiliare del Comune di Falerone nel periodo 17-20 luglio 2017. HV-Inv riproduce le curve HVSr tenendo conto sia delle onde di volume sia delle onde superficiali, compresi i loro modi superiori (eventualmente l'apporto delle onde di volume può essere azzerato). Questo permette in linea teorica una

Dott. Geol. Mauro Cataldi



maggiore facilità nella riproduzione dell'ampiezza del picco e dell'andamento complessivo della curva. La modellazione diretta si basa sull'apporto di tutte le fasi sismiche (campo completo: onde di volume e onde superficiali) seguendo la teoria del Campo Diffuso (Sanchez-Sesma et al. 2011). Sono presenti metodologie di inversione globali (Monte-Carlo, Simulated Annealing, Modified Simulated Annealing) e locali (Simplex Downhill, Interior-Point).

L'operazione è una procedura di inversione non lineare di tipo esplorativo "guidato" che permette di indentificare insiemi di possibili profili di velocità compatibili con lo stesso insieme di osservazioni e capace di tenere conto delle incertezze sperimentali associate alle osservazioni disponibili.

La frequenza di risonanza di uno strato soffice dipende dal suo spessore H e dalla sua velocità "media" delle onde S (V_s). Se si conosce la V_s è possibile risalire allo spessore H dello strato sedimentario:

$$Fr = V_s / 4H \text{ da cui } V_s = 4HF_r \text{ o } H = V_s / 4F_r$$

In alcuni casi si può presumere che il profilo di velocità sia controllato dal carico litostatico e che le V_s aumentino con la profondità H seguendo una legge del tipo "Potenza":

$$V_s H = V_0 (1 + H)^a$$

dove V_0 e a dipendono dal tipo di sedimento.

In queste circostanze:

$$H = [V_0 (1 + a) / 4F_r + 1]^{1 / (1 - a)} - 1$$

Nel caso specifico, si è proceduto come segue:

1. verifica e caricamento dati di input (curva HVSR);
2. parametrizzazione (tenendo conto della configurazione geologica generale dell'area e delle informazioni dedotte dalle curve di input);
3. esecuzione di un'inversione per verificare la correttezza della parametrizzazione inserita (utilizzando il metodo di ricerca globale "Monte Carlo Sampling" e successivamente il metodo locale "Simplex Downhill");

4. in caso di corretta parametrizzazione, sono state salvate le immagini dei risultati di ciascuna inversione (profilo di Vs, curva HVSR, ecc...) nel loro miglior modello.

Per il substrato sono stati inseriti i seguenti parametri:

#Misfit	#Thickness [m]	#Vp [m/s]	#Vs [m/s]	#Density [kg/m3]
#2.033	11.5	980.1	400	2049
	84.97	1399	615.3	2116
	>	2005	780	2150

Ed ottenuti i seguenti “miglior” risultati in termini di profilo di Vp, Vs, densità e curva H/V:

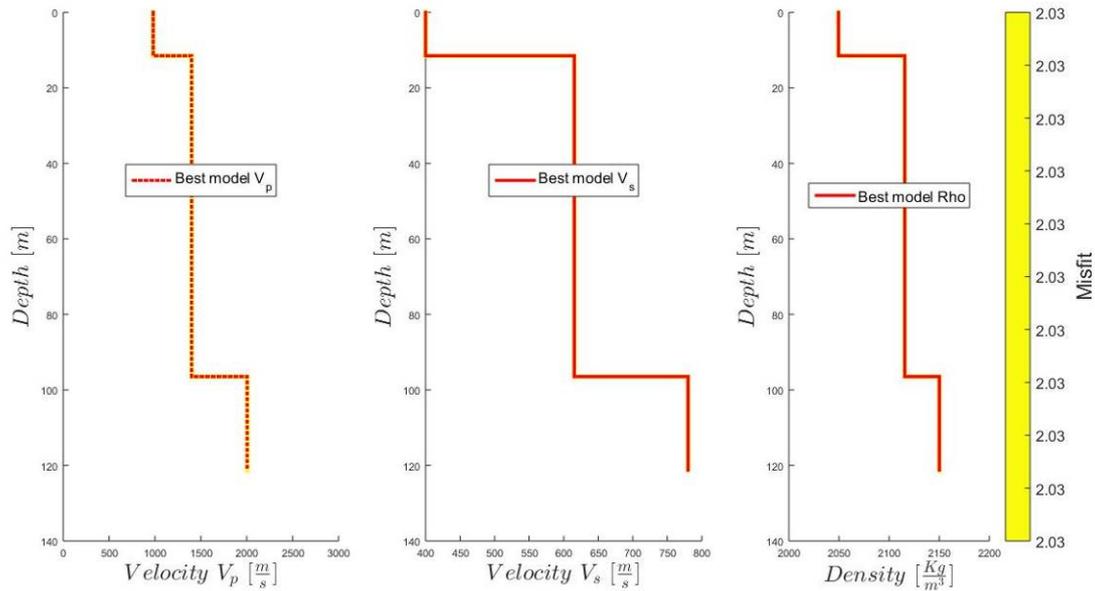


Figura 31 – Migliori risultati riguardanti il substrato in termini di Vp, Vs e densità.

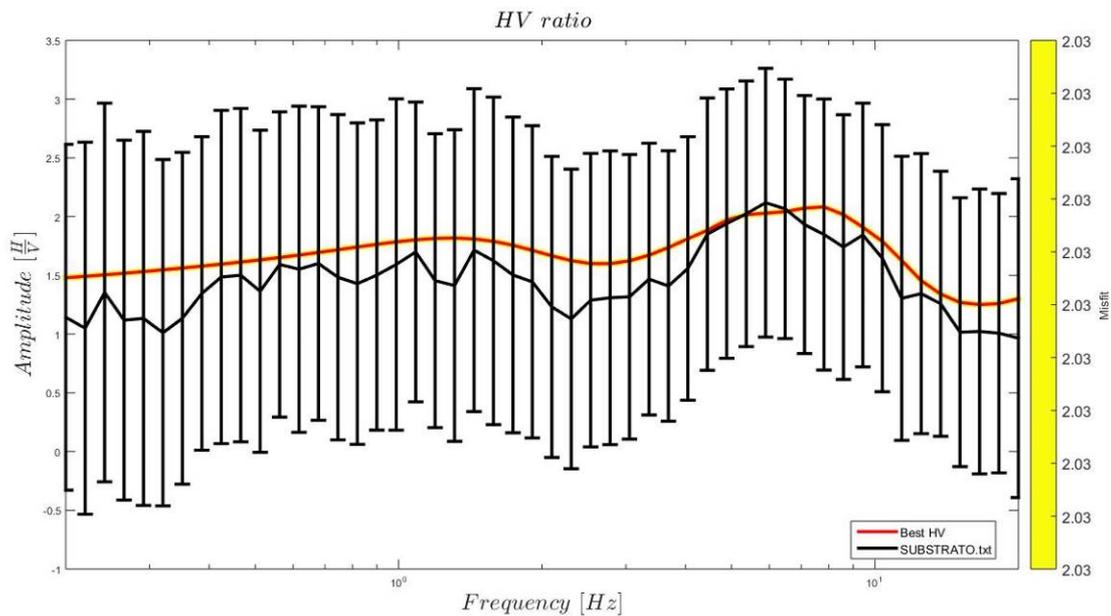


Figura 32 - Miglior curva HVSR.

Tale metodologia ha permesso di inquadrare l'orizzonte con $V_s = 800$ m/s ad una profondità superiore a 90 m, probabilmente per aumento del carico litostatico.

7. Metodologie di elaborazione e risultati

In questo capitolo vengono espone le metodologie utilizzate per l'acquisizione e l'elaborazione dei risultati dove è stato necessario ricorrere a strumentazione, in particolare per quanto riguarda le misure HVSR eseguite *ex-novo* per la determinazione di eventuali contrasti di impedenza e le misure sismiche in onde superficiali (MASW), per indicazioni indirette riguardo alle velocità di propagazione delle onde S. Inoltre viene illustrata tutta la procedura seguita per l'ottenimento dei risultati di modellazione sismica 1-D. Tutti i restanti aspetti legati alla realizzazione dei vari elaborati cartografici, vengono trattati con chiarezza e dettaglio nel capitolo successivo.

Le misure di microtremore sono state effettuate attraverso lo strumento *SR04 GeoBox* della SARA Electronic Instruments srl (Foto 36), dotato di capsule geofoniche a 4,5 Hz e collegato direttamente al pc durante l'acquisizione attraverso il software *LOG-MT* (modulo di *SEISMOWIN*) in modo da divenire una potentissima stazione per l'esecuzione di prove secondo il metodo di Nakamura con possibilità di monitorare la curva H/V in tempo reale, in modo da poter sospendere l'acquisizione in caso di presenza di disturbi

Dott. Geol. Mauro Cataldi



sul segnale. La durata delle registrazioni è stata sempre di almeno 20 minuti con una frequenza di campionamento di 400 Hz.



Foto 36 – Acquisizione di segnale HVSR.

Successivamente, il dato ottenuto nel formato *.saf* è stato elaborato mediante il software *GEOEXPLORER HVSR* Versione 2.2.3, attraverso le seguenti fasi:

- scomposizione e selezione del segnale in finestre temporali da 20 a 50 secondi, con l'obiettivo di isolare le parti della registrazione in cui il segnale risulta maggiormente stazionario ed eliminare i rumori transitori, o transienti;
- calcolo e smussamento (procedure di lisciamento degli spettri su finestre mobili con passo dipendente dalla frequenza (Konno-Ohmachi con $b=40$, finestre triangolari con ampiezza pari al 5% della frequenza centrale) dello spettro di ampiezza ricavato tramite la trasformata di Fourier per ognuna delle finestre selezionate su tutte e tre le componenti;
- combinazione, con un'operazione di media, delle due componenti orizzontali per ognuna delle finestre selezionate;
- calcolo del rapporto H/V per ogni finestra;
- calcolo della media dei rapporti H/V delle singole finestre, che rappresenterà la curva H/V definitiva nel range 0,2–20 Hz.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Attraverso tale software è stato inoltre possibile visualizzare in modo separato gli spettri di frequenza delle varie componenti: in particolare, l'andamento dello spettro verticale in relazione a quello delle componenti orizzontali ha permesso di avere un'indicazione sulla natura dei picchi evidenziati dal rapporto H/V, se di origine naturale o antropica.

Inoltre, per avere un'idea della bontà dell'indagine HVSR, è stata valutata sia la direzionalità del rapporto H/V, in modo da poter rilevare eventuali situazioni non desiderabili in cui si ha la polarizzazione del segnale lungo una certa direttrice e sia la stazionarietà delle frequenze nel tempo.

Ultimo passo ha riguardato la verifica del rispetto dei criteri *SESAME*.

Tutte le misure HVSR considerate attendibili ed oggetto di interpretazione sono state corredate da fogli campagna per l'acquisizione HVSR (in formato testo, uno per ciascuna misura), una descrizione delle procedure di post-elaborazione adottate, un file in formato digitale ASCII con i valori dei rapporti spettrali medi per le diverse frequenze e relativo intervallo di confidenza, le registrazioni, un file in formato ASCII o altro standard sismologico (p.es. SAC) delle registrazioni.

Si ricorda che l'apparente semplicità di un'indagine HVSR, sia in fase di acquisizione che di elaborazione dei dati, non deve far pensare che sia stata una misura priva di insidie. L'acquisizione è infatti un'operazione che è stata eseguita con grande accortezza: tanto il posizionamento dello strumento che la valutazione consapevole del livello e della natura del rumore ambientale che si stava registrando sono stati considerati elementi molto importanti per la riuscita della misura.

In fase di elaborazione è stata fatta grande attenzione nella verifica della qualità e dell'affidabilità della curva ottenuta: ad esempio, il fatto che i criteri *SESAME*, siano stati spesso rispettati non implica necessariamente che il risultato sia aderente alla situazione reale, né che l'acquisizione sia stata eseguita correttamente. D'altro canto, quando i criteri non sono rispettati non si può concludere immediatamente che l'acquisizione o l'elaborazione siano errate, ma la curva ottenuta potrebbe semplicemente stare ad indicare, a titolo esemplificativo, un terreno omogeneo e compatto che non dà luogo a fenomeni di amplificazione. I criteri quindi indicano se la curva contiene o meno elementi significativi dal punto di vista geofisico, ma possono dire poco sulla sua correttezza e coerenza.

Per quanto riguarda le tecniche in Onde Superficiali, si tratta più frequentemente di procedure volte alla determinazione della curva di dispersione delle Onde di Rayleigh mediante analisi di correlazione di misure effettuate su antenne sismiche del segnale prodotto da una sorgente artificiale (MASW) o di vibrazioni ambientali (ESAC, ReMI, ecc.). Le prime sembrano le più diffuse nella pratica professionale e quindi di maggiore interesse per le indagini qui considerate. Al netto di quanto già riportato in proposito nella documentazione citata, si pone qui l'accento su alcuni aspetti di maggiore importanza nell'applicazione della tecnica MASW:

- la strumentazione deve essere adeguata agli scopi adottando sismografi digitali con adeguata dinamica (> 20 Bit) dotati di un sufficiente numero di canali (idealmente almeno di 24 canali) e geofoni verticali con frequenza propria ≤ 4.5 Hz;
- la durata della registrazione deve essere sufficiente per catturare l'intero segnale utile orientativamente ≥ 2 sec) con una frequenza di campionamento ≥ 512 Hz;
- l'energizzazione deve essere condotta con un sistema di trigger caratterizzato da un errore ≤ 1 ms;
- al fine di garantire il dato ottimale per l'interpretazione MASW i dati relativi alle sorgenti reciproche (ai due estremi dello stendimento) devono essere acquisiti separatamente con energizzazione singola e con ripetizione di energizzazione e relativa somma di segnale;
- in linea di massima la spaziatura fra i geofoni non dovrebbe essere superiore ai 3m; tuttavia, disponendo di attrezzature con meno di 24 canali, questa distanza inter-geofonica potrebbe dare origini a stendimenti troppo corti che potrebbero limitare il potere risolutivo per le lunghezze d'onda più grandi; in questi casi può essere utile ripetere la misura con distanze inter-geofoniche maggiori (5m per esempio) e combinare i risultati delle due misure;
- allo scopo di ridurre il disturbo prodotto dalle onde di volume generate dalla sorgente, sarebbe opportuno eseguire le energizzazioni ad una certa distanza dal primo sensore ($> 5-10$ m).

Le registrazioni saranno accompagnate da una fase di pre-elaborazione nella quale vengono rimosse le tracce caratterizzate da maggiore disturbo. Si procederà quindi ad effettuare:

- il calcolo degli spettri di velocità/slowness di Rayleigh (intervallo di frequenze 5-50 Hz);

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- la somma degli spettri di velocità in configurazione reciproca;
- si procederà alla valutazione della massima profondità di indagine raggiunta $h_{max}=VR/(2f_{min})$, e della minima profondità degli strati superficiali $h_{min}=VR/(2f_{max})$ in funzione della minima e della massima frequenza considerata (f_{min} ed f_{max} rispettivamente) e delle rispettive velocità di fase VR;
- la lettura della curva di dispersione per l'identificazione della curva corrispondente al modo fondamentale e degli eventuali superiori a partire dagli spettri di velocità di Rayleigh.

I risultati ottenuti verranno documentati depositando i prodotti delle elaborazioni MASW in formato digitale ASCII, includendo i Fogli campagna relativi misure Rifrazione/MASW uno per ciascuno stendimento (Allegato 3.2) e le letture delle curve di dispersione. I dati originali delle misure effettuate andranno depositati in forma di file ASCII o altro formato sismologico standard (p.es., SAC, SEG-Y, ecc.).

Le acquisizioni MASW e successive elaborazioni nel Comune di Caldarola sono state eseguite dalla ditta ABGeo di Tolentino (MC). Tutti i dati originari e elaborazioni sono contenuti nella struttura di archiviazione informatica.

Le analisi numeriche previste dall'Ordinanza n.24 del 12 maggio 2017, hanno riguardato la determinazione di alcuni parametri rappresentativi della Risposta Sismica Locale (RSL) in tutte le microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) definite come stabili e soggette a fenomeni di amplificazione. I parametri di interesse determinati sulla base delle analisi 1D di RSL sono stati:

- Accelerogrammi (in numero di 7) rappresentativi della pericolosità sismica locale (scenari di scuotimento) associata ad eventi con tempo di ritorno di 475 anni e relativi spettri di risposta elastici in pseudo-accelerazione con smorzamento pari al 5% dello smorzamento critico (S_a);
- Fattori di Amplificazione (FA) relativi a tre intervalli di periodi (0.1–0.5s, 0.4–0.8s e 0.7–1.1s).

La modellazione è stata effettuata utilizzando il codice di calcolo STRATA che opera nel dominio delle frequenze e modella il comportamento non lineare dei terreni mediante il metodo lineare equivalente (EQL). In questo modello, il sottosuolo è schematizzato

Dott. Geol. Mauro Cataldi



mediante una successione di strati orizzontali sovrapposti omogenei (modelli 1D). I principali dati richiesti in ingresso sono:

- Lo scuotimento sismico (accelerogramma) su basamento sismico affiorante ovvero su un sito di riferimento rigido e superficie topografica orizzontale (Categoria di sottosuolo A e Categoria topografica T1 secondo la classificazione NTC08, corrispondente ad un ammasso roccioso o terreno rigido con superficie suborizzontale e valori della velocità media delle onde S nei primi 30 metri almeno pari a 800 m/s); questo scuotimento è detto anche “moto di input” o “moto di riferimento” e deve essere assegnato al codice di calcolo come “rock outcropping input motion” (indicato anche come ‘2A’ nel codice STRATA).
- Il profilo di velocità delle onde S (V_s) fino alla profondità corrispondente al basamento sismico ovvero al tetto di un ammasso roccioso o terreno rigido caratterizzato da valori di V_s almeno pari a 800 m/s; più in generale si deve identificare come profondità di riferimento quella del tetto del primo strato della successione che presenta valori di velocità delle onde S maggiori di 750–800m/s con uno spessore ritenuto sufficientemente significativo in relazione al modello geologico del sito.
- Le curve di decadimento del modulo di taglio normalizzato G/G_0 e del rapporto di smorzamento D , in funzione della deformazione di taglio, per ciascuno dei materiali presenti nel modello di sottosuolo.

7.1. Zone stabili suscettibili di amplificazione

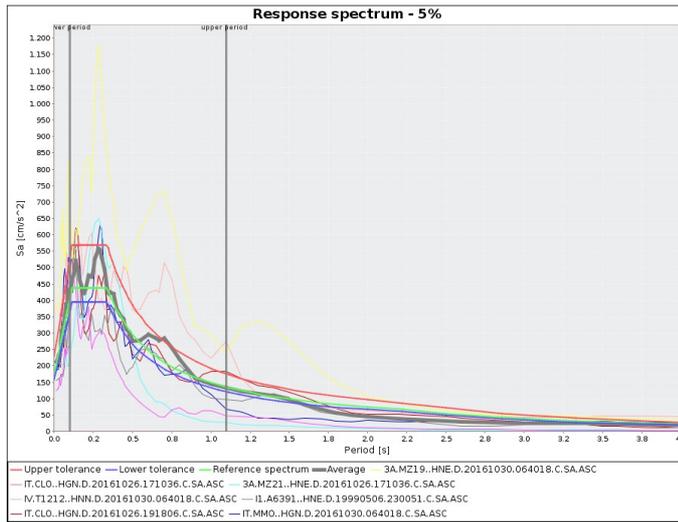
7.1.1. Scelta dell'input sismico

L'input sismico è stato fornito dal Centro di Microzonazione Sismica, mediante la messa a disposizione di n. 7 accelerogrammi. Inoltre è stato fornito un grafico di confronto tra lo spettro medio degli accelerogrammi selezionati e lo spettro di riferimento.

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

MARCHE2 - CALDAROLA (475yrs)

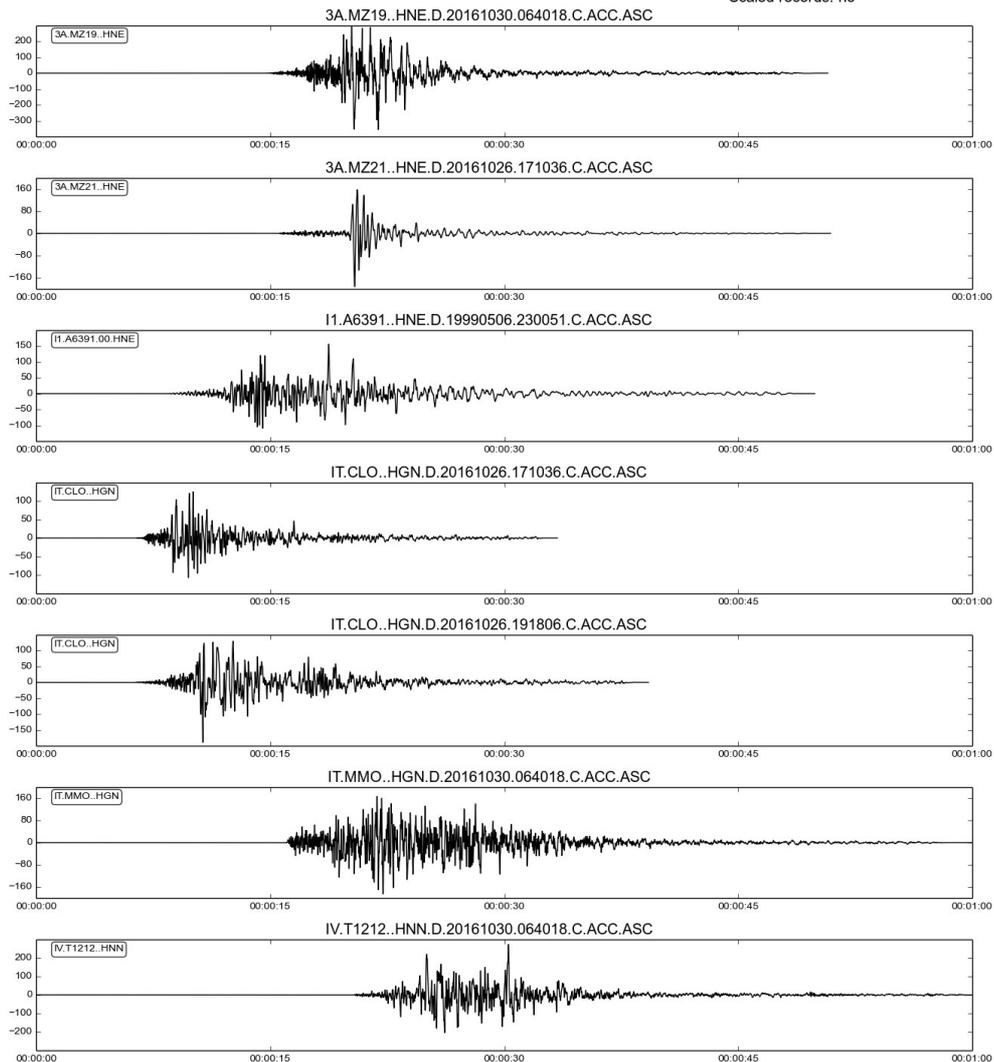
Mon Jul 03 12:45:58 CEST 2017



Target spectrum
 =====
 Latitude: 43.13845
 Longitude: 13.22627
 Site classification: A
 Topography: 1
 Nominal life [years]: 50
 Building functional type (Cu): 1.0
 Limit state probability : 0.1

Preliminary record search
 =====
 Station site classification: A,A*
 Magnitude min: 4.9
 Magnitude max: 6.1
 Types of magnitude considered: WL
 Epicentral distance min [km]: 5.0
 Epicentral distance max [km]: 45.0
 Include late trigger events: no
 Include analog recordings: yes

Analysis options
 =====
 Period range min [s]: 0.1
 Period range max [s]: 1.1
 Tolerance below average [percent]: 10.0
 Tolerance above average [percent]: 30.0
 Scaled records: no



Dott. Geol. Mauro Cataldi



7.1.2. Simulazioni numeriche

Le simulazioni sono state eseguite mediante l'adozione del codice STRATA vers. 0.05-97ca19c, prima attraverso il modello lineare elastico (*Linear Elastic*) che implica nei terreni una relazione lineare tra sforzi e deformazioni e una volta rimossa la sollecitazione (sforzo) il terreno recupera la sua condizione iniziale, ossia non rimane una deformazione permanente. Attraverso tale metodo, ha permesso di “validare” il modello geologico-tecnico proposto, confrontando la curva di ellitticità delle misure HVSR eseguite con la funzione di trasferimento analitica calcolata in STRATA (*Acceleration Transfer Function*). Tale funzione infatti è molto utile per definire il campo delle frequenze entro il quale il sottosuolo amplifica il segnale sismico, oltre che per quantificare l'entità dell'amplificazione stessa. In pratica, la funzione di trasferimento costituisce un elemento di verifica dell'analisi numerica di risposta sismica mediante opportuni paragoni tra questa e misure dirette che possono essere effettuate sul terreno.

Se il modello è risultato “validato” si è passati ad un'analisi in condizioni equivalenti lineari (EQL): tale metodo consiste nella soluzione di un problema non lineare attraverso analisi lineari complete nelle quali, al termine di ogni iterazione, vengono aggiornati i parametri di rigidità e smorzamento che sono dipendenti dallo stato di deformazione del terreno. L'analisi viene quindi svolta con calcoli iterativi fino al raggiungimento di una convergenza dei risultati ad un valore impostato.

Pertanto ogni materiale va associato a determinate curve di variazione del modulo di rigidità al taglio (G) e dello smorzamento (D) che servono a descrivere il comportamento non lineare del terreno al variare del livello deformativo. Le curve hanno andamento opposto, in quanto al crescere della deformazione del terreno, in relazione alla maggiore intensità del moto sismico, il modulo di rigidità decresce e lo smorzamento aumenta. Le conseguenze in termini di RSL sono che le variazioni del modulo di rigidità al taglio modificano la frequenza di risonanza mentre all'aumentare dello smorzamento si ha maggiore dissipazione di energia e quindi diminuzione dell'ampiezza della funzione di trasferimento.

L'approccio di input è stato basato su serie temporali, la tolleranza dell'errore impostata al 2,0%, il numero massimo di iterazioni al di sopra della quale la convergenza si intende raggiunta pari a 10, l'*effective strain ratio* pari a 6,5, 20 Hz la massima frequenza considerata e 0,20 la funzione di lunghezza d'onda.

Nel menù *Soil Types* sono stati inseriti i sismostrati presenti nel territorio oggetto di indagine, inserendo come proprietà (peso specifico e curve G/G0 e D) i valori presenti nelle tabelle presenti nel paragrafo 5.1. In particolare, per quanto riguarda le curve di decadimento, sono state inserite quelle fornite dalle Unite Operative, soprattutto se derivate da prove di colonna risonante (CR), prove di taglio torsionale ciclico (TTC) o prove triassiali cicliche (TXC) sui campioni indisturbati prelevati durante l'esecuzione dei sondaggi a carotaggio continuo.

Nel caso specifico dei terreni di copertura presenti a Caldarola sono state utilizzate le seguenti curve:

Tabella 9 - Curve di decadimento attribuite.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	GP	GW	GM	GM	SM	CL	ML
<i>Ambiente genetico e deposizionale</i>	ca	tf	tf	cz	tf	tf	ec
<i>G/G0(γ) D (γ)</i>	Rollins, 1998 (angular gravel - upper)	Kokusho, 1981 (round gravel - upper)	Kokusho, 1981 (round gravel - lower)	Kokusho, 1981 (round gravel - lower)	Marche2 - Petriolo SMtf (IP 10,91)	Marche2 - Tolentino CLtf	Marche2 - Belforte del Chienti MLec (IP 42,4)



Figura 33 - Curve di Rollins (1998), angular gravel - upper per litotipo GPca.

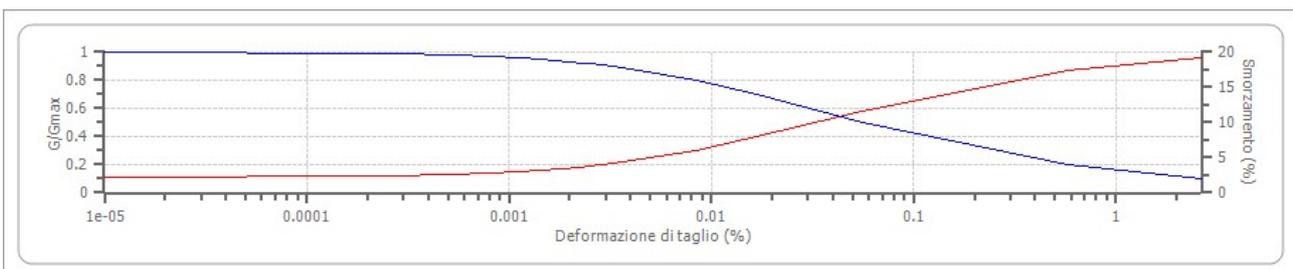


Figura 34 - Curve di Kokusho (1981), round gravel - upper per litotipo GWtf.

Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

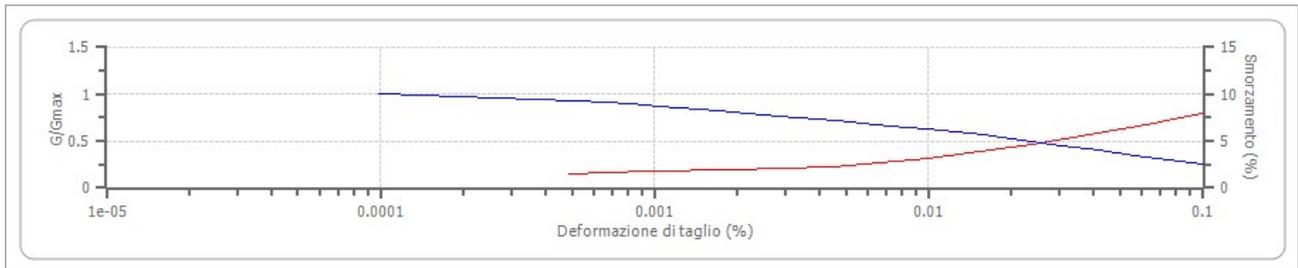


Figura 35 – Curve di Kokusho (1981), round gravel – lower per litotipo GMtf e GMcz.



Figura 36 – Curve derivate da prove su campione estratto nel Comune di Petriolo (MC) per litotipo SMtf.



Figura 37 – Curve derivate da prove su campione estratto nel Comune di Tolentino (MC) per litotipo CLtf.



Figura 38 – Curve derivate da prove su campione estratto nel Comune di Belforte del Chienti (MC) per litotipo MLec.

Per quanto riguarda il riporto, presente almeno su 2 microzone omogenee, la 2009 e 2010, come verrà illustrato più avanti, sono state associate le curve di Rollins (1998).

Per il substrato “lento” o alterato, dove non è stata mai raggiunta la Vs di 800 m/s, si è scelto di utilizzare rigidità e smorzamento costanti con G/G_0 pari a 1 e D pari a 1%. Solo

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
 MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 DEL COMUNE DI CALDAROLA AI SENSI DELL'ORDINANZA DEL COMMISSARIO
 STRAORDINARIO N. 24 REGISTRATA IL 15 MAGGIO 2017 AL N. 1065
 Relazione Illustrativa

nel caso di substrato altamente fratturato, si è preferito utilizzare le curve di Marcellini, 1995 e Costanzo, 2007.

Successivamente, nel menù *Soil Profile*, è stato inserito il modello del terreno con i relativi sismostrati con l'attribuzione dello spessore e velocità Vs di ogni strato. Si fa presente che su indicazione dell'Unità Operativa Marche 2 non è stata eseguita l'analisi in termini probabilistici. I valori di Vs inseriti sono pertanto medi come illustrato nella figura seguente.

ZONA	SPESSORI (m) min-max	LITOLOGIA	VELOCITA' Vs media	VELOCITA' Vs min	VELOCITA' Vs max
2003	0-0.8	Terreno vegetale (PT/OL) o di RIPORTO (RI)	110	90	130
	1-3	Limo argilloso/sabbioso (MLec) poco addensato	160	130	190
	3-12	Limo argilloso/sabbioso (MLec) moderatamente addensato	245	210	280
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2004	0-2	Sabbia limosa / limo sabbioso (SMtf)	280	200	360
	3-5	Ghiaia sabbiosa (GWtf)	375	300	450
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2005	0-0.5	Terreno vegetale (PT/OL) o di RIPORTO (RI)	160	130	190
	0.5-3	Sabbia limosa / limo sabbioso (SMtf)	205	180	230
	1-10	Ghiaia limosa o sabbiosa (GMtf/GWtf) poco addensata	330	300	360
	20-25	Ghiaia limosa o sabbiosa (GMtf/GWtf) moderatamente addensata	490	400	580
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2006	0-1.5	Terreno vegetale (PT/OL) o di RIPORTO (RI)	200	190	210
	0.5-2	Ghiaia (GPca) poco addensata	340	300	380
	30-40	Ghiaia (GPca) addensata	600	400	800
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2007	0-0.5	Terreno vegetale (PT/OL) o di RIPORTO (RI)	260	130	190
	3-10	Argilla sabbiosa (CLtf)	290	250	330
	25-30	Ghiaia (GPca) moderatamente addensata	550	520	580
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2008	0-0.5	Terreno vegetale (PT/OL) o di RIPORTO (RI)	160	130	190
	5-10	Ghiaia limosa (GMtf) moderatamente addensata	440	300	580
	30-35	Ghiaia (GPca) addensata	585	500	670
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2009	0-3	Riporto (RI)	170	150	190
	3-8	Sabbia limosa / limo sabbioso (SM) poco addensata	180	160	200
	30-35	Sabbia limosa / limo sabbioso (SM) moderatamente addensata	250	200	300
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	580	510	650
2010	0-3	Riporto (RI)	241		
		Ghiaia limosa (GMcz) addensata	478		
	15-30	Ghiaia limosa (GPca) poco o moderatamente addensata	358		
		Ghiaia limosa (GPca) moderatamente addensata	406		
		Ghiaia limosa (GPca) moderatamente addensata	523		
>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS)	621			
2099 (SFALS)	0-10	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS) molto alterato	400	390	410
	80-100	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (SFALS) alterato	580	510	650
	>	Pelitico-arenacea/Gessoso-solfifera (ALS)	820	780	860

Figura 39 – Intervalli di profondità e Vs dei sismostrati di ogni MOPS presi in considerazione per ogni modellazione.

Per quanto riguarda le forti variazioni di spessore, soprattutto se un sismostrato può presentare più di 15 m di variazione, si è preferito operare effettuando 3 modellazioni per ogni MOPS considerando lo spessore minimo, medio e massimo delle coperture.

Il passo successivo è stato l'inserimento dei 7 accelerogrammi di input (*Motions*) descritti nel paragrafo precedente, forniti direttamente dal Centro di MS (Figura 40).

	Name	Description	Type	PGA (g)	PGV (cm/s)	Scale Factor
1	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\3A.MZ19..HNE.D.20161030.064018.C.ACC.ASC	Caldarola 1	Outcrop (2A)	0.36	34.57	1.00
2	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\3A.MZ21..HNE.D.20161026.171036.C.ACC.ASC	Caldarola 2	Outcrop (2A)	0.20	8.53	1.00
3	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\I1.A6391..HNE.D.19990506.230051.C.ACC.ASC	Caldarola 3	Outcrop (2A)	0.16	11.00	1.00
4	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\IT.CLO..HGN.D.20161026.171036.C.ACC.ASC	Caldarola 4	Outcrop (2A)	0.13	4.79	1.00
5	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\IT.CLO..HGN.D.20161026.191806.C.ACC.ASC	Caldarola 5	Outcrop (2A)	0.19	12.81	1.00
6	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\IT.MMO..HGN.D.20161030.064018.C.ACC.ASC	Caldarola 6	Outcrop (2A)	0.19	11.41	1.00
7	<input checked="" type="checkbox"/> Input_CALDAROLA_475yrs\IV.T1212..HNN.D.20161030.064018.C.ACC.ASC	Caldarola 7	Outcrop (2A)	0.28	24.65	1.00

Figura 40 – Accelerogrammi di input nel codice STRATA.

Come output (*Output Specification*) si è scelto di avere come risultati i seguenti elementi:

- *Time Series* -> *Acceleration Time Series*: serie temporali in accelerazione;

	Name	Location	Type	Baseline Correct
1	Acceleration Time Series	0.00 m	Outcrop (2A)	<input checked="" type="checkbox"/>

- *Resonse and Fourier Spectra* -> *Acceleration Response Spectrum*: spettro di risposta in accelerazione sia a livello del piano campagna (*Location* 0.00 m) e sia al substrato (*Bedrock*);

	Name	Location	Type
1	Acceleration Response Spectrum	0.00 m	Outcrop (2A)
2	Acceleration Response Spectrum	Bedrock	Outcrop (2A)

- *Ratios* -> *Acceleration Transfer Function*: funzione di trasferimento dell'accelerazione in superficie e al substrato;
- *Ratios* -> *Spectral Ratio*: rapporto tra spettri di risposta in superficie e al substrato.

	Name	Location 1	Type 1	Location 2	Type 2
1	Acceleration Transfer Function	0.00 m	Outcrop (2A)	Bedrock	Outcrop (2A)
2	Spectral Ratio	0.00 m	Outcrop (2A)	Bedrock	Outcrop (2A)

Per quanto riguarda la proprietà degli spettri di risposta, delle frequenze e del logging, si è settato il programma come segue (Figura 41):

The image shows two panels of software settings. The left panel, titled 'Response Spectrum Properties', includes: Damping: 5,0 %; Minimum: 0,010 s; Maximum: 4,000 s; Point count: 100; Spacing: Log. The right panel, titled 'Frequency Properties', includes: Minimum: 0,050 Hz; Maximum: 100,000 Hz; Point count: 512; Spacing: Log. Below these is a 'Logging Properties' section with Logging level: Low.

Figura 41 – Settaggio del codice STRATA per l'Output Specification.

Al termine delle operazioni di calcolo (*Compute*), i risultati ottenuti in termini di spettri di risposta in accelerazione determinati in superficie e al bedrock (*Results* → *Acceleration Response Spectrum*) sono stati inseriti nel foglio di calcolo in *.x/sx* messo a disposizione dall'Unità Operativa Marche 1 per la determinazione dei fattori di amplificazione FA nei periodi richiesti: 0,1–0,5 s, 0,4–0,8 s e 0,7–1,1. A parità di intervallo di periodi, se lo scarto tra i valori di FA calcolati sia risultato $\geq 0,2$ si è valutato caso per caso seguendo un criterio geologico, anche se talvolta si è privilegiato di assegnare il valore massimo in quanto maggiormente cautelativo.

7.1.3. Risultati

Le operazioni sopra descritte sono state effettuate per ciascuna delle MOPS che verranno illustrate nel paragrafo 8.4: di seguito vengono forniti i risultati relativi ad ogni modellazione 1D effettuata. Per quanto riguarda la modellazione 2D, effettuata dall'Unità Operativa, i risultati verranno illustrati al termine del paragrafo.

MOPS2099 (SFALS)

Modello Lineare Elastico (LE)

Nel caso specifico, essendo la MOPS2099 affiorante esclusivamente in un limitato settore ad W dell'area oggetto di studio, in corrispondenza di Via Barlesi, si è provveduto ad eseguire una sola analisi. Le velocità V_s del substrato sono derivate dalle varie MASW effettuate per il territorio comunale e dalla prova in foro *Downhole* illustrata in precedenza. L'analisi lineare elastica viene mostrata nella figura seguente.

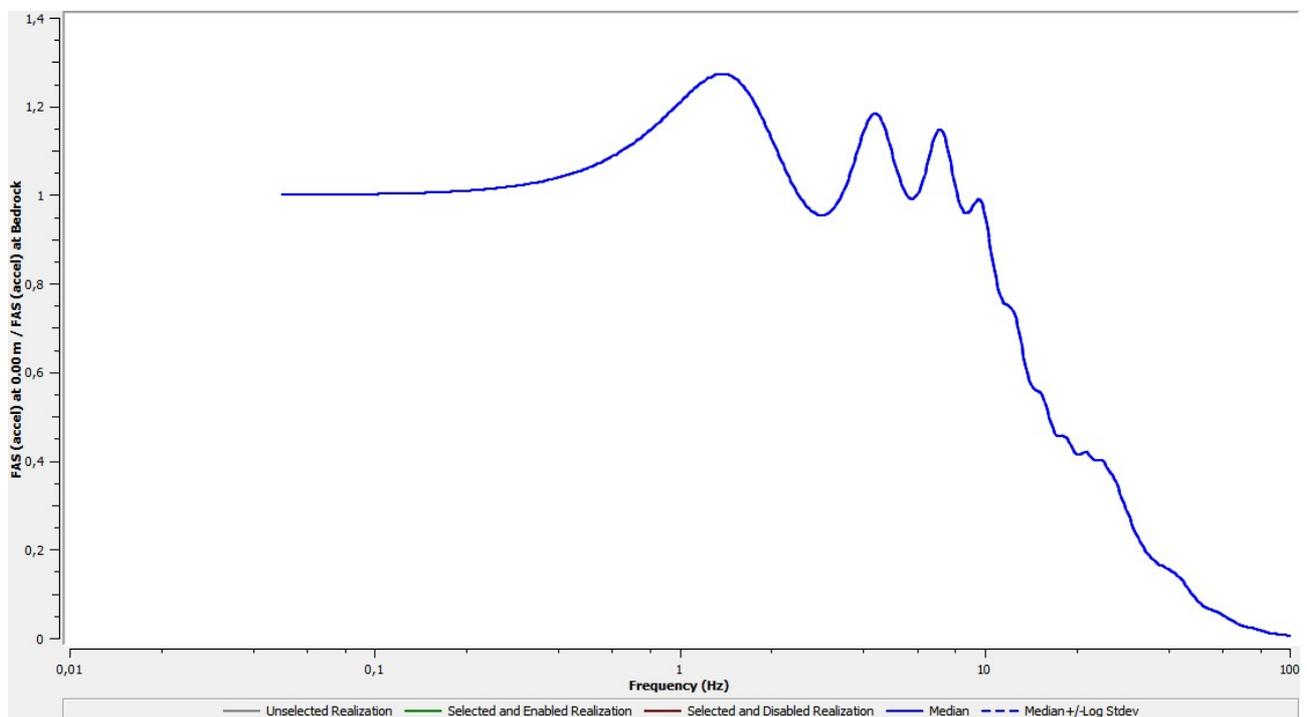


Figura 42 – MOPS2004, spessore medio. Analisi lineare elastica (LE).

Modello Lineare Equivalente (EQL)

L'analisi ultima, realizzata inserendo le opportune curve di decadimento ai terreni di copertura secondo quanto illustrato nel paragrafo precedente, hanno fornito i seguenti valori di FA.

FA 0.1-0.5	FA 0.4-0.8	FA 0.7-1.1
1,28	1,28	1,30

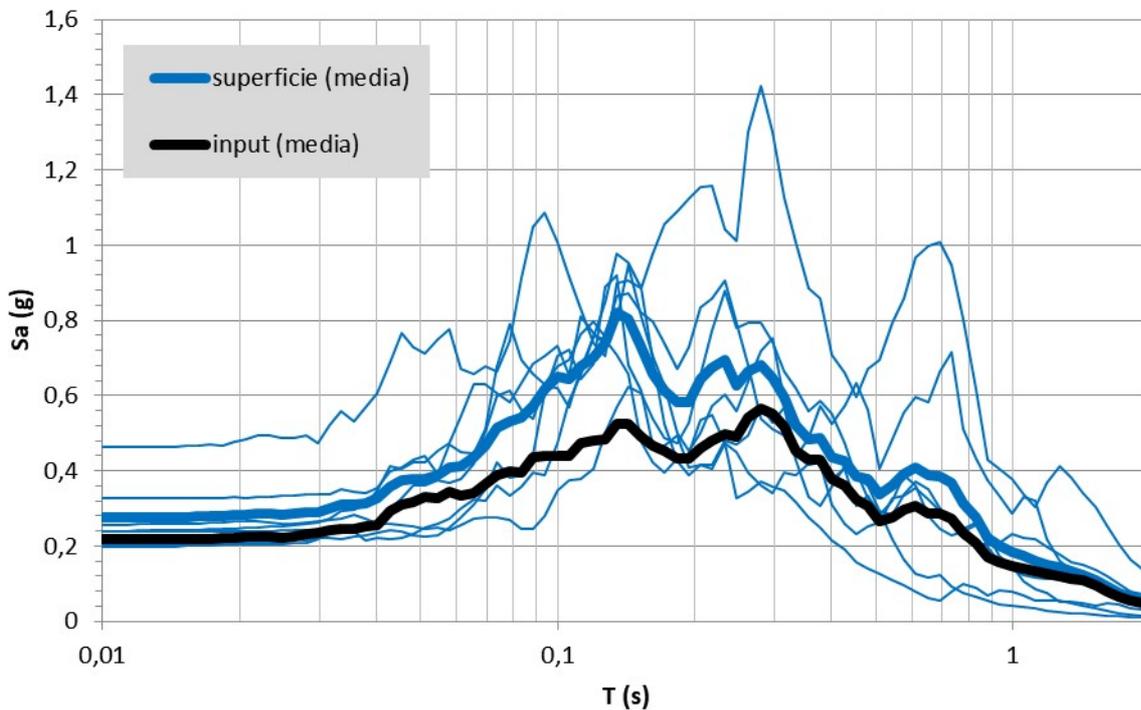


Figura 43 – MOPS2099, spessore medio. Rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione calcolati in superficie e al bedrock (input).

MOPS2003 (MLec + SFALS)

SPESSORE MINIMO (4,0 m)

Modello Lineare Elastico (LE)

Lo spessore minimo di depositi a componente prevalente fina (MLec) si ha in corrispondenza di Via Barlesi, Via Rimessa, Via AVIS-AIDO e Via Lago, dove le velocità determinate dalle prove MASW realizzate ex-novo *043006L12MASW12*, *043006L15MASW15*, *043006L16MASW16* non hanno mai fornito valori di V_s superiori a 280 m/s per tali coperture. Non si hanno a disposizione misure HVSR realizzate su spessori minimi di depositi eluvio-colluviali. L'analisi lineare elastica viene mostrata nella figura seguente.

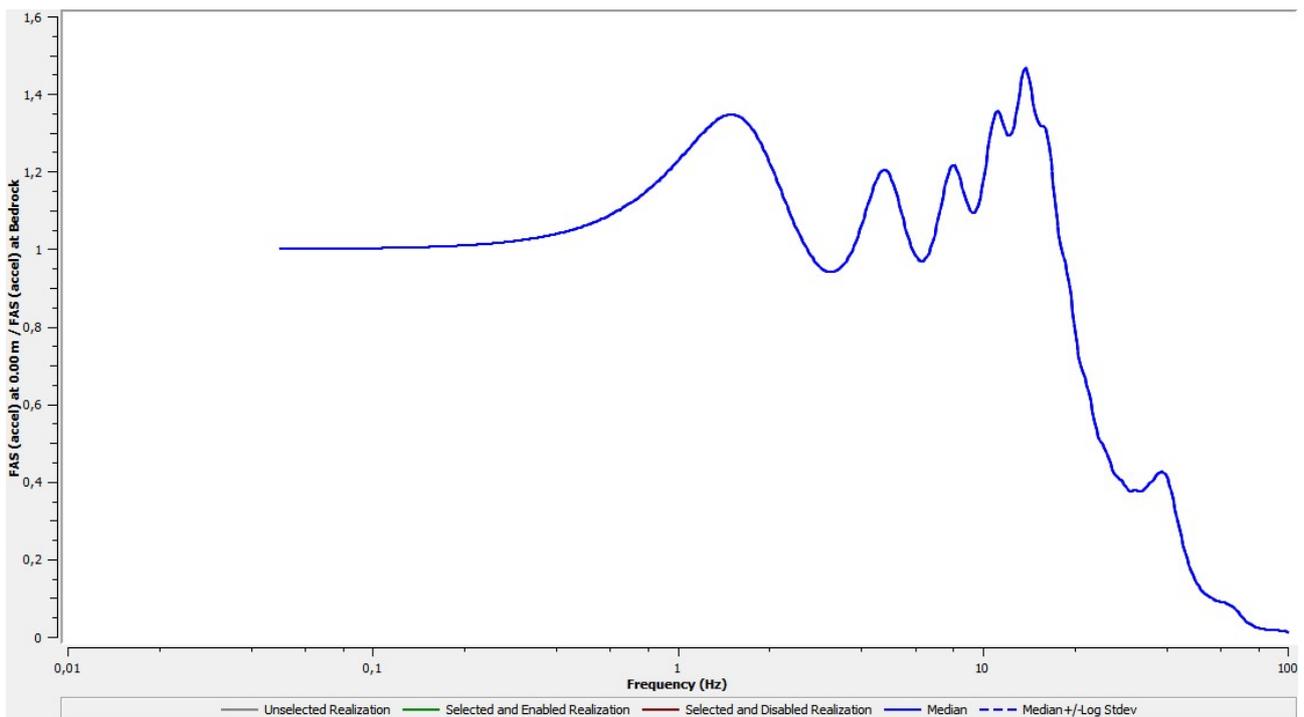


Figura 44 – MOPS2003, spessore minimo. Analisi lineare elastica (LE).

Modello Lineare Equivalente (EQL)

L'analisi ultima, realizzata inserendo le opportune curve di decadimento ai terreni di copertura secondo quanto illustrato nel paragrafo precedente, hanno fornito i seguenti valori di FA.

FA 0.1-0.5	FA 0.4-0.8	FA 0.7-1.1
1,27	1,34	1,33

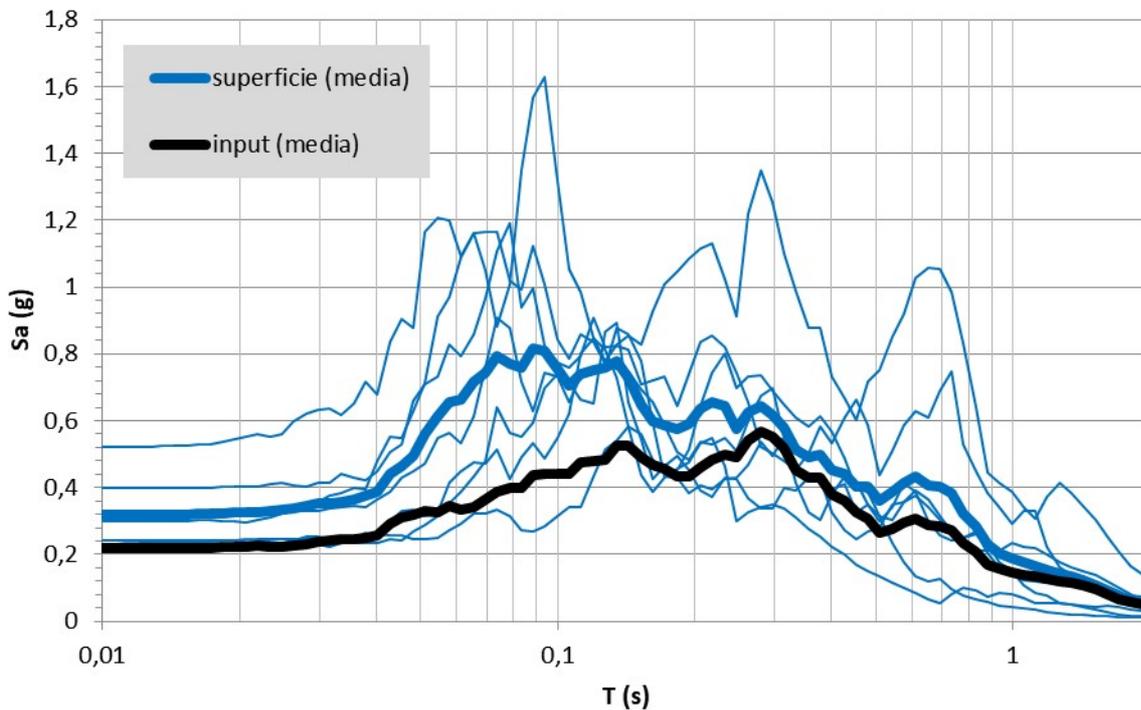


Figura 45 - MOPS2003, spessore minimo. Rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione calcolati in superficie e al bedrock (input).

MOPS2003 (MLec + SFALS)

SPESSORE MEDIO (9,5 m)

Modello Lineare Elastico (LE)

Lo spessore maggiore di depositi a componente prevalente fina (MLec) si ha sempre in corrispondenza di Via Barlesi, Via Rimessa, Via AVIS-AIDO, Via Faleriense e Via Lago. Le velocità determinate dalle prove MASW realizzate ex-novo Le indagini HVSr eseguite 043006P481HVSr484, 043006P451HVSr454, 043006P478HVSr481 mostrano picchi con f_0 nel range 4,729 – 4,954 Hz e ampiezza (A) 3,158 – 5,452 oppure f_0 7,118 – 7,188 e A 2,456 – 3,580. Anche l'analisi lineare elastica propone picchi a 4,62 e 6,50 Hz, l'ampiezza è in genere minore rispetto alle misure H/V (2,13).

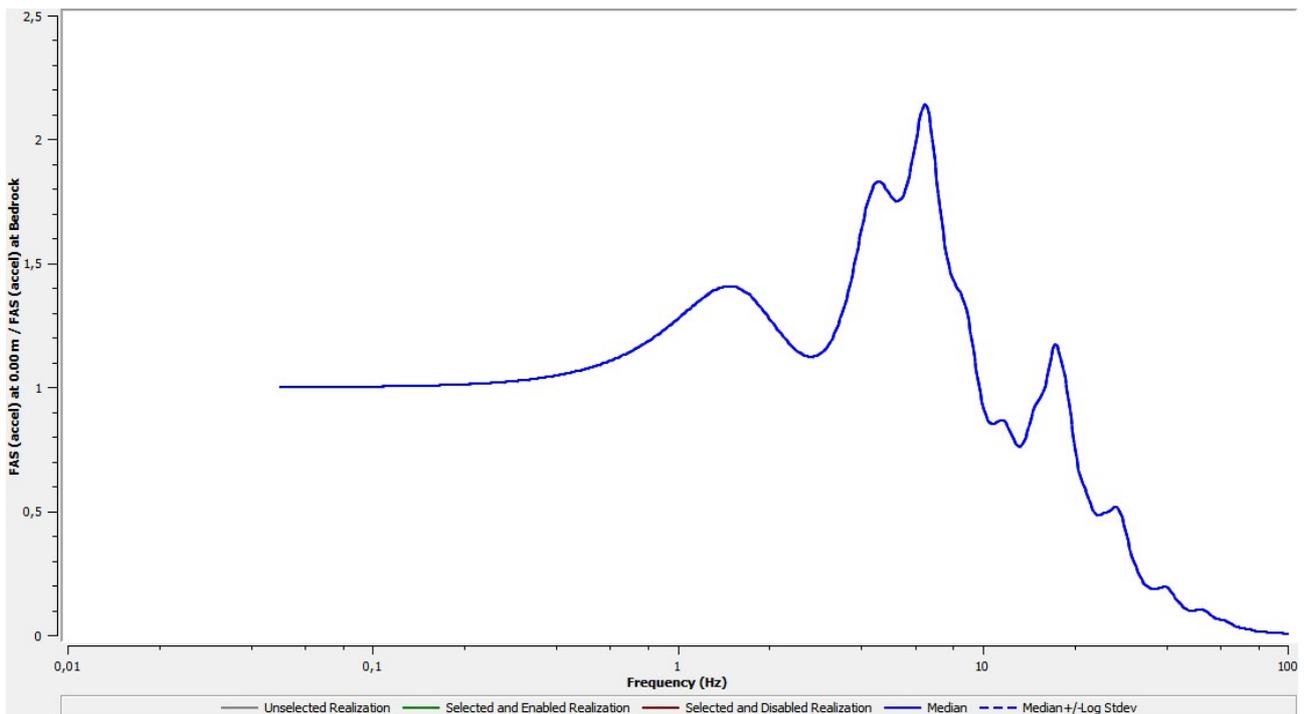


Figura 46 – MOPS2003, spessore medio. Analisi lineare elastica (LE).

Modello Lineare Equivalente (EQL)

L'analisi ultima, realizzata inserendo le opportune curve di decadimento ai terreni di copertura secondo quanto illustrato nel paragrafo precedente, hanno fornito valori di FA abbastanza alti, soprattutto nel primo intervallo di periodo considerato.

FA 0.1-0.5	FA 0.4-0.8	FA 0.7-1.1
1,76	1,45	1,42

Data la presenza di uno scarto $\geq 0,2$ tra il valore di FA calcolato a spessore minimo e Fa a spessore medio, a livello cautelativo si è preferito adottare i fattori dello spessore medio.

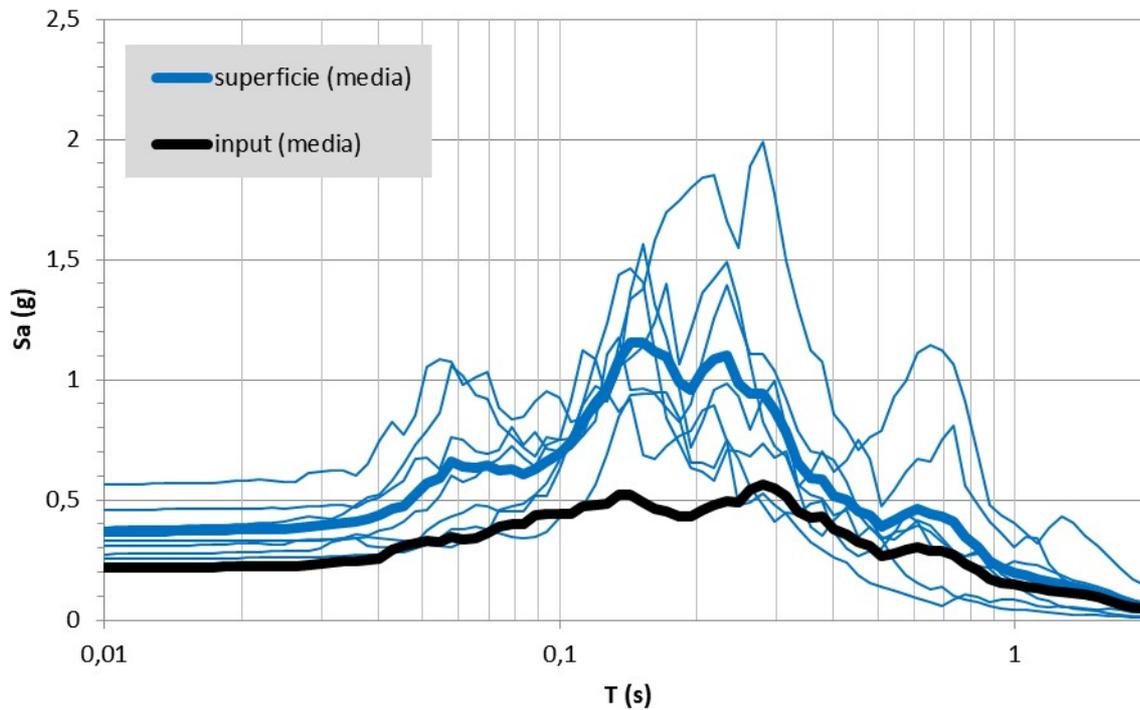


Figura 47 - MOPS2003, spessore medio. Rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione calcolati in superficie e al bedrock (input).