

“Castelnovo nè Monti: analisi di pericolosità sismica”

Settembre 2003

Relazione finale della convenzione tra la Regione Emilia-Romagna e l'Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali del Consiglio Nazionale delle Ricerche: "Convenzione per la realizzazione di una banca dati regionale sulla sismica e la microzonazione sismica del comune di Castelnovo nè Monti (delibera di Giunta Regione Emilia-Romagna n° 2158/01"

Hanno curato il presente studio: Marco Pagani¹, Alberto Marcellini²
con la collaborazione di: Rossella Daminelli², Luca Martelli³

¹ EG Tech di Pagani Marco, Bergamo

² Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Milano.

³ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna.

Indice

1. Descrizione dell'analisi svolta e sintesi dei risultati	1
1.1. Obiettivi e schema di lavoro	1
1.2. Sintesi dei risultati	3
2. Pericolosità sismica e moto di riferimento	5
2.1. Cenni sulle caratteristiche sismotettoniche e definizione della zonazione sismogenetica	5
2.2. Descrizione della sismicità	7
2.2.1. Sismicità storica	7
2.2.2. Sismicità strumentale	8
2.3. Analisi di pericolosità sismica	9
2.3.1. Zone sismogenetiche utilizzate	9
2.3.2. Caratterizzazione della sismicità ai fini del calcolo della pericolosità	10
2.3.3. Relazioni di attenuazione	10
2.3.4. Codici di Calcolo	11
2.4. Risultati	12
2.4.1. Pericolosità sismica e spettri di risposta a probabilità uniformi (UHRS)	12
2.4.2. Disaggregazione	15
2.5. Calcolo del moto di riferimento	16
2.5.1. Calcolo del moto di riferimento: selezione dei segnali da una banca dati accelerometrica	19
2.5.2. Calcolo del moto di riferimento: generazione di segnali stocastici con dati di disaggregazione	19
3. Analisi degli effetti di sito	23
3.1. Assetto geologico locale	23
3.1.1. Litologie	23
3.2. Dati	24
3.2.1. Dati geotecnici e geofisici	24
3.2.2. Altre prove DHT disponibili	46

3.3. Metodologia per il calcolo degli effetti di sito	52
3.3.1. Definizione dei profili di velocità	52
3.4. Risultati	52
3.4.1. Sintesi	52
3.4.2. Castelnovo ne' Monti	56
3.4.3. Bondolo	60
3.4.4. Campolungo	61
3.4.5. Casale	62
3.4.6. Costa de Grassi	63
3.4.7. Croce	64
3.4.8. Schiezzo	66
4. Zonazione	67
5. Applicazione dei risultati	69
A. Storie temporali	75
A.1. Storie temporali selezionate con lo spettro di risposta a probabilità uniforme calcolato con la relazione AMB96	76
A.2. Storie temporali selezionate con lo spettro di risposta a probabilità uniforme calcolato con la relazione TEN92	78
A.3. Storie temporali calcolate con simulazione stocastica	81

Descrizione dell'analisi svolta e sintesi dei risultati

1.1. Obiettivi e schema di lavoro

La finalità del presente studio è la valutazione della pericolosità sismica (PS) a scala locale per Castelnovo né Monti (RE) e per alcune delle frazioni comprese nel suo territorio comunale. L'analisi si è concentrata su un limitato numero di aree di importanza primaria per la stesura del Piano Operativo Comunale (POC), aree per le quali sono disponibili prove geofisiche per la caratterizzazione del comportamento in campo dinamico dei terreni.

Lo schema di lavoro adottato corrisponde allo schema classico proposto per studi di pericolosità sismica a scala locale [Marcellini et al., 1998], articolato nei seguenti punti:

Caratterizzazione della pericolosità sismica a scala regionale.

La pericolosità sismica al bedrock è stata espressa tramite lo spettro di risposta con il 10% di probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni calcolato adottando una metodologia di tipo probabilistico. È stata inoltre completata una analisi di disaggregazione sia in termini della coppia magnitudo-distanza sia in termini geografici.

Scelta o calcolo del moto di riferimento.

Il moto di riferimento è stato definito seguendo due approcci complementari:

- selezionando da una banca dati accelerometrica i segnali il cui spettro di risposta ha una forma che meglio approssima quella dello spettro di risposta equiprobabilistico;
- generando segnali sintetici con una procedura di tipo stocastico sulla base delle informazioni ottenute dall'analisi di disaggregazione.

Analisi delle amplificazioni locali

L'analisi delle amplificazioni a scala locale è stata svolta con simulazioni numeriche della propagazione monodimensionale di onde SH.

Zonazione

La zonazione finale, ovvero la delimitazione delle aree considerate omogenee da un punto di vista della risposta del terreno ad una sollecitazione dinamica è stata fatta impiegando la cartografia geologica preparata dal Dott. Geol. Mazzetti, **le elaborazioni delle indagini strumentali eseguite (misure di microtremore)¹, le prove geotecniche raccolte** e gli esiti dell'analisi delle amplificazioni.

Data la complessità dell'assetto geologico locale e la variabilità delle proprietà meccaniche dei litotipi presenti nell'area si è ritenuto più corretto individuare delle "situazioni tipo" utili per una prima zonazione. Tale zonazione dovrà essere successivamente supportata da specifiche indagini in-situ qualora si presentasse la necessità di definire con maggior dettaglio amplificazione ed azioni sismiche a scala puntuale.

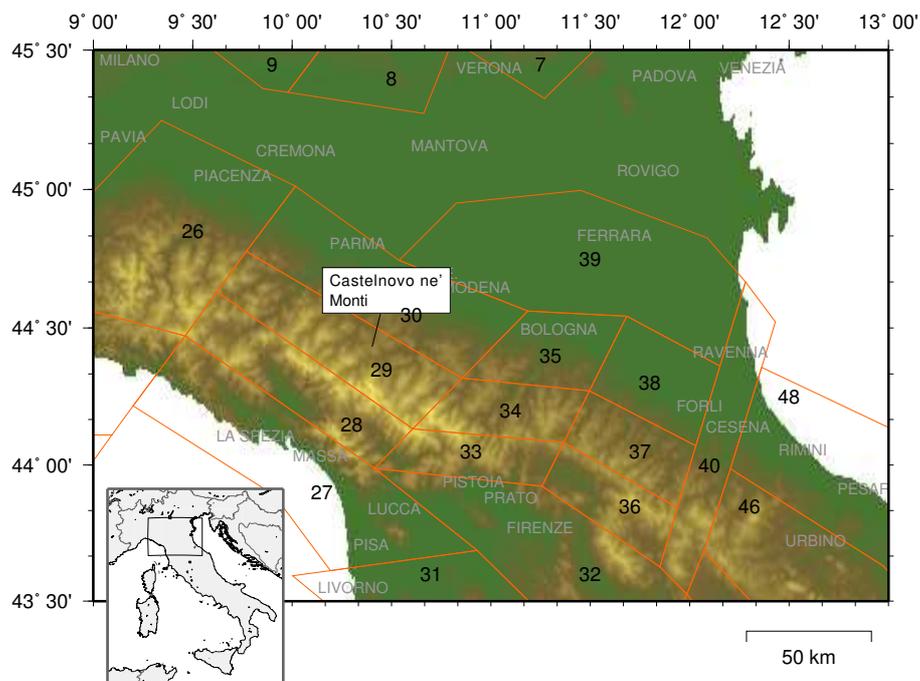


Figura 1.1.: Inquadramento geografico dell'area indagata

¹la campagna di misure di microtremore è attualmente pianificata per la fine di settembre

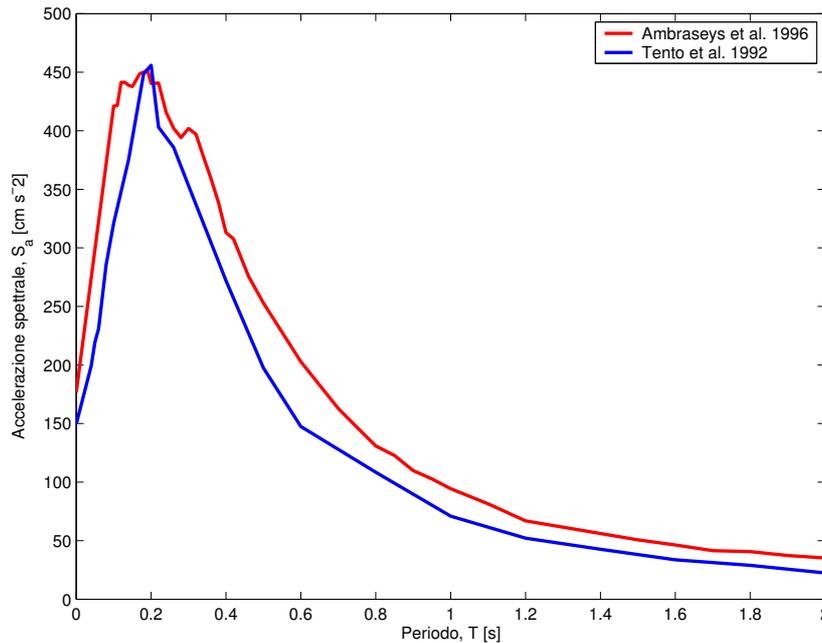


Figura 1.2.: Spettri di risposta a probabilità uniforme, pari al 10% di almeno una eccedenza in 50 anni, per Castelnovo ne' Monti (lo spettro di risposta di Tento et al. [1992] è stato scalato di un fattore 1.6). Smorzamento pari al 5%.

1.2. Sintesi dei risultati

I risultati del presente studio sono riassumibili nei seguenti punti:

1. la pericolosità sismica per Castelnovo nè Monti, intesa come l'accelerazione orizzontale di picco con il 10% di probabilità di essere ecceduta almeno una volta in cinquanta anni, è compresa tra 150 e 175cms⁻². Gli spettri di risposta calcolati per analoghi valori di probabilità di eccedenza presentano un picco per periodi di circa 0.2s e valori di circa 450 gal. Tali spettri, rappresentati in figura 1.2, sintetizzano le caratteristiche dello scuotimento atteso su materiali rocciosi affioranti entro il comune indagato.
2. l'analisi di disaggregazione evidenzia contributi alla pericolosità contemporaneamente forniti da eventi di magnitudo moderata (di poco inferiore a 5) posti a breve distanza dal comune indagato (circa 10km) e da eventi di dimensioni maggiori (magnitudo pari a 6) localizzati a distanze di circa 30 km;
3. le amplificazioni a scala locale in termini di spettro di risposta raggiungono un fattore di poco inferiore a tre per periodi molto bassi (intorno

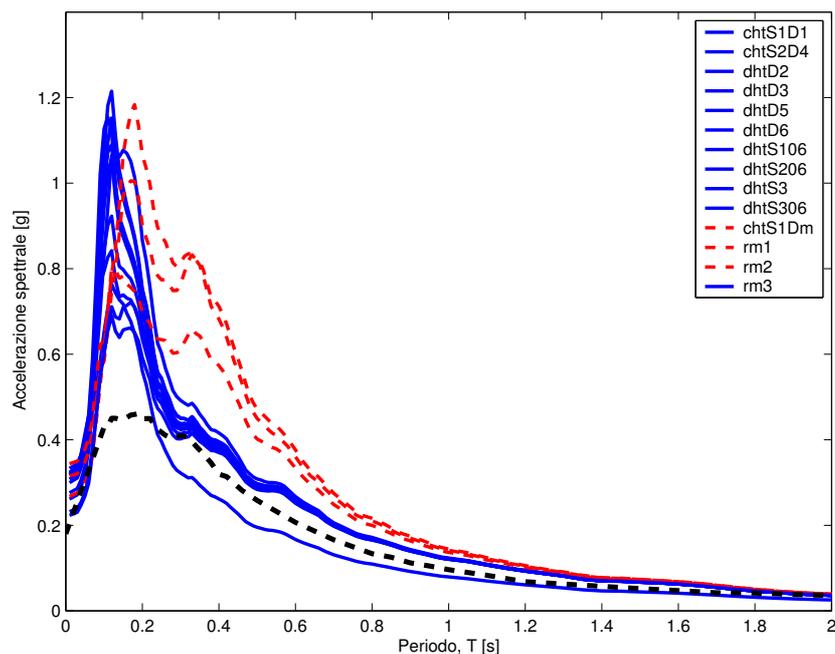


Figura 1.3.: Spettri di risposta medi rappresentativi della pericolosità calcolata in corrispondenza di tutte le prove geofisiche effettuate. Con linea continua blu sono raffigurati gli spettri appartenenti alla classe denominata Ac mentre con linea tratteggiata rossa vengono distinti gli spettri appartenenti alla classe Bc. Con linea tratteggiata nera viene inoltre riportato lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Ogni ordinata ha una probabilità di essere ecceduta almeno una volta in 50 anni pari al 10% (smorzamento $\xi=5\%$).

a 0.1s). La forma delle curve di amplificazione è riconducibile a due situazioni geologiche “tipo”. La prima presenta un substrato competente posto ad una profondità di circa 20 metri coperto da depositi superficiali con caratteristiche meccaniche intermedie (V_S compresa tra 200 e 600 m/s). La seconda si caratterizza per la presenza di un intervallo costituito da materiali con V_S compresa tra 500-700m/s interposta tra lo strato superficiale ed il bedrock sismico (V_S attorno a 900-1000 m/s).

Pericolosità sismica e moto di riferimento

L'analisi della pericolosità sismica è stata completata impiegando la metodologia classica proposta da Cornell [1968].

Nel prosieguo descriveremo i dati, gli strumenti impiegati ed i principali risultati ottenuti soffermandoci su tutto quanto viene ritenuto funzionale ad una più completa caratterizzazione del moto sismico per la località investigata.

Per un trattamento approfondito della metodologia si rimanda ad uno dei testi di riferimento in materia [Reiter, 1990; Kramer, 1996].

2.1. Cenni sulle caratteristiche sismotettoniche e definizione della zonazione sismogenetica

Castelnovo né Monti si trova nella zona sismogenetica 29 della zonazione di Scandone et al. [1992] (si veda anche Meletti et al. [2000] ed il sito web http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html).

Tale zona si configura come una zona appartenente al “margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica” ovvero come una zona compresa nella fascia intermedia tra il fronte appenninico in compressione ed il retro-arco, caratterizzata da meccanismi di rottura di tipo misto ed una cinematica prevalente di tipo dip-slip.

La zona 28, corrispondente con buona approssimazione alla zona della Gargagnana, confina a SSW con la zona sismogenetica 29 e comprende i settori con il maggior potenziale sismogenetico entro l'Appennino Tosco-Emiliano. Castelnovo risente della sismicità prodotta da quest'area come documentato dalle osservazioni macrosismiche disponibili (si veda la tabella 2.1 a pagina 7).

Ad integrazione delle informazioni sismotettoniche sopra descritte va segnalata un'interessante osservazione riportata nelle note illustrative alla “Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo” [Cerrina Feroni et al., 2002] relativa alla possibile presenza di una tettonica attiva nelle zone

adiacenti il Comune di Castelnovo nè Monti. Cerrina Feroni et al. [2002] infatti segnalano come la tettonica a thrust presente tra la val d'Enza e quella del Secchia venga messa in chiara luce dal sovrascorrimento di Liano al quale sono associate strutture plicative nei depositi pleistocenici in corrispondenza della sinclinale di footwall.

La stessa "Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna" [Boccaletti et al., 2003] riporta per i settori posti a SW di Castelnovo nè Monti strutture plio-quadernarie e meccanismi focali di recenti eventi a testimonianza di una tettonica attualmente attiva.

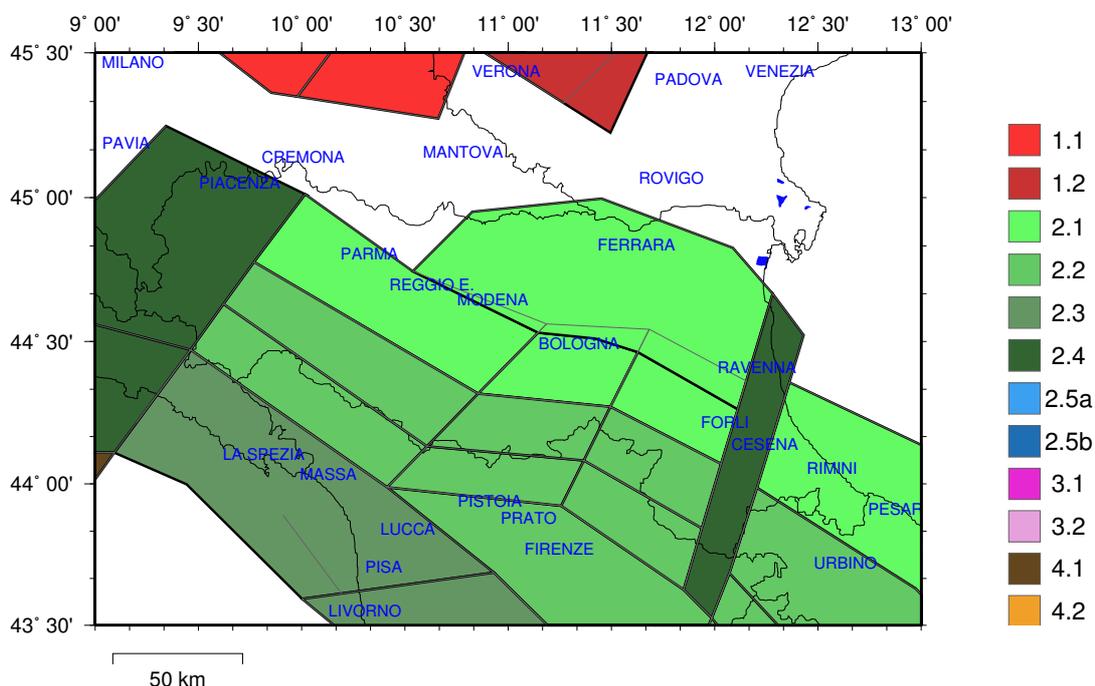


Figura 2.1.: Zonazione sismogenetica della regione Emilia-Romagna [Scandone et al., 1992; Meletti et al., 2000]. **Zone Gruppo 1** (si veda legenda sul lato destro della figura): *Zone di interazione tra piastra adriatica e piastra europea (Alpi e Sudalpino) e zone di interazione tra piastra adriatica 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.* **Zone Gruppo 2:** *Zone legate al margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica*

Data			Effetti in occasione del terremoto di:					
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	Ms
1898	03	04			60	CALESTANO	70	47
1920	09	07	05	55	60	GARFAGNANA	100	65
1939	10	15	14	05	55	GARFAGNANA	70	49
1914	10	27	09	22	50	GARFAGNANA	70	58
1965	11	09	15	35	50	ALTA V. SECCHIA	50	48
1972	10	25	21	56	40	PASSO CISA	50	47
1971	07	15	01	33	35	PARMENSE	80	54
1885	02	26	20	48	F	SCANDIANO	60	44
1904	11	17	05	02	30	PISTOIESE	70	50
1936	10	18	03	10	30	BOSCO CANSIGLIO	90	58
1899	06	26	23	18	NF	PISTOIESE	75	50
1980	11	23	18	34	NF	IRPINIA-LUCANIA	100	69

Tabella 2.1.: Storia sismica al sito per Castelnovo nè Monti (in rosso gli eventi con i maggiori valori di intensità macrosismica al sito) [Monachesi e Stucchi, 1997].

2.2. Descrizione della sismicità

2.2.1. Sismicità storica

Per la definizione della storia sismica della località investigata ci si è avvalsi del database di osservazioni macrosismiche DOM [Monachesi e Stucchi, 1997], un set organizzato di dati di danneggiamento registrati in epoca storica relativo a numerose località italiane.

L'osservazione dei dati contenuti in questo catalogo relativamente a Castelnovo nè Monti (si veda anche la tabella 2.1) mette in luce:

- una storia sismica di estensione temporale limitata (il primo evento riportato risale al 1885);
- una concentrazione degli eventi più dannosi, (il massimo grado osservato corrisponde al sesto) antecedente al 1900;
- località epicentrali per gli eventi che hanno prodotto i maggiori danni corrispondenti alla Garfagnana (evento del 1920 con magnitudo stimata pari a 6.5) ed a Calestano (Comune situato a NO di Castelnovo nè Monti nella Provincia di Parma; evento con magnitudo stimata pari a 4.7)

Nel complesso le informazioni disponibili delineano un quadro in cui la pericolosità appare determinata dal contemporaneo apporto di eventi di bassa magnitudo con brevi distanze ipocentrali e di eventi di maggiori dimensioni localizzati nella zona della Garfagnana e nell'intorno di Reggio Emilia.

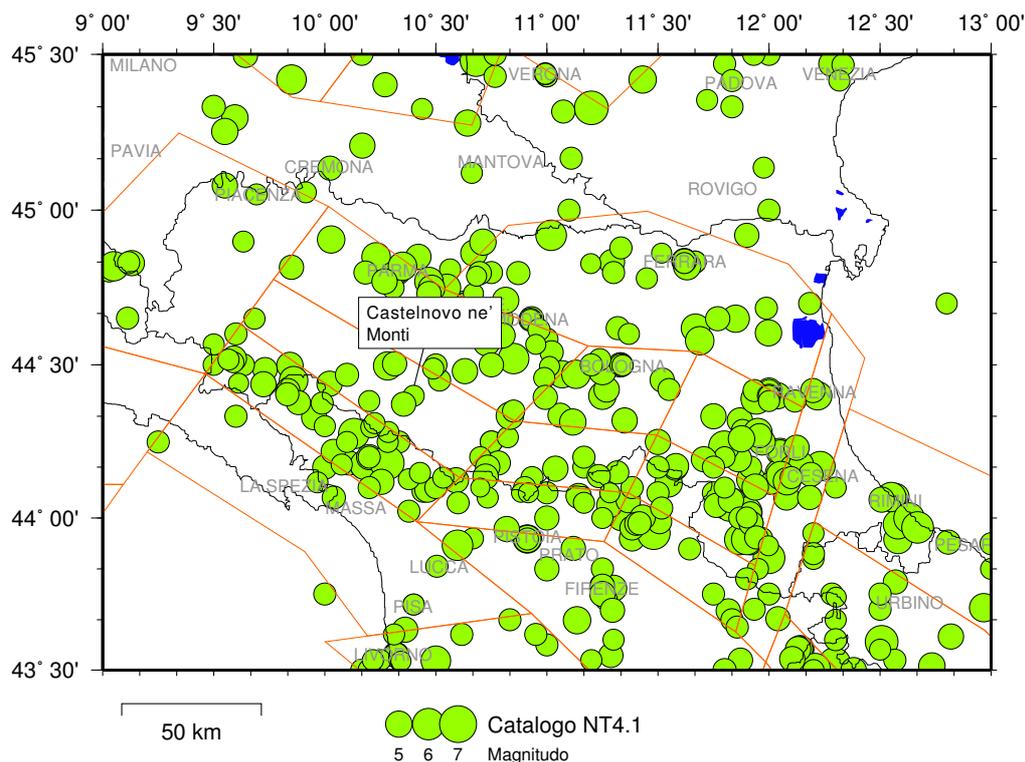


Figura 2.2.: Epicentri contenuti nel catalogo storico NT4.1.1 [Camassi e Stucchi, 1997]

2.2.2. Sismicità strumentale

La figura 2.3 rappresenta le localizzazioni epicentrali degli eventi registrati dalla Rete Sismica del Centro Nazionale Terremoti dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV-CNT) nell'intervallo di tempo compreso tra il 1983 ed il 2001. Considerando la zona sismogenetica (ZS) 29, ovvero quella contenente la località indagata si nota una sismicità dispersa lungo tutta la sua superficie con profondità ipocentrali comprese tra circa 5km e 15-20km.

Il confronto tra i dati illustrati in figura 2.3 e quelli di sismicità storica (si veda la figura 2.2) mette in luce marcate differenze tra la distribuzione spaziale della sismicità storica e la sismicità strumentale localizzata negli ultimi 20 anni. La sismicità storica ricopre infatti una parte assai più ristretta della ZS 29, contrariamente a quanto si osserva in figura 2.3.

Resta da verificare se questa scarsa corrispondenza può supportare in qualche modo l'ipotesi di una lacuna nelle osservazioni di eventi storici lungo il crinale appenninico. Recenti studi pubblicati [Kafka e Walcott, 1998; Kafka e Levin, 2000] mettono infatti in luce una buona corrispondenza tra i cluster di sismicità strumentale e le posizioni epicentrali di eventi di maggiori dimensioni. La limitatezza dell'intervallo temporale coperto dalle osservazioni macrosismi-

che per la località di Castelnovo nè Monti (tabella 2.1) rispetto alla distribuzione della sismicità più recente potrebbe quindi supportare l'ipotesi sopra descritta. L'analisi di tali aspetti e le loro possibili ripercussioni sui valori di pericolosità calcolati, tuttavia, esula dalle finalità del presente lavoro e si inquadra invece in un più ampio studio necessario per una dettagliata caratterizzazione della sismotettonica appenninica.

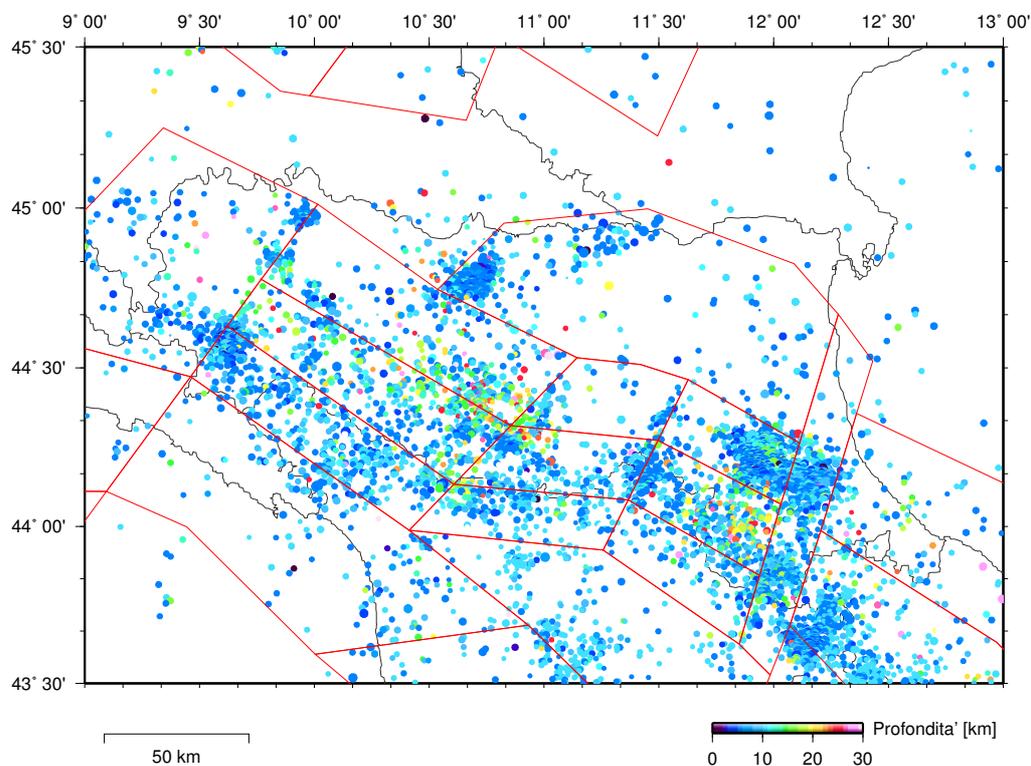


Figura 2.3.: Localizzazioni epicentrali degli eventi del Bollettino della sismicità strumentale del Centro Nazionale Terremoti - INGV registrati nel periodo 1984-2001.

2.3. Analisi di pericolosità sismica

2.3.1. Zone sismogenetiche utilizzate

L'analisi di pericolosità è stata completata impiegando ventiquattro zone sismogenetiche della zonazione sismogenetica del territorio italiano [Meletti et al., 2000]; gli indici delle zone utilizzate sono rispettivamente: 7, 8, 9, 19, 22, 24, 25, 26, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 45, 46 e 48 (alcune delle zone sismogenetiche citate, quelle più vicine a Castelnovo, sono indicate in figura 1.1 a pagina 2).

2.3.2. Caratterizzazione della sismicità ai fini del calcolo della pericolosità

La definizione del modello sorgente per ogni zona sismogenetica è stata eseguita applicando preliminarmente un'analisi di completezza al gruppo di eventi del catalogo NT4.1.1 [Camassi e Stucchi, 1997] in esse contenuti ¹. La finestra di completezza applicata è stata ricavata dai risultati dell'indagine svolta da Albarello et al. [2001]; di seguito sono riportati gli intervalli di completezza utilizzati e le corrispondenti soglie di magnitudo:

Intervallo temporale	Magnitudo minima
1500 - Fine catalogo	6.1
1600 - Fine catalogo	5.6
1850 - Fine catalogo	5.0
1880 - Fine catalogo	4.4

La magnitudo massima M_{max} per ogni zona sismogenetica è stata definita come il massimo valore di magnitudo indicato per gli epicentri localizzati al suo interno. Le occorrenze ottenute dall'analisi di completezza sono state quindi impiegate per determinare i parametri a e b della relazione di Gutenberg-Richter (GR) (ottenuti tramite una regressione lineare).

Ogni sorgente sismogenetica è stata così caratterizzata da una distribuzione discreta di occorrenze per unità di tempo contenute in intervalli di magnitudo di ampiezza uniforme pari a 0.2 unità compresi tra una magnitudo minima (pari a 4.6) ed una magnitudo massima variabile in accordo con il criterio sopracitato.

Dati di input e variabilità dei risultati

La variabilità dei dati utilizzati per l'analisi probabilistica della pericolosità è stata considerata calcolando spettri di risposta al sito sulla base di ipotesi diverse. Per ogni sorgente sismogenetica, le occorrenze inserite nel file di input del codice di calcolo della pericolosità sono state calcolate applicando una somma pesata delle occorrenze ricavate dal catalogo e di quelle ottenute dalla relazione di GR. Sono stati così valutati spettri di risposta impiegando alternativamente le sole occorrenze contenute nel catalogo O_{cat} , solo le occorrenze ottenute dalle relazioni di GR O_{mod} e diverse combinazioni tra le due applicando vari pesi (es. 50% O_{cat} + 50% O_{mod}).

Il campo di variazione dei risultati osservato si dimostra contenuto.

2.3.3. Relazioni di attenuazione

Le relazioni di attenuazione impiegate sono quelle di:

- Tento et al. [1992];

¹gli eventi per ogni zona sismogenetica sono disponibili sul sito web:
<http://emidius.mi.ingv.it/NT/>

-
- Ambraseys et al. [1996].

La prima (indicata come TEN92) è una relazione di attenuazione calcolata utilizzando un dataset accelerometrico di soli terremoti italiani; tale relazione è rappresentativa delle principali caratteristiche sismogeniche e crostali della penisola italiana.

La seconda relazione di attenuazione (indicata come AMB96), di più recente realizzazione, utilizza una base dati più ampia rispetto alla TEN92 ma comprensiva di terremoti avvenuti sia in Europa sia in Asia Minore (es. Turchia).

2.3.4. Codici di Calcolo

Il codice di calcolo della pericolosità in termini probabilistici utilizzato è $P_5H^A C$ [Pagani, 2003]. Il codice utilizzato per la simulazione di segnali stocastici fa parte del software SMSIM².

²disponibile presso il sito web <http://quake.wr.usgs.gov/boore/>

2.4. Risultati

Descriviamo nel seguito i risultati dell'analisi di pericolosità comparandoli ai dati di bibliografia disponibili.

2.4.1. Pericolosità sismica e spettri di risposta a probabilità uniforme (UHRS)

Il tratto appenninico emiliano ha valori di pericolosità sismica moderati se confrontati con i valori calcolati per l'intero territorio nazionale. La PGA per un periodo di ritorno di 475 anni calcolata da Slejko et al. [1998] varia nell'intervallo 0.24-0.28g. I risultati dell'analisi di pericolosità completata da Romeo e Pugliese [2000] per un analogo periodo di ritorno sono inferiori a 0.15g (raggiungono 0.2g al confine SO della zona sismogenetica 29 a contatto con l'area della Garfagnana). Nel presente studio i valori di pericolosità calcolati per Castelnovo ne' Monti sono inferiori a 200 cm s^{-2} e si pongono quindi ad un livello intermedio tra i due studi sopracitati. In maggior dettaglio, la PGA con il 10% di probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni calcolata con la relazione di Ambraseys et al. [1996] corrisponde a 176 cm s^{-2} mentre utilizzando la relazio-

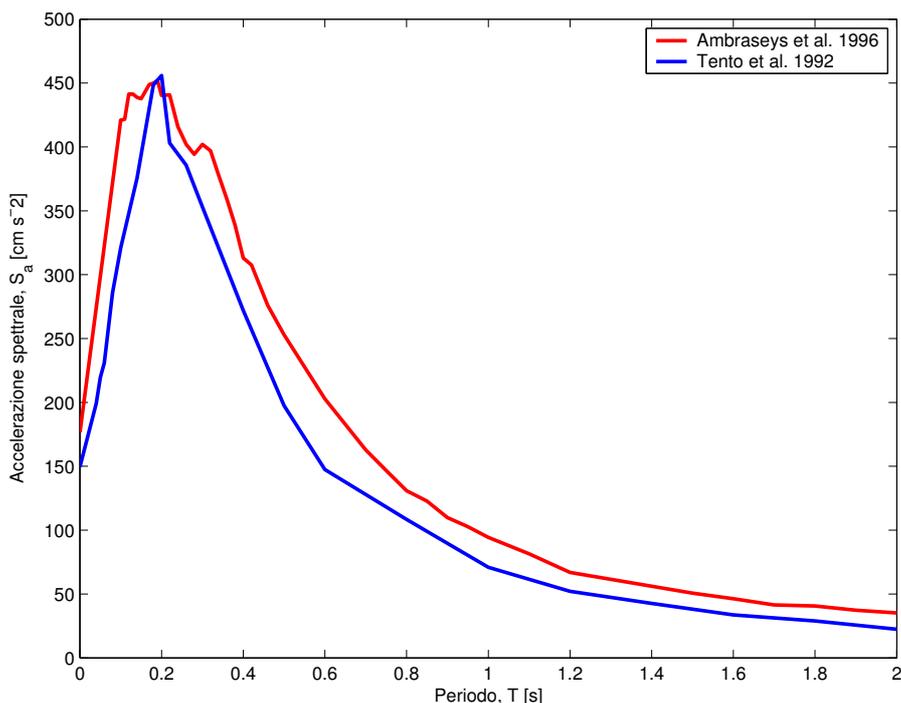


Figura 2.4.: Spettri di risposta a probabilità uniforme, pari al 10% di almeno una eccedenza in 50 anni, per Castelnovo ne' Monti (lo spettro di risposta di Tento et al. [1992] è stato scalato di un fattore 1.6). Smorzamento pari al 5%.

ne di Tento et al. [1992], per un analogo valore di probabilità, la PGA calcolata corrisponde a 240 cm s^{-2} . I valori ricavati impiegando con la seconda relazione tuttavia sono rappresentativi dello scuotimento atteso in superficie per un suolo medio. Per ottenere quantità riferibili a condizioni di bedrock affiorante i valori inizialmente calcolati sono stati moltiplicati per un fattore 0.625 (A. Tento, comunicazione orale) ottenendo valori di PGA pari a circa 150 cm s^{-2} .

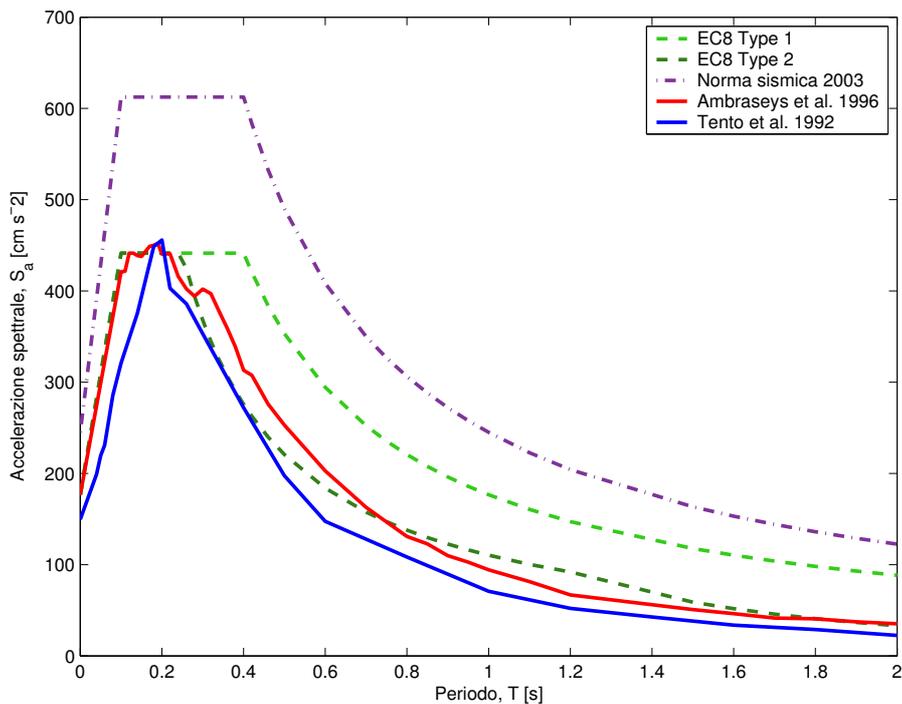


Figura 2.5.: Spettri di risposta a probabilità uniforme, pari al 10% di probabilità di essere ecceduti almeno una volta in 50 anni, per Castelnovo ne' Monti (lo spettro di risposta di Tento et al. [1992] è stato scalato di un fattore 1.6) e spettri di risposta ottenuti scalando i DAF definiti nell'Eurocodice-8 con una PGA di 176 cm s^{-2} . In linea tratto-punto viene inoltre rappresentato lo spettro di risposta elastico (componente orizzontale) della norma sismica italiana [Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20 marzo 2003, 2003] per zona 2 e suoli di classe A. Lo smorzamento in tutti i casi è pari al 5%.

La figura 2.4 rappresenta gli spettri medi calcolati con le due relazioni di attenuazione per condizioni di bedrock affiorante; tali spettri sono stati ottenuti mediando gli spettri di risposta calcolati per occorrenze pari a

O_{cat} [%]	O_{mod} [%]
100	0
75	25
50	50
25	75
0	100

Lo spettro ottenuto con l'AMB96 (in rosso) mostra una forma meno piccata rispetto allo spettro calcolato con la TEN92 mentre il periodo corrispondente all'ordinata spettrale con il massimo valore di accelerazione è lo stesso nei due casi.

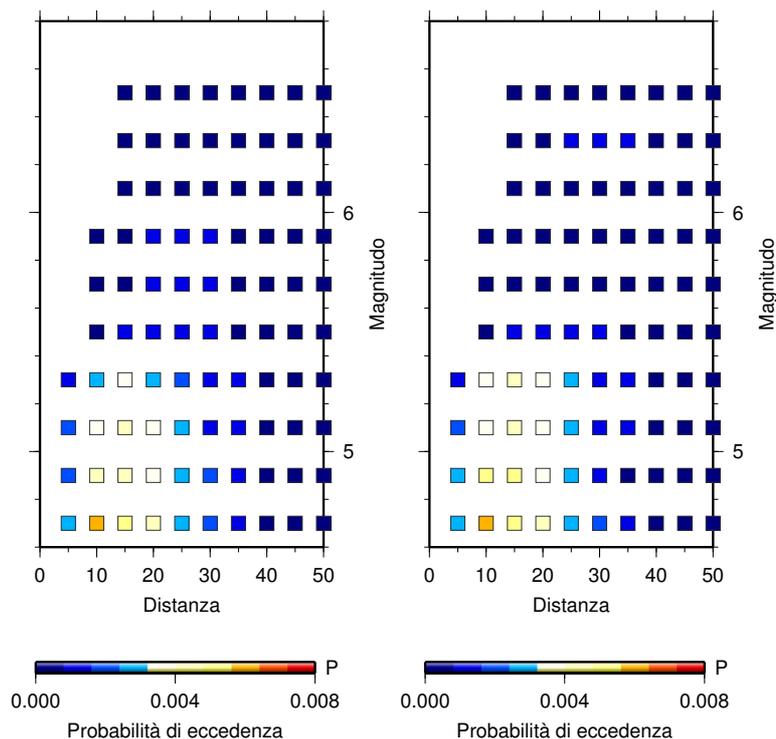


Figura 2.6.: Disaggregazione M-D (PGA con 10% probabilità almeno una eccedenza in 50 anni) (a destra) occorrenze ricavate dalle relazione di Gutenberg-Richter $PGA=236\text{cm s}^{-2}$ (a sinistra) occorrenze calcolate sommando i contributi pesati delle occorrenze del catalogo e quelle ottenute dalle relazioni di GR per le singole sorgenti sismogenetiche $PGA=240\text{cm s}^{-2}$. La relazione di attenuazione adottata in questo caso è quella di Tento et al. [1992].

Il confronto tra le forme dei due spettri di risposta a probabilità uniforme con le forme spettrali ottenute applicando l'Eurocodice 8 (si veda figura 2.5) è nel complesso abbastanza buono, soprattutto se si considera la forma spettrale identificata come “type 2” e suggerita per siti per i quali le dimensioni del massimo terremoto atteso (“the largest earthquake that is expected” citando

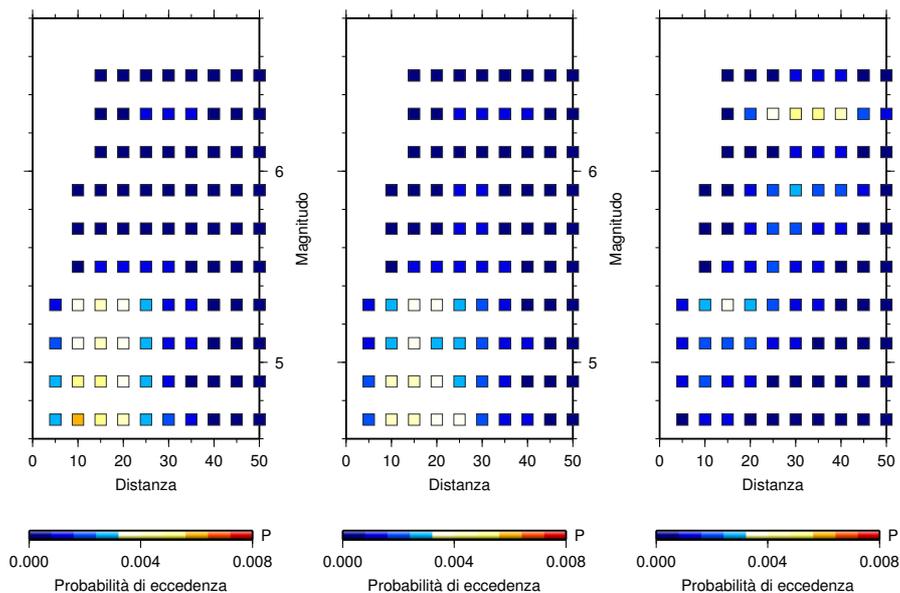


Figura 2.7.: Disaggregazione M-D (PGA con 10% probabilità almeno una eccedenza in 50 anni) (destra) PGA (centro) PSA 0.2s occorrenze 50% 50% (sinistra) PSA 1.0s La relazione di attenuazione adottata in questo caso è quella di Tento et al. [1992].

testualmente il testo dell'Eurocodice8) ha una $M_S \leq 5.5$. Camassi e Stucchi [1997] indicano per la zona sismogenetica 29 eventi storici con M_S inferiore a 5.2; gli scriventi non sono a conoscenza di alcuno studio in cui sia stato definito il potenziale sismogenetico per i settori circostanti l'area indagata).

Le norme sismiche recentemente introdotte [Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20 marzo 2003] fissano valori dell'accelerazione di ancoraggio dello spettro a_g per quattro categorie di comuni suddivisi sulla base dei valori di pericolosità calcolati. Castelnovo nè Monti è un comune classificato in zona 2 e pertanto ha una a_g pari a 0.25g. In figura 2.5 è possibile fare un confronto tra la forma dello spettro elastico prevista dalla norma per suoli di classe A (linea a tratto-punto) e le forme degli spettri elastici ottenuti dall'analisi di pericolosità.

2.4.2. Disaggregazione

I risultati dell'analisi di disaggregazione in termini M-D (figura 2.6) mettono in evidenza come la pericolosità sismica (intesa in questo caso come la PGA con 10% di almeno una eccedenza in 50 anni) sia prevalentemente caratterizzata da eventi locali di magnitudo modesta (il maggior contributo alla PGA con il 10% di probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni è dato da eventi di magnitudo attorno a 4.7 unità localizzati a breve distanza dal sito indagato, ovvero circa 10km). L'evento di Calestano, descritto a pagina 7, può proba-

bilmente rappresentare un modello per l'evento dominante la pericolosità ai bassi periodi (a titolo d'esempio, **le caratteristiche dell'evento dominante ottenute dall'analisi di disaggregazione M-D per la PGA con un periodo di ritorno di 474 anni sono: $M=4.7$, $D=12.5$ km probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni $0.8496D-02$**).

Confrontando i risultati di disaggregazione M-D ottenuti per due ordinate spettrali (T pari a 0.2 e 1.0s, figura 2.7) con quelli relativi alla PGA (sempre per una probabilità del 10% di almeno una eccedenza in 50 anni) si osserva come i contributi si disperdano su un più ampio spettro di valori di magnitudo e distanza coerentemente all'incremento del periodo considerato; per $T=1.0$ s il peso dei contributi provenienti dalla/e sorgente/i posta/e a circa 40km da Castelnovo diventa preponderante.

L'analisi di disaggregazione geografica (si veda figura 2.8) evidenzia contributi alla pericolosità sismica di Castelnovo forniti dalla sismicità locale e dalla zone sismogenetiche 28 e 30 (posizionata a NE della zona sismogenetica 29 nell'intorno della città di Reggio Emilia).

Parametro	M	D[km]
PGA	4.7/4.9	12.5
PSA($T=0.2$ s)	4.7	17.5
PSA($T=1.0$ s)	5.9/6.1	32.5

Tabella 2.2.: Caratteristiche dell'evento dominante per diverse ordinate spettrali.

2.5. Calcolo del moto di riferimento

La definizione del moto sismico di riferimento è un passaggio di notevole importanza ai fini della definizione della pericolosità sismica a scala locale; il moto di riferimento infatti è l'elemento di connessione tra la pericolosità a scala regionale e quella locale [Marcellini et al., 2001].

Le analisi di pericolosità in termini probabilistici tuttavia non permettono il calcolo di storie temporali rappresentative dei valori di pericolosità. Conseguentemente, sono state sviluppate tecniche che consentono il calcolo o la selezione di storie temporali con caratteristiche coerenti ai parametri ottenuti dall'analisi probabilistica di pericolosità.

Le metodologie più diffuse impiegano lo spettro di risposta a probabilità uniforme per la selezione di segnali reali da una banca dati accelerometrica.

Un approccio alternativo, più recentemente proposto, utilizza i risultati dell'analisi di disaggregazione per generare segnali stocastici. È importante sottolineare tuttavia come l'utilizzo combinato di un modello di sorgente puntuale e di un modello stocastico dello scuotimento, sino ad ora, ha permesso la simulazione di ampiezze realistiche dei segnali sismici per frequenze superiori a 2Hz [Atkinson e Silva, 2000].

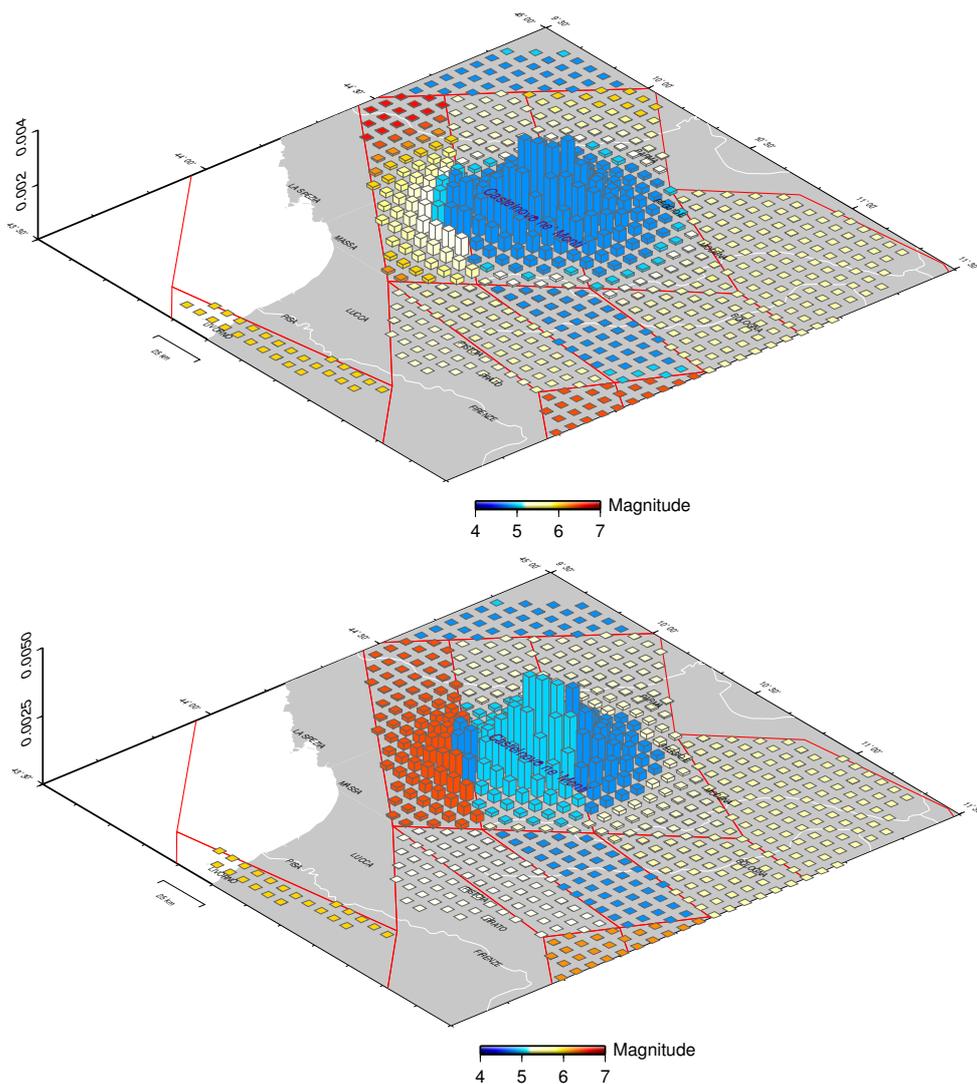
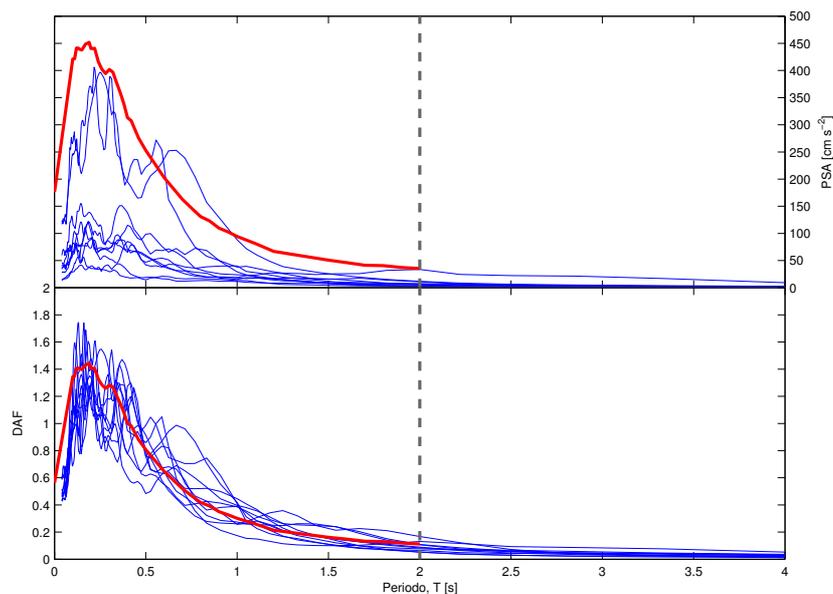
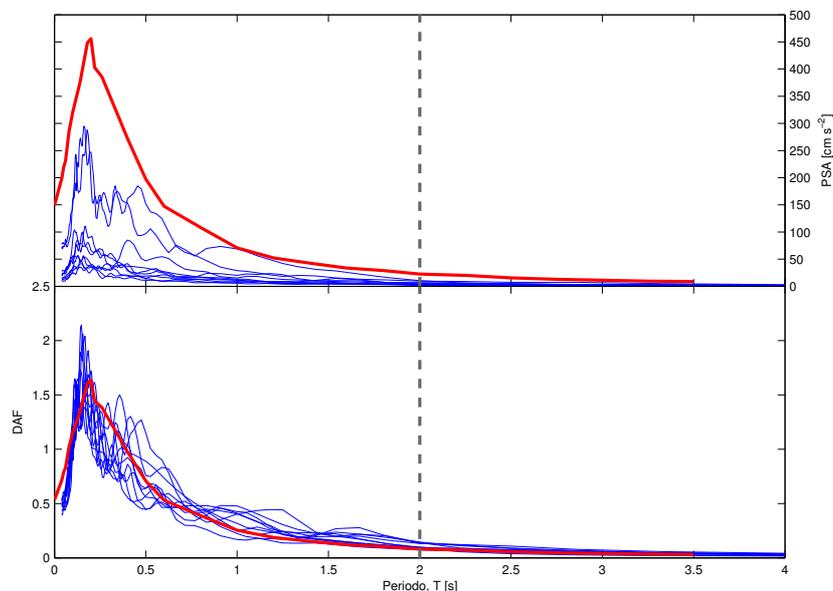


Figura 2.8.: Disaggregazione geografica per Castelnovo nè Monti calcolata per una PGA con il 10% di probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni. (sopra) occorrenze ricavate dalle relazione di Gutenberg-Richter $PGA=236\text{cms}^{-2}$. (sotto) occorrenze calcolate sommando i contributi pesati delle occorrenze del catalogo e quelle ottenute dalle relazioni di GR per le singole sorgenti sismogenetiche $PGA=240\text{cms}^{-2}$. La relazione di attenuazione adottata in questo caso è quella di Tendo et al. [1992].

Nella presente indagine è stata scelta la contemporanea applicazione dei due approcci sopra descritti; per le limitazioni date dall'approccio stocastico i risultati ottenuti impiegando accelerogrammi reali sono, comunque, quelli che al momento attuale vengono ritenuti i più attendibili.



(a) AMB96



(b) TEN92

Figura 2.9.: Figura 2.9(a), pannello superiore: (in rosso) spettro di risposta a probabilità uniforme (RP di 474 anni, $\xi=5\%$) calcolato con la relazione di attenuazione di Ambraseys et al. [1996] e spettri di risposta degli accelerogrammi selezionati (in blu). Pannello inferiore: analogo confronto per gli spettri normalizzati.

Figura 2.9(b), pannello superiore: (in rosso) spettro di risposta a probabilità uniforme (RP di 474 anni, $\xi=5\%$) calcolato con la relazione di attenuazione di Tento et al. [1992] e spettri di risposta degli accelerogrammi selezionati (in blu). Pannello inferiore: analogo confronto per gli spettri normalizzati.

2.5.1. Calcolo del moto di riferimento: selezione dei segnali da una banca dati accelerometrica

La determinazione dei segnali di riferimento con questa tecnica ha richiesto:

1. la normalizzazione delle forme spettrali a probabilità uniforme (smorzamento pari al 5%) presentate nelle pagine precedenti;
2. la normalizzazione delle forme spettrali dei segnali (per un totale di 3189 storie temporali) contenuti nel CD-ROM dello "European Strong Motion Database³"
3. la selezione dalla banca dati di cui al punto 2 dei dieci accelerogrammi il cui spettro di risposta normalizzato meglio approssima lo UHRS normalizzato.

La figura 2.9 mostra per le due relazioni di attenuazione impiegate (AMB96 e TEN92) il confronto tra gli spettri di risposta normalizzati ed assoluti degli accelerogrammi selezionati (in blu) e degli spettri di risposta a probabilità uniforme (in rosso).

Nell'appendice A (a pagina 75) vengono riportate le storie temporali selezionate e le caratteristiche degli eventi collegati.

2.5.2. Calcolo del moto di riferimento: generazione di segnali stocastici con dati di disaggregazione

La simulazione stocastica [Boore, 1983, 2003] di segnali rappresentativi dei valori di hazard calcolati, ha previsto:

1. la selezione dell'evento dominante sulla base dei risultati dell'analisi di disaggregazione;
2. la definizione della forma dello spettro sorgente e delle caratteristiche di propagazione;
3. il calcolo dei segnali sintetici.

L'analisi di disaggregazione è stata svolta (si veda a pagina 15) considerando valori di PGA e PSA con una probabilità di essere superati almeno una volta in 50 anni pari al 10%. I risultati dell'analisi di disaggregazione hanno evidenziato la presenza di due eventi dominanti (individuati disaggregando la PGA e la PSA, per periodi di 0.2 e 1.0 secondi). Il primo corrisponde ad un evento di bassa magnitudo localizzato a breve distanza e rappresentativo della pericolosità ai bassi periodi ($T < 0.3$ osservando figura 2.10). Il secondo rappresentativo di eventi di dimensioni intermedie localizzati a distanze maggiori (circa 40km).

³Una versione aggiornata di questo database accelerometrico è disponibile sul sito web <http://www.isesd.cv.ic.ac.uk/>. La procedura adottata nel presente lavoro preclude l'utilizzo di questo dataset.

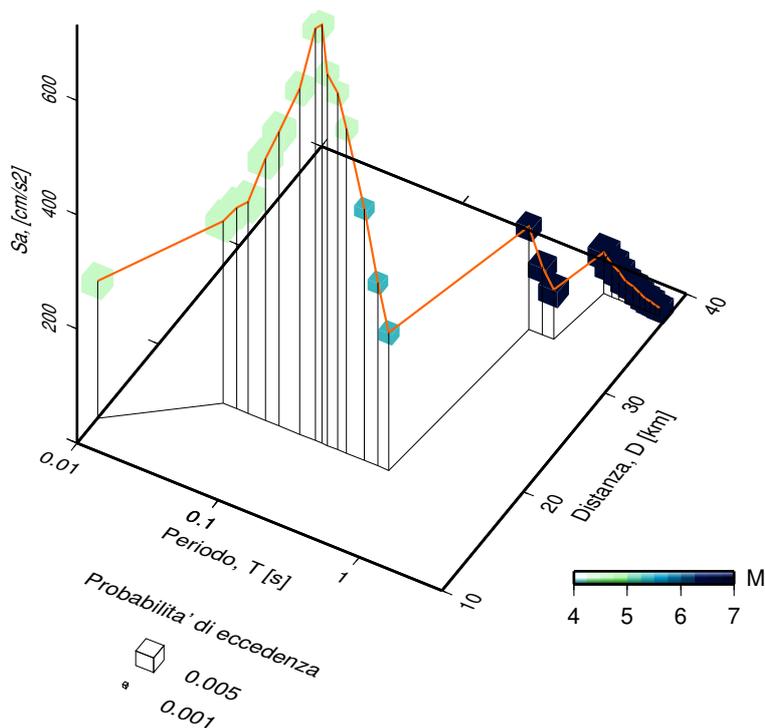


Figura 2.10.: Spettro di risposta disaggregato per ordinate spettrali con il 10% di probabilità di almeno una eccedenza in 50 anni (file di input con il 50% di occorrenze ricavate dal catalogo ed il restante 50% ottenuto dalle relazioni di GR; relazione di attenuazione di Tento et al. [1992]). Il colore dei cubi mette in evidenza il valore di magnitudo con il maggior contributo mentre la dimensione è proporzionale alla PE10%50yr per ogni coppia magnitudo-distanza dominante ogni ordinata spettrale. Tramite questa figura è quindi possibile individuare dopo aver scelto una ordinata spettrale: accelerazione spettrale, coppia distanza-magnitudo dominante e PE10%50yr.

Nella simulazione stocastica è stato usato un modello modello della sorgente di tipo ω^2 [Aki, 1967]. Il valore di stress drop è stato fissato facendo riferimento a valori rivati dalla letteratura disponibile [Rovelli et al., 1988; Castro et al., 2001; Malagnini et al., 2000].

Anche le caratteristiche del mezzo (proprietà fisiche e meccaniche) sono state definite attingendo ai dati di letteratura:

- velocità delle onde di taglio 3.2 km/s;
- densità pari a 2.9 gcm^{-3}

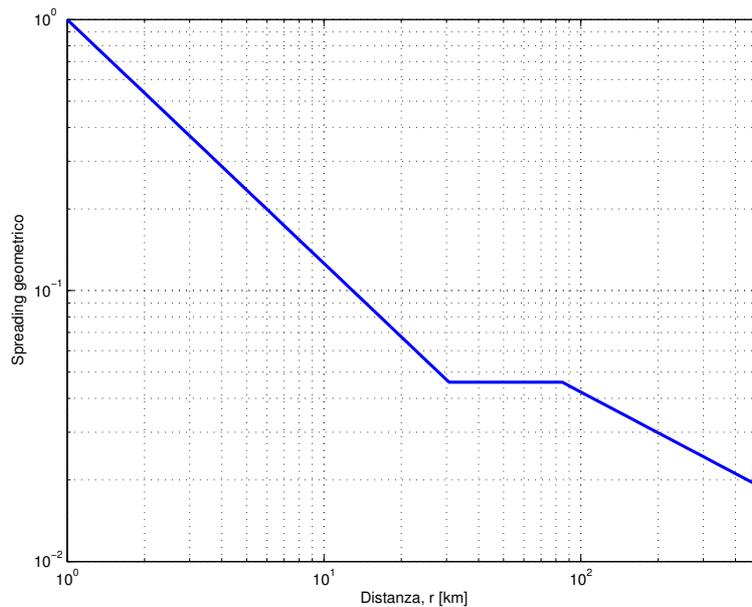


Figura 2.11.: Spreading geometrico in funzione della distanza per l'arco appenninico secondo Malagnini et al. [2000]

- parametri Q e κ [Malagnini et al., 2000]:

$$Q(f) = 130 \left(\frac{f}{f_{\text{ref}}} \right)^{0.10} \quad f_{\text{ref}} = 1 \text{ Hz} \quad (2.1)$$

$$\kappa = 0.0 \text{ s}$$

- funzione di spreading geometrico [Malagnini et al., 2000] (si veda anche la figura 2.11):

$$g(r) = \begin{cases} r^{-0.9} & r \leq 30 \text{ km} \\ r^0 & 30 \leq r \leq 80 \text{ km} \\ r^{-0.5} & r \geq 80 \text{ km} \end{cases} \quad (2.2)$$

Analisi degli effetti di sito

Nel seguente capitolo vengono descritti i dati a disposizione, la metodologia adottata ed i risultati ottenuti dall'analisi degli effetti di sito.

3.1. Assetto geologico locale

I dati utilizzati per la definizione dell'assetto geologico locale sono:

- carta geologica e carta geomorfologica in scala 1:10000 (a cura del Dott. Geol. Mazzetti su incarico del Comune di Castelnovo ne' Monti);
- foglio geologico 218 "Castelnovo nè Monti" (a cura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna);
- limiti dei depositi superficiali per il centro abitato di Castelnovo nè Monti (a cura del Dott. Martelli, RER e del Dott. Geol. Mazzetti).

3.1.1. Litologie

Le principali formazioni geologiche presenti nell'area corrispondono a (descrizioni a cura del Dott. Luca Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna):

- *Formazione di Ranzano - RAN*
Alternanze arenaceo-pelitiche di origine torbiditica. Formazione litoide con una potenza, per l'area investigata, dell'ordine di alcune centinaia di metri.
- *Marne di Antognola - ANT*
Argille marnose con rare intercalazioni torbiditiche; presentano uno spessore variabile tra 50 e 70 metri.

Codice prova	Tipo di prova	Località
S1/06	Down-hole	Croce
S2/06	Down-hole	Croce
S3/06	Down-hole	Croce
D2	Down-hole	Schiezze
D3	Down-hole	Castelnovo (Cimitero)
D5	Down-hole	Costa de' Grassi
D6	Down-hole	Bondolo
S3	Down-hole	Campolungo
S1/D1	Cross-hole	Castelnovo
S2/D4	Cross-hole	Casale
RM1 (P1)	Refr-Micro	Castelnovo
RM2 (P2)	Refr-Micro	Castelnovo
RM3 (P3)	Refr-Micro	Castelnovo

Tabella 3.1.: Prove geofisiche eseguite dalla ditta SGG

- *Formazione di Contignaco - CTG*
Marne calcaree e selciose con intercalazioni di corpi torbiditici lenticolari arenacei; lo spessore per questa formazione varia tra 30 ed 80 metri.
- *Formazione di Pantano - ABI*
Calcareniti con uno spessore dell'ordine di alcune centinaia di metri.

3.2. Dati

L'analisi delle amplificazioni locali si è basata su dati raccolti da terzi (prove geofisiche in foro e secondariamente prove di sismica a rifrazione) e su dati acquisiti nell'ambito di questo contratto (**misure di rumore**).

3.2.1. Dati geotecnici e geofisici

Prove geotecniche e geofisiche sono state utilizzate sia per la definizione delle geometrie sepolte dei depositi (profondità del substrato) sia per la caratterizzazione delle proprietà fisico meccaniche dei depositi superficiali.

In particolare, prove geofisiche in pozzo (down- e cross-holes in seguito definite anche DHT e CHT) e di rifrazione di microtremiti (RM) sono state appositamente eseguite per stabilire le velocità di propagazione delle onde di taglio nei depositi superficiali (si veda anche la tabella 3.1). Ulteriori prove di carattere geotecnico e geofisico sono state messe a disposizione dal Dott. Geol. Mazzetti.

Dati geotecnici

Dati disponibili sono essenzialmente delle DPL (allo stato attuale tali informazioni non sono state impiegate nell'analisi delle amplificazioni).

Dati geofisici

Dieci prove geofisiche in pozzo (otto DHT e due CHT) e tre prove di rifrazione con microtremori, tutte eseguite dalla Società SGG di Siena, sono state adoperate per la ricostruzione dei profili di velocità delle onde di taglio.

La tabella 3.1 riporta il codice attribuito ad ogni prova, il tipo di prova eseguita e la località in cui questa è stata effettuata.

In figura 3.1 è rappresentata una mappa geologica semplificata¹, con la disposizione geografica delle diverse località indagate e la posizione delle prove geofisiche effettuate.

Nelle pagine successive vengono inoltre riportati i profili di velocità misurati accompagnati da una breve descrizione litologica dei materiali interessati dalle singole prove.

¹Servizio Cartografico Regione Emilia-Romagna

<http://www.regione.emilia-romagna.it/carto/reper/defaulta.htm>

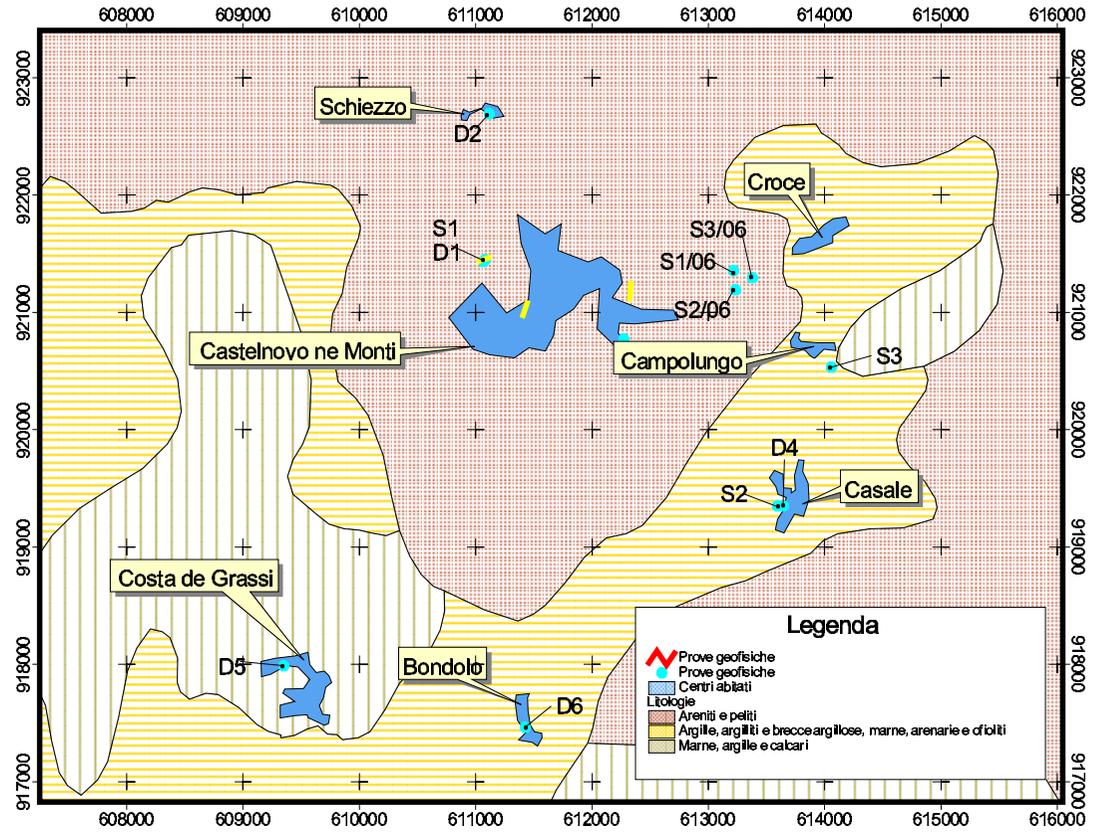


Figura 3.1.: Mappa geologica semplificata, ubicazione dei centri abitati e delle prove geofisiche effettuate dalla ditta SGG

CHT S1D1

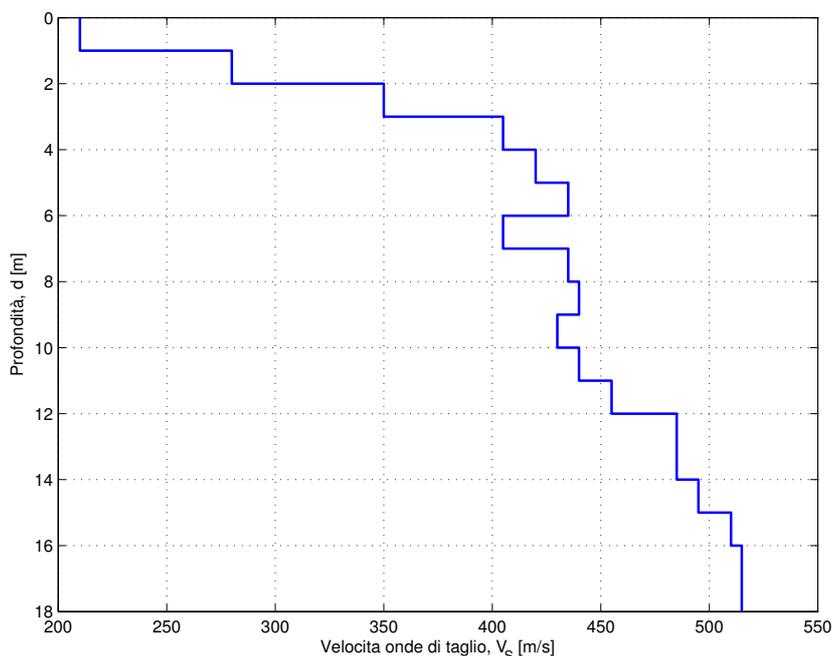


Figura 3.2.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato da misure cross hole: prova S1D1.

La prova identificata come S1D1 è stata eseguita a Castelnuovo ne' Monti. La profondità di perforazione raggiunta corrisponde a 18m.

Profilo litologico Il profilo litologico contiene i seguenti intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	4.70	Argilla a tratti debolmente limosa a tratti debolmente sabbiosa con sparsi frammenti litici eterometrici (da moderatamente consistente a consistente)
4.70	6.30	Argilla con sparsi frammenti litici eterometrici
6.30	7.30	Limo debolmente argilloso
7.10	16.80	Argilla a tratti limosa a tratti debolmente sabbiosa con sparsi frammenti litici eterometrici di natura marnosa. Rare concrezioni biancastre (da consistente a molto consistente)
16.80	-	Argilla (molto consistente)

Il substrato viene indicato sulla carta come ANT_1 (Formazione di Antognola) ovvero marne con sottili orizzonti vulcanoclastici.

Il confronto tra il profilo litologico ed il profilo di velocità ottenuto dalla prova CHT evidenzia alcune corrispondenze. In particolare, si nota un'evidente variazione del gradiente di velocità attorno a quattro metri ed una caduta dei valori di V_S in corrispondenza dell'orizzonte limoso. Non emerge tuttavia con chiarezza il passaggio tra i depositi superficiali e la formazione di Antognola.

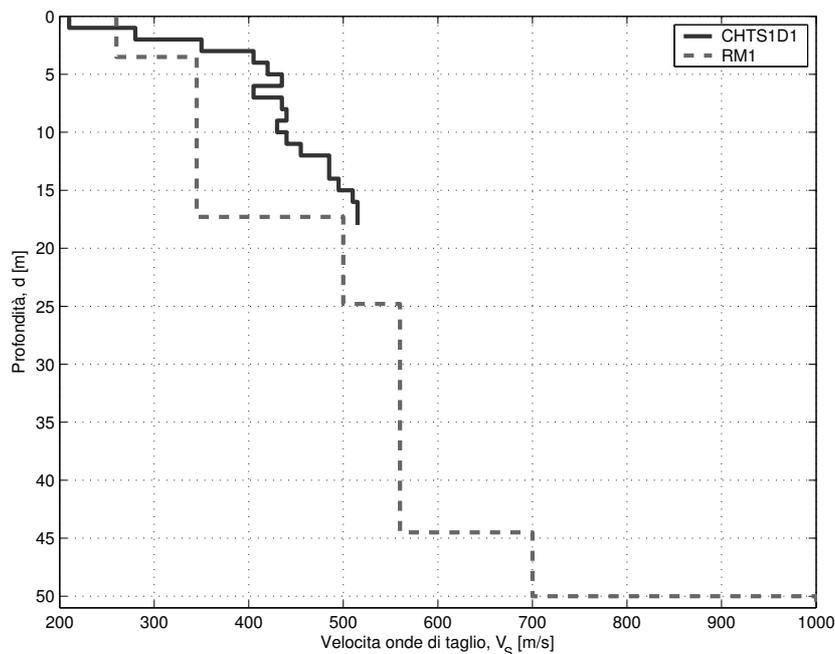


Figura 3.3.: Confronto tra i profili di V_S ricavati da misure cross hole (prova S1D1) e di rifrazione con microtremore (prova RM1).

La figura 3.3 mostra il confronto tra il profili di velocità ottenuti con le prove cross hole CHTS1D1 e rifrazione di microtremore RM1 eseguite nella stessa località. Come si osserva il profilo ottenuto con la rifrazione di microtremore approssima l'andamento delle V_S del CHT, con discrepanze che in alcuni tratti raggiungono il 30%.

CHT S2D4

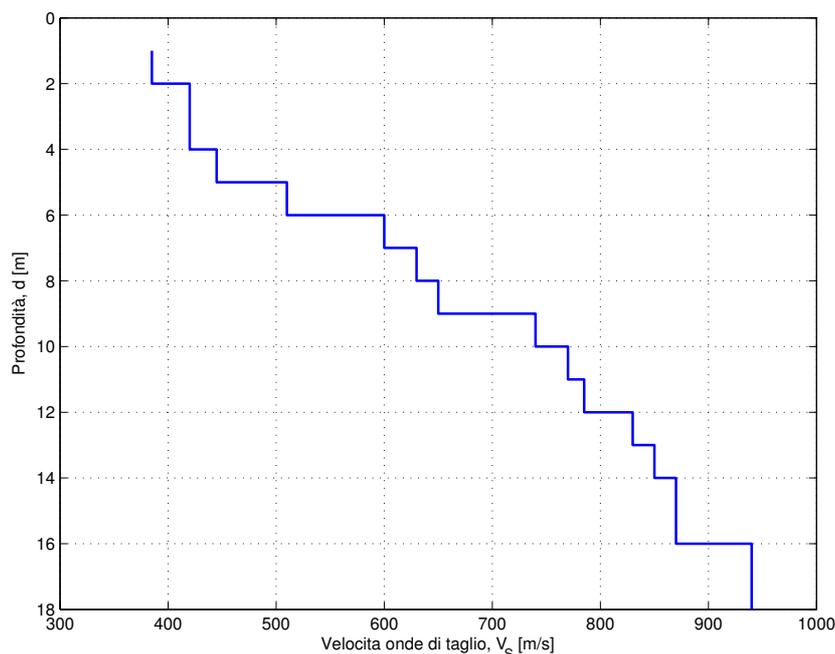


Figura 3.4.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con misure cross hole: prova S2D4.

La prova identificata come S2D4 è stata eseguita in località Casale. La massima profondità raggiunta corrisponde a 18m.

Profilo litologico Il profilo litologico contiene i seguenti intervalli (falda a 7.50m):

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	9.00	Argilla a tratti limosa e a tratti debolmente sabbiosa con rare inclusioni litiche eterometriche (generalmente consistenti a tratti consistenti)
9.00	20.00	Argille a tratti limose e a tratti debolmente sabbiose con frequenti intercalazioni litiche. Sparse concrezioni biancastre (consistenti)

Incrociando profilo litologico con le velocità rappresentate in figura 3.4 si nota un evidente salto nei valori di V_s proprio in corrispondenza del passaggio tra i due banchi d'argilla che compongono il profilo sopra descritto.

Il substrato, sulla base della cartografia geologica disponibile, presumibilmente appartiene alla Formazione di Ranzano.

DHT - D2

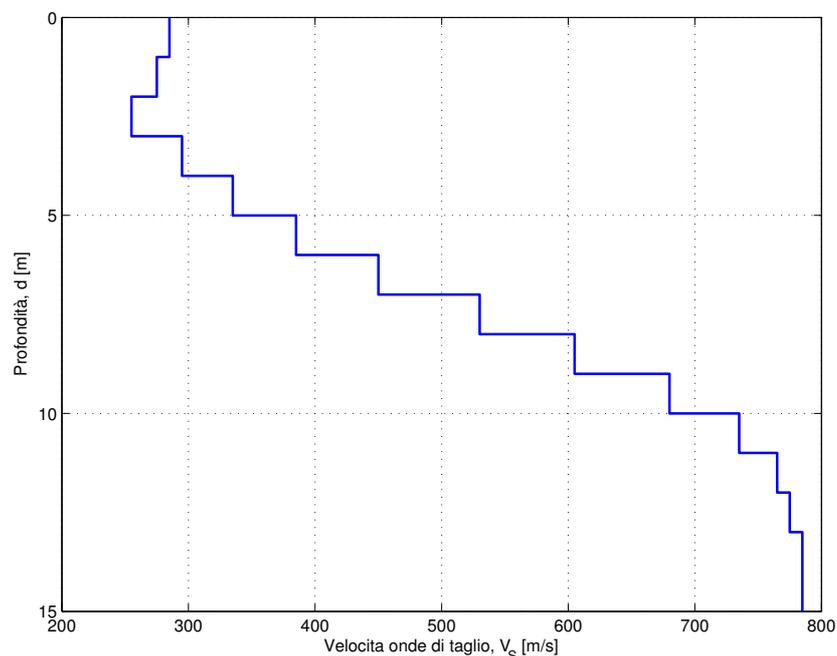


Figura 3.5.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova D2.

La prova identificata come D2 è stata eseguita in località Schiezzo. La massima profondità raggiunta corrisponde a 15m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ricavato da un sondaggio a distruzione) presenta tre maggiori intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	3.00	Argille con limo e sabbia
3.00	10.50	Argille con limo e sabbia con litici intercalati
10.50	15.00	Materiale litico con livelli argillosi intercalati

La curva V_S -Profondità evidenzia una discreta corrispondenza tra gli intervalli litologici e le velocità delle onde di taglio misurate. I tre intervalli litologici infatti, si contraddistinguono per tre diversi gradienti di velocità.

Il substrato in questo caso è parte della Formazione di Pantano.

DHT - D3

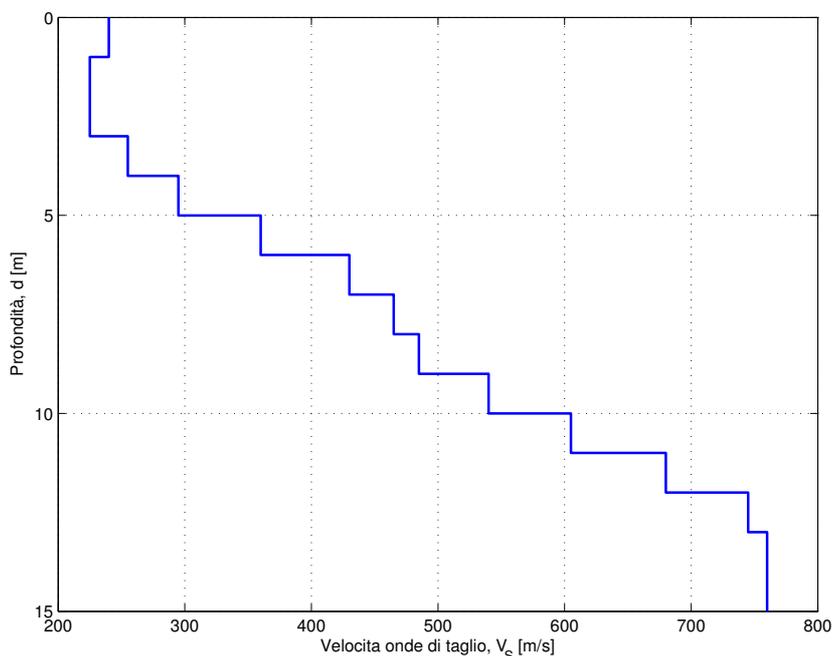


Figura 3.6.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova D3.

La prova identificata come D3 è stata eseguita in località Castelnovo nè Monti, nei pressi del Cimitero. La massima profondità raggiunta corrisponde a 15m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ricavato da un sondaggio a distruzione) presenta due soli intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	11.50	Argille con limo e sabbia
11.50	14.50	Argille con limo e sabbia con intercalati intervalli centimetrici di materiale litico

Non si osservano corrispondenze significative tra profilo litologico e profilo di velocità ad esclusione di un lieve cambio nel gradiente di velocità in corrispondenza del passaggio tra l'intervallo superficiale (depositi di geliflusso) e quello profondo (probabilmente ascrivibile al substrato, composto dalla Formazione di Ranzano)

DHT - D5

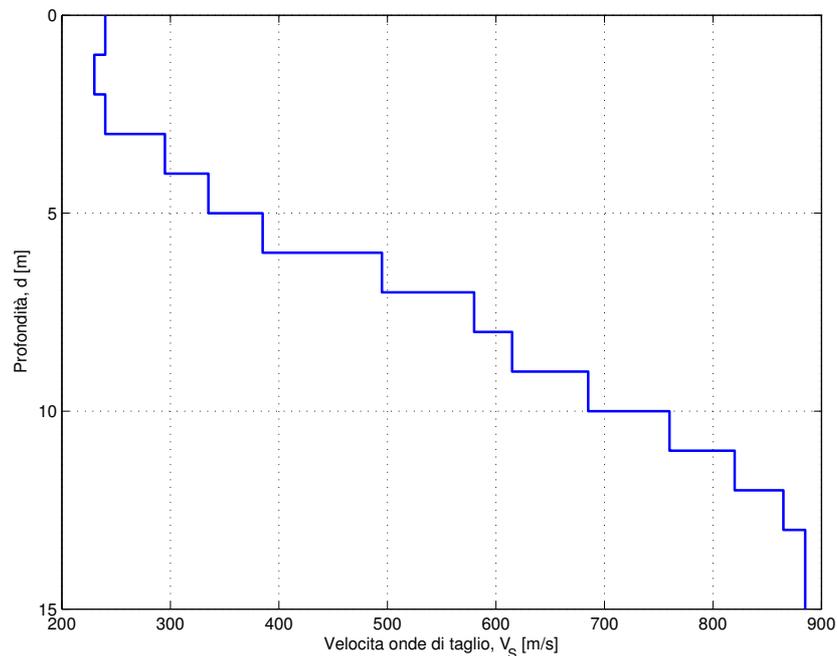


Figura 3.7.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova D5.

La prova identificata come D5 è stata eseguita in località Costa de' Grassi. La massima profondità raggiunta corrisponde a 15m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ricavato da un sondaggio a distruzione) presenta tre principali intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	5.00	Argille con limo e sabbia
5.00	7.00	Argille con limo e sabbia con intercalati intervalli centimetrici di materiale litico
7.00	15.00	?

Comparando profilo di velocità (vedi figura 3.7) e profilo litologico si notano alcune deboli corrispondenze. Il profilo di velocità mostra tre settori caratterizzati da diversi gradienti di velocità [s^{-1}]. Un primo intervallo superficiale, un secondo intervallo compreso tra 5/6 metri di profondità ed un terzo intervallo con superficie di tetto collocabile a circa 12/13 metri.

Il substrato in questo caso appartiene al Flysch di Monte Cassio.

DHT - D6

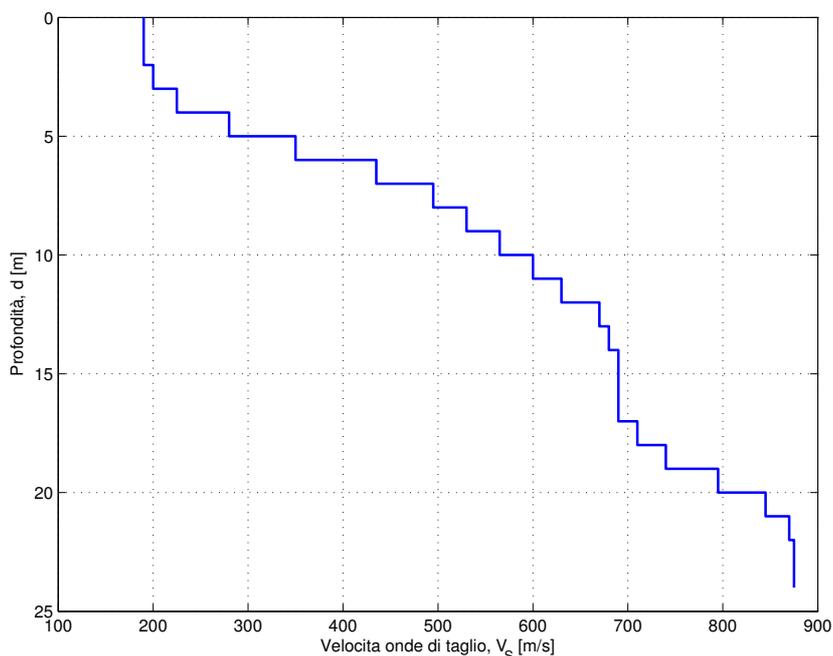


Figura 3.8.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova D6.

La prova identificata come D6 è stata eseguita in località Bondolo. La massima profondità raggiunta corrisponde a 24m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ricavato da un sondaggio a distruzione) contiene due intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	4.00	Alternanze irregolari di argille con limo e sabbia con livelli di materiale litico (spessore da centimetrico a decimetrico)
4.00	24.00	Alternanze irregolari di argille con limo e sabbia con livelli di materiale litico (spessore da centimetrico a decimetrico). Si osserva un progressivo aumento della frazione litoide con l'aumento della profondità

Il profilo di velocità rivela la presenza di cinque principali intervalli, il più profondo dei quali attribuibile al substrato (Formazione di Ranzano o Flysch di Monte Cassio o Argille varicolori di Grizzana Morandi).

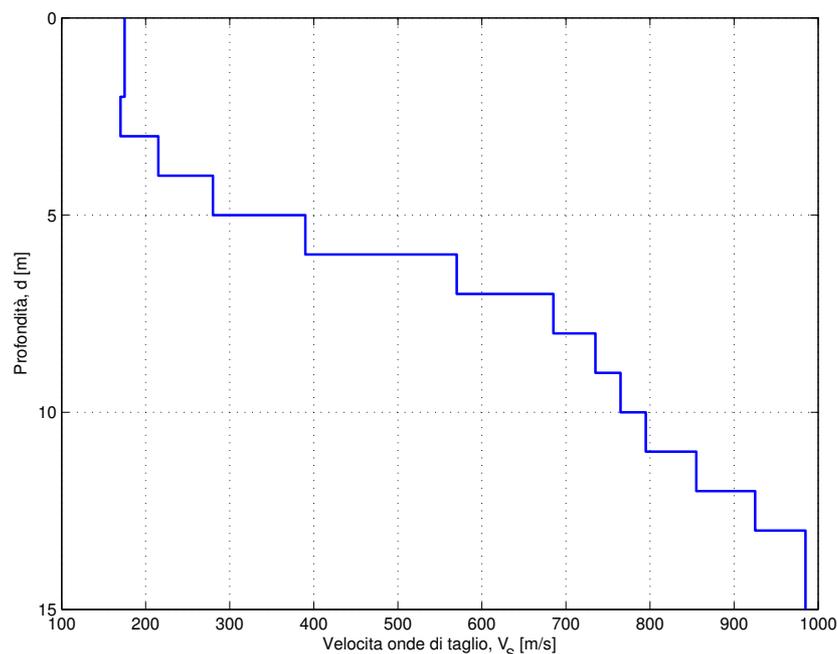
DHT S106

Figura 3.9.: Profilo di velocità (onde di taglio) ricavato con la tecnica down hole: prova S106.

La prova identificata come S106 è stata eseguita in località Croce lungo la strada che collega questa frazione a Castelnovo. La massima profondità raggiunta corrisponde a 15m.

Profilo litologico Il profilo litologico presenta i seguenti intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	1.10	Argilla limosa con inclusi calcarenitici
1.10	1.50	Livello sabbioso
1.50	3.80	Argilla limosa con inclusi litici
3.80	16.6	Marne con livelli argillitici a minor consistenza
16.6	17.8	Marne con un sottile livello calcarenitico

Non si osservano corrispondenze significative tra profilo litologico e profilo di velocità. Il salto di velocità più marcato (collocato a circa sei metri di profondità) avviene nel livello marnoso.

I depositi superficiali attraverso cui è stato eseguito il down-hole sono depositi colluviali olocenici; il substrato corrisponde alla Formazione di Ranzano.

DHT S206

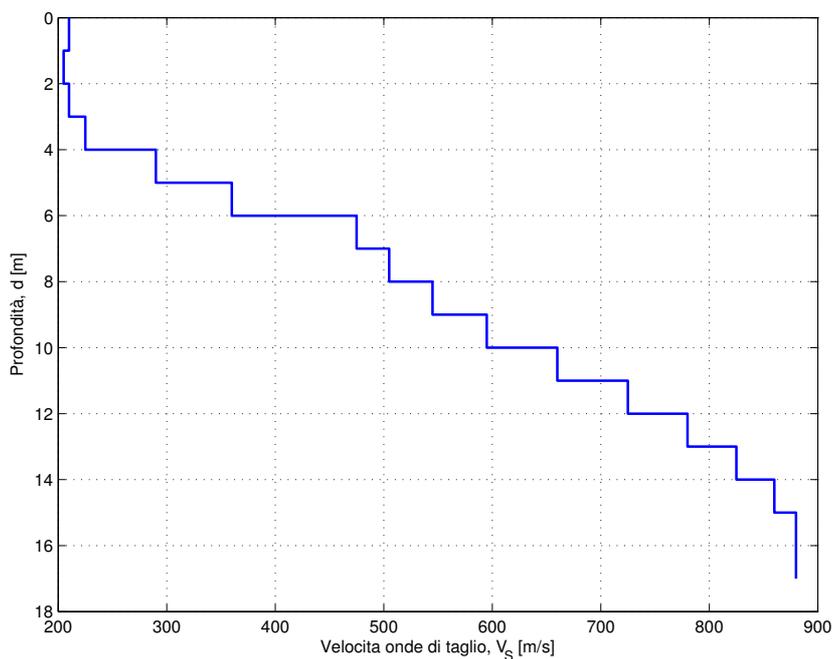


Figura 3.10.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova S206.

La prova identificata come S206 è stata eseguita in località Croce. La massima profondità raggiunta corrisponde a 18m.

Profilo litologico I depositi affioranti vengono definiti nella carta geologica come materiale appartenente ad una frana di colata quiescente/attiva. Il profilo litologico contiene i seguenti intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
1.00	2.50	Limi argillosi con inclusioni poligeniche
2.50	7.50	Argille limose di media consistenza con inclusioni poligeniche di dimensioni variabili (diametro inferiore a 5-6 cm)
7.50	9.00	Ciottoli a ghiaie marnose
9.00	12.10	Argille limose con inclusi litici marnosi ed arenacei
12.10	20.00	Argille limose
20.00	25.00	Alternanza di argilla limosa con limo e livello sabbiosi.

Il salto che si osserva nel profilo di velocità (figura 3.10) a circa 6m di profondità corrisponde al passaggio tra le argille superficiali ed il livello ghiaioso. Il gradiente di velocità entro il livelli marnosi mostra un valore costante (circa 50m/s ogni metro) fino a stabilizzarsi su valori di V_S pari a circa 10-12 metri di profondità.

DHT S306

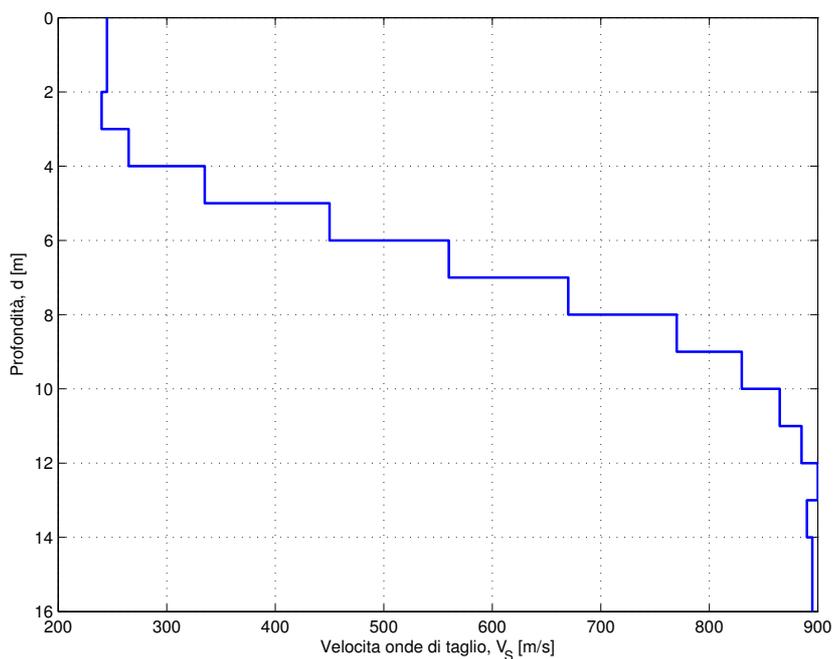


Figura 3.11.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova S306.

La prova identificata come S306 è stata eseguita in località Croce. La massima profondità raggiunta corrisponde a 16m.

Profilo litologico Il profilo litologico presenta i seguenti intervalli:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	0.50	Terreno vegetale
0.50	1.00	Limo argilloso
1.00	1.50	Argilla limosa con concrezioni calcaree
1.50	2.00	Alternanze di limo argilloso, limo sabbioso e argille limose
2.00	2.50	Limo sabbioso
☞ campione		
3.00	3.50	Ghiaia e ciottoli marnosi
3.30	18.3	Marna con sottili livelli calcarenitici ad una profondità di circa 16.5m

3. *Analisi degli effetti di sito*

Non si osservano corrispondenze rilevanti tra profilo litologico e profilo di velocità. Substrato composto dalla Formazione di Ranzano.

Confronto tra i profili delle prove DHT S106, S206 ed S306

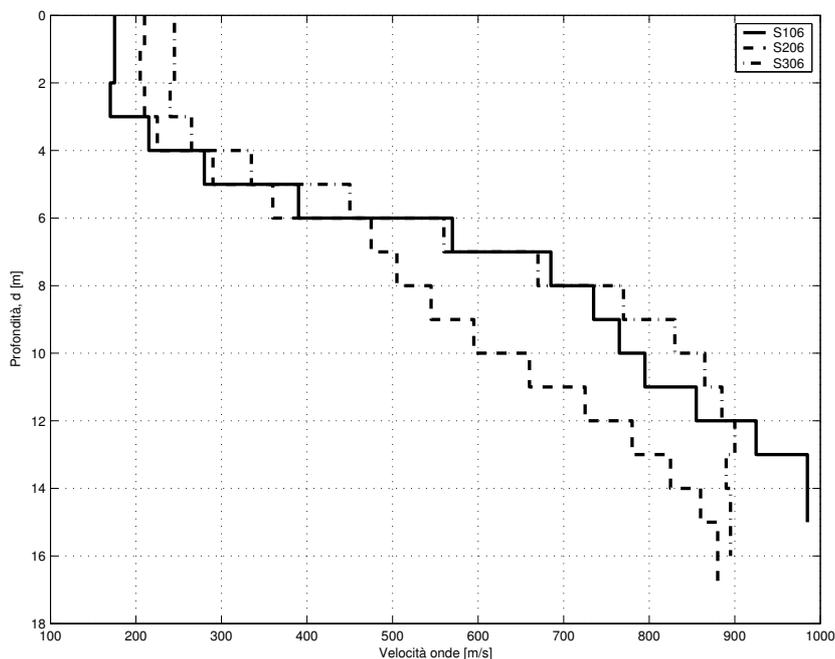


Figura 3.12.: Profili di velocità delle onde di taglio per i down holes: S106, S206 e S306.

La figura 3.12 riporta i profili di velocità per le prove geofisiche effettuate in località Croce. Le tre prove sono state eseguite a meno di 200 metri di distanza l'una dall'altra. I sondaggi S206 e S306 hanno quote piano campagna uguali (circa 687m) mentre il sondaggio S106 è stato perforato a partire da una quota di 670m.

Osservando figura 3.12 si nota come i profili seguano un andamento abbastanza simile. La prova S206 è quella che complessivamente mostra le maggiori differenze presentando valori leggermente inferiori alle altre prove.

CHT - S3

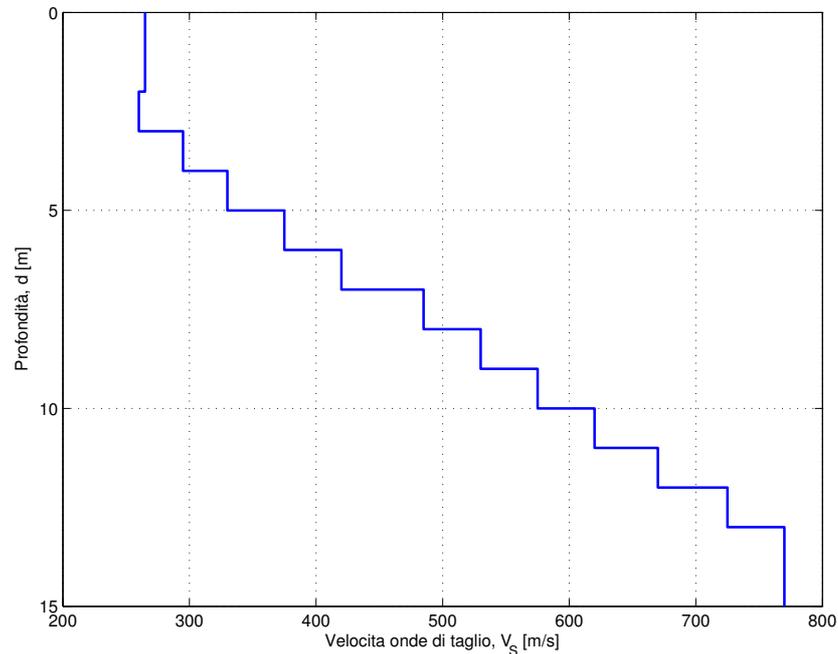


Figura 3.13.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica down hole: prova s3.

La prova identificata come S3 è stata eseguita in località Campolungo. La massima profondità raggiunta corrisponde a 15m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ottenuto da un sondaggio a carotaggio continuo) presenta due soli intervalli (falda a 8m):

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	4.40	Argilla a tratti da limosa a debolmente limosa con litici eterometrici (consistente)
4.40	15.00	Argilla a tratti debolmente limosa a tratti debolmente sabbiosa con litici eterometrici (molto consistente)

Il confronto tra il profilo litologico e quello della velocità delle onde di taglio evidenzia una corrispondenza tra la posizione del contatto tra lo strato più superficiale, composto da depositi di geliflusso, ed il substrato attribuito al Flysch di Monte Cassio o alle argille varicolori di Cassio (Dominio Ligure).

RMT 1

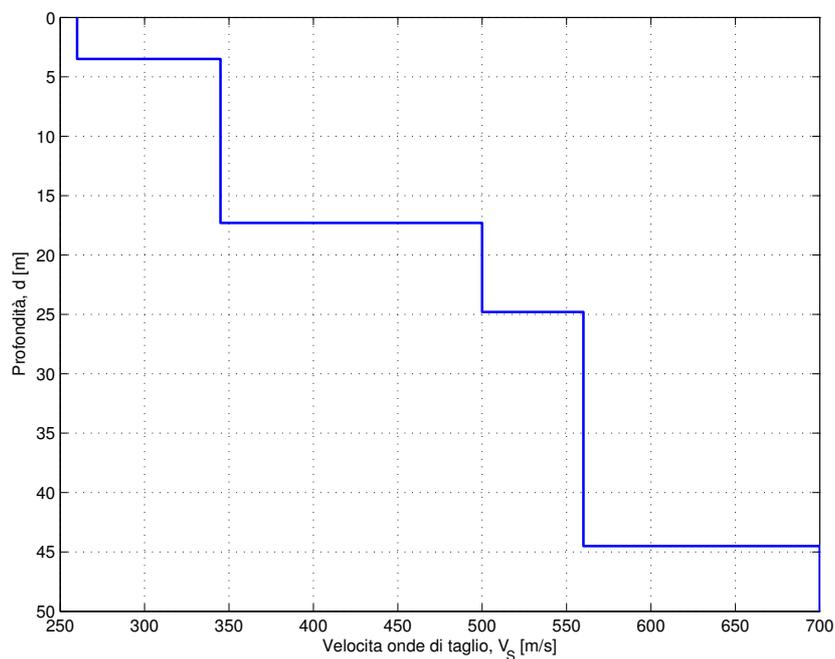


Figura 3.14.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica della rifrazione di microtremiti: prova RM1.

La prova identificata come RMT 1 è stata eseguita in corrispondenza della prova CHT S1D1, a Castelnovo ne' Monti. Questa prova contiene informazioni importanti circa la caratterizzazione del comportamento dinamico delle formazioni del substrato ed in particolare della formazione delle Marne di Antognola. Il valore di $V_{S,30}$ calcolato è 385m/s.

Profilo litologico Per indicazioni sul profilo litologico si rimanda a pagina 27

RMT 2

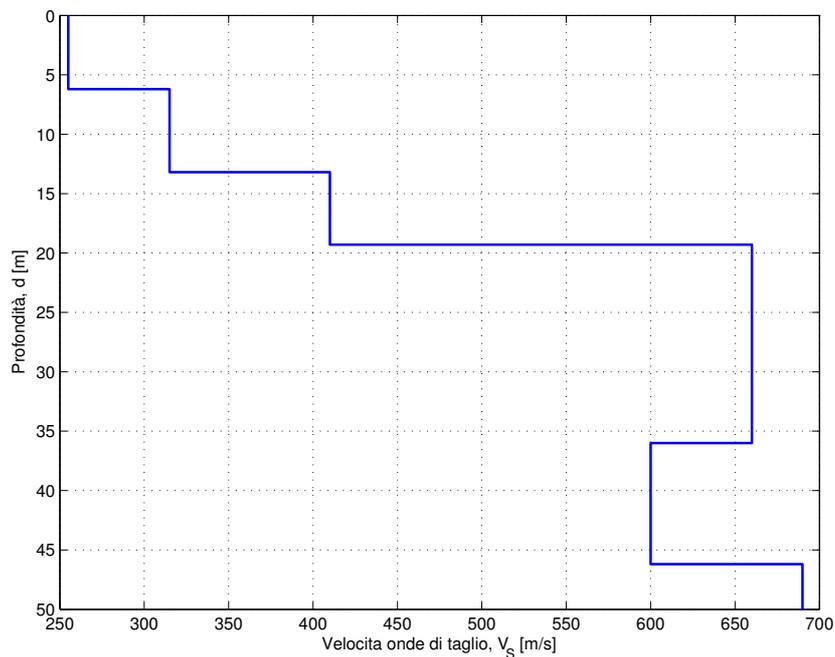


Figura 3.15.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica della rifrazione di microtremori: prova RMT 2.

La prova identificata come RMT 2 è stata eseguita nell'abitato di Castelnuovo. Il valore di $V_{S,30}$ calcolato è 386m/s.

Profilo litologico Non si hanno informazioni di dettaglio relative al profilo litologico indagato dalla prova in esame.

RMT 3

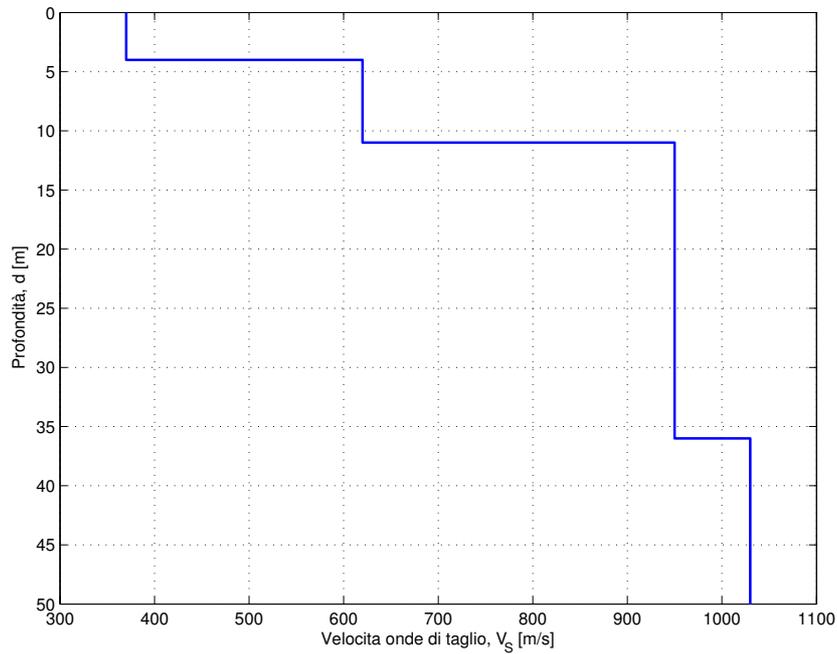


Figura 3.16.: Profilo di velocità delle onde di taglio ricavato con la tecnica della rifrazione di microtremori: prova RM3.

La prova identificata come RMT 3 è stata eseguita nell'abitato di Castelnovo. Il valore di $V_{S,30}$ calcolato è 712m/s.

Profilo litologico Non si hanno informazioni relative al profilo litologico investigato dalla prova in esame.

Il substrato è composto da materiali della Formazione di Ranzano.

Confronto tra i profili ottenuti dalla rifrazione di microtremori

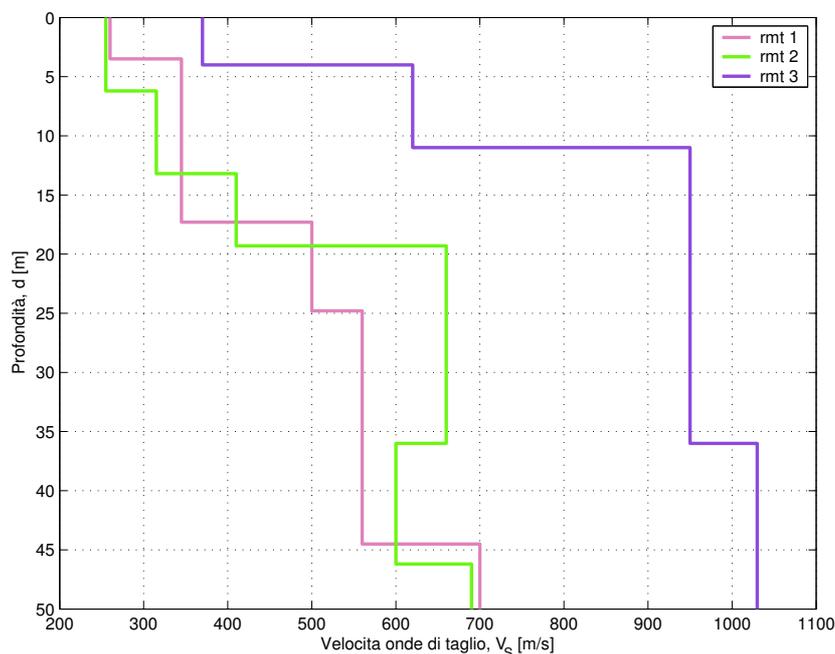


Figura 3.17.: Profili di velocità delle onde di taglio per i le prove di rifrazione con microtremori.

Le tre prove di rifrazione di microtremore sono state eseguite tutte nell'intorno del paese di Castelnuovo.

Per le tre prove, malgrado l'assenza di sondaggi profondi, è possibile ricostruire un profilo di massima sulla base delle informazioni geologiche a disposizione.

Nel caso della prova RM1 si individua un primo intervallo composto da depositi eluvio-colluviali dello spessore di circa 15 metri al di sotto del quale è posto il substrato composto da materiali delle Formazioni delle Marne di Antognola e di Contignaco. Nella prova RM2 il profilo litologico evidenzia un intervallo profondo composto da Arenarie di Ranzano sovrastato dalla formazione delle Marne di Antognola a cui si sovrappongono depositi superficiali recenti con uno spessore dell'ordine di dieci metri.

Infine, la prova RM3 mette in luce la presenza di un substrato competente a profondità relativamente basse (circa 10m). Tale substrato si suppone costituito dalla formazione di Ranzano ed appare sovrastato da un banco decamentrico di materiale meno competente (V_s compresa tra 380 e 600m/s).

Confronto tra i profili di velocità ottenuti da prove CHT e DHT (effettuate dalla Società SGG)

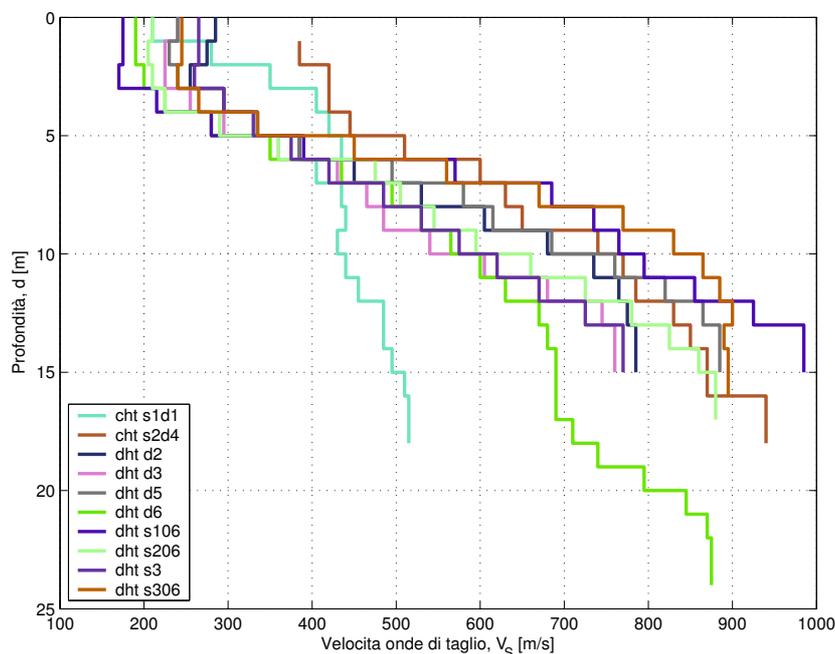


Figura 3.18.: Profili di velocità delle onde di taglio per tutti i profili eseguiti dalla società SGG.

La figura 3.18 rappresenta i profili di velocità delle onde di taglio per tutte le prove down-hole e cross-hole effettuate dalla società SGG.

Le curve velocità-profondità mostrano nel complesso un andamento simile. Il profilo della prova cross-hole S1D1 è quello che più si discosta dal trend generale, evidenziando un gradiente (inteso come la variazione della velocità di propagazione delle onde di taglio per unità di profondità) inferiore. Tale differenza può essere giustificata dalla particolare collocazione del profilo in oggetto, eseguito in materiali composti per la parte superficiale da depositi eluvio-colluviali e da più profondi materiali mediamente consistenti appartenenti alla formazione delle marne di Antognola.

In linea generale, i dati in nostro possesso dimostrano per i depositi superficiali valori delle velocità delle onde di taglio abbastanza bassi ed un gradiente ΔV_S /profondità abbastanza costante (si veda a tal proposito la figura 3.18). L'origine deposizionale non sembra essere un fattore importante nella definizione della velocità di propagazione delle onde S all'interno dei depositi più superficiali. Al contrario, la presenza di banchi di marne della formazione di Antognola determina un approfondimento del tetto del bedrock sismico. Questo aspetto dovrà essere attentamente considerato nella valutazione della risposta sismica al sito.

3.2.2. Altre prove DHT disponibili

DHT - O1

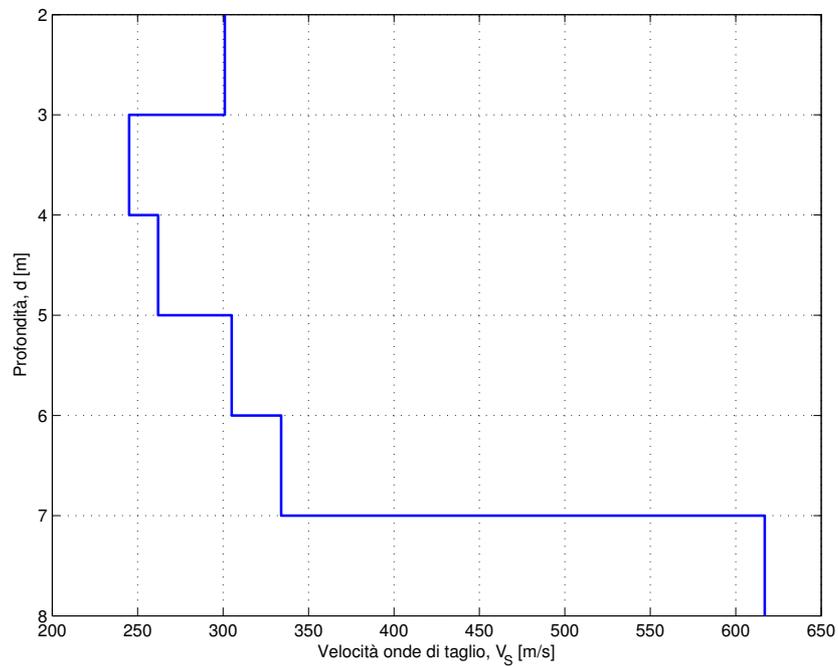


Figura 3.19.: Profilo di velocità delle onde di taglio misurato con la tecnica down hole: prova O1.

La prova down-hole identificata come O1 è stata eseguita in Castelnovo nè Monti nell'area del Macello (Rif. relazione geologica B - Sondaggio S1). La massima profondità raggiunta corrisponde a 8m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ottenuto da un sondaggio a carotaggio continuo a secco) corrisponde a:

0.00	0.30	Frammenti litoidi
0.30	0.70	Argilla limosa con frammenti calcarei, marnosi ed ofiolitici
0.70	0.90	arenaria poco cementata
0.90	1.10	argilla limosa con frammenti pelitici
1.10	1.50	argilla limosa debolmente marnosa
☞ campione indisturbato		
1.50	1.70	argilla limosa
2.05	2.80	argilla debolmente limosa, debolmente marnosa
2.80	4.50	argilla debolmente marnosa
☞ campione indisturbato		
4.85	5.00	arenaria poco cementata
5.00	5.35	argilla limosa debolemente marnosa
5.25	5.45	sabbia
5.45	6.00	argilla limosa debolmente marnosa
☞ campione indisturbato		
6.20	8.00	argilla limosa debolmente marnosa con frammenti pelitici e livelli finissimi di peliti e arenarie

Il substrato corrisponde alla Formazione di Ranzano.

DHT - O2

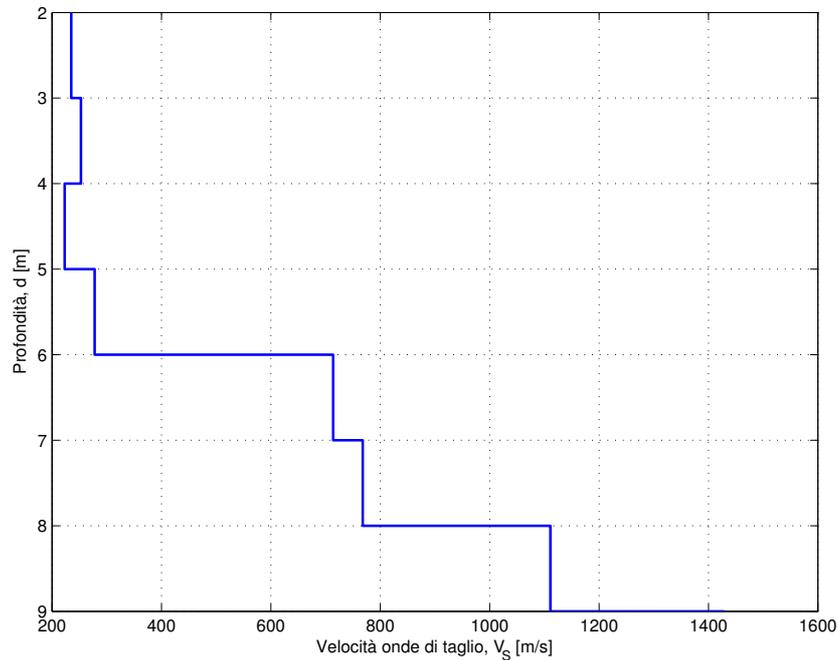


Figura 3.20.: Profilo di velocità delle onde di taglio misurato con la tecnica down hole: prova O2.

La prova down-hole identificata come O2 è stata eseguita in Castelnuovo nè Monti nell'area del Macello (Rif. relazione geologica B - Sondaggio S5). La massima profondità raggiunta corrisponde a 7.5m.

Profilo litologico Il profilo litologico (ottenuto da un sondaggio a carotaggio continuo a secco) corrisponde a:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	0.80	materiale di riporto (I strato: ghiaia con matrice limoso-argillosa; II strato: argilla limosa con ghiaia e laterizi)

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.80	2.70	limo argilloso
☞		campione indisturbato
2.95	3.50	limo argilloso
3.50	4.00	alternanza di livelli decimetrici di peliti
4.00	4.50	pelite
☞		campione indisturbato
4.60	7.50	pelite con noduli calcarei e livelli di arenarie finissime

Il substrato corrisponde alla Formazione di Ranzano.

DHT - O3

La prova down-hole O3 è stata eseguita in Castelnovo nè Monti a NNE del Monte Bagnolo (Rif. relazione geologica E). La massima profondità raggiunta corrisponde a 25m.

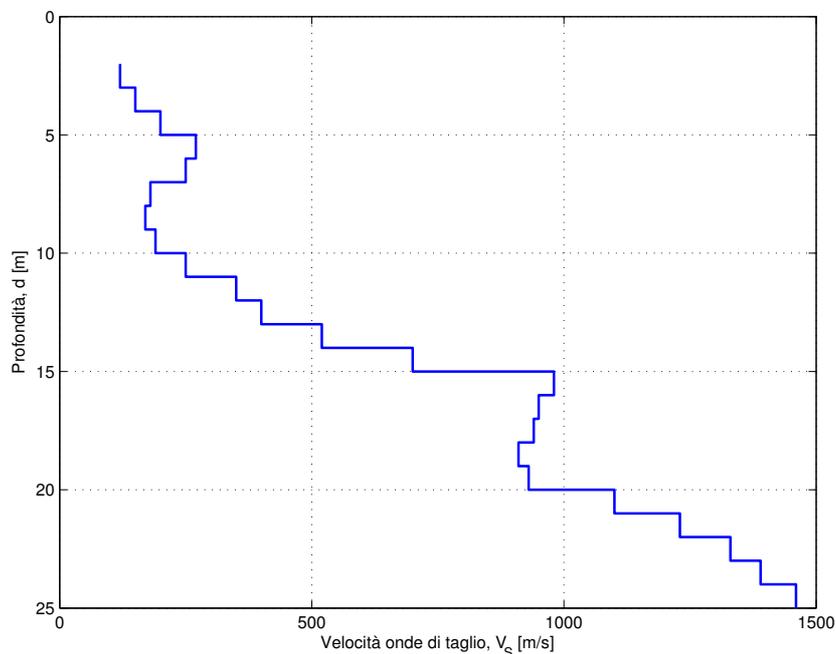


Figura 3.21.: Profilo di velocità delle onde di taglio misurato con la tecnica down hole: prova O3.

Profilo litologico Il profilo litologico corrisponde a:

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
0.00	0.60	terreno limoso sabbioso
0.80	1.00	livello limoso sabbioso con clasti millimetrici
1.00	2.80	limo argilloso con livello di limo o limo-sabbioso e rari clasti di dimensioni millimetriche
2.80	4.00	argilla limosa con rari clasti
4.00	4.80	argilla limosa con clasti millimetrici sparsi

Quota (m)		Litologia
Tetto	Letto	
4.80	5.40	pelite con noduli calcarei e livelli di arenarie finissime
☞ campione		
5.40	6.80	argilla, argilla limosa
6.80	8.40	limo, limo argilloso
8.40	9.00	argilla leggermente limosa con concrezioni calcaree
9.00	10.00	argilla limosa, limo argilloso molto consistente
10.00	11.40	argilla limosa, limo argilloso con clasti marnosi
11.40	16.40	marne
16.40	17.00	marne calcaree intensamente fratturate
17.00	21.40	alternanza di marne, marne calcaree e calcare marnoso
21.40	25.00	calcare marnoso

3.3. Metodologia per il calcolo degli effetti di sito

La metodologia adottata per il calcolo degli effetti di sito impiega un modello numerico che simula la propagazione verticale di onde SH attraverso strati piano paralleli omogenei ed isotropi a partire da un bedrock posto alla base del profilo stratigrafico.

Nella presente analisi il comportamento reologico dei materiali è stato considerato di tipo viscoelastico puro. Nel caso in cui è stata valutata l'influenza di un comportamento dei terreni di tipo non lineare, tale comportamento è stato modellato con una procedura definita lineare-equivalente che ricorsivamente adatta le caratteristiche del materiale (modulo di taglio e smorzamento) ai valori di deformazione calcolati all'interno di ogni strato.

3.3.1. Definizione dei profili di velocità

Ogni profilo analizzato è stato descritto come un insieme discreto di intervalli; l'unione dei loro spessori copre l'intera distanza posta tra la superficie topografica e il tetto del bedrock. L'identificazione degli intervalli impiegati per la modellazione è stata completata impiegando i dati delle prove geofisiche down- e cross-hole integrati con informazioni provenienti da prove di rifrazione con microtremori e con le informazioni geologiche.

3.4. Risultati

3.4.1. Sintesi

La parte superiore della figura 3.22 contiene quattordici spettri di risposta; ognuno di questi spettri è stato calcolato mediando i 37 spettri ottenuti per ogni profilo stratigrafico impiegando vari segnali di riferimento. Con linee tratteggiate colorate vengono distinti gli spettri di risposta ottenuti impiegando i profili misurati con la rifrazione di microtremori ed il profilo, denominato S1Dm, ottenuto combinando le informazioni del cross-hole CHTS1D1 e della prova RM1. La parte inferiore della stessa figura è stata calcolata mediando solo gli spettri di risposta calcolati utilizzando segnali di input reali. Entrambi i pannelli di figura 3.22 mostrano inoltre lo spettro di risposta equiprobabilistico PE10%50yr e ξ del 5% (disegnato con linee tratteggiate nere) ottenuto impiegando la relazione di attenuazione di Ambraseys et al. [1996].

La figura 3.23 rappresenta il rapporto tra gli spettri medi contenuti in figura 3.22 e lo spettro di risposta a probabilità uniforme (con un periodo di ritorno RP di 474 anni e uno smorzamento ξ pari al 5%).

Le due figure sopra descritte costituiscono nel complesso una sintesi dei risultati della analisi della pericolosità sismica a scala locale, ovvero comprensiva delle amplificazioni del moto date dall'assetto geologico locale. La prima figura esprime valori di pericolosità assoluti mentre la seconda evi-

denzia l'intervallo di periodi entro cui è ragionevole attendersi fenomeni di amplificazione.

Per i motivi già evidenziati in precedenza (si veda pagina 16) si ritiene comunque più prudente considerare quale riferimento i risultati ottenuti dalle sole analisi che hanno utilizzato accelerogrammi reali.

Dall'osservazione delle figure 3.22 e 3.23 in sintesi emerge (in questo caso si fa riferimento ai risultati ottenuti con i soli accelerogrammi di input selezionati dalla banca dati accelerometrica):

- una banda ristretta di periodi (tra 0.1 e 0.3s) in cui il moto viene amplificato per tutti i profili analizzati (il riferimento è lo spettro di risposta a probabilità uniforme, $\xi=5\%$, periodo di ritorno di 474 anni, ovvero la linea tratteggiata nera). In termini assoluti i valori dell'accelerazione spettrale massimi raggiunti sono di poco superiori all'accelerazione di gravità (circa 1.2g). I fattori di amplificazione mostrano valori attorno a 3 per periodi nell'intorno di 0.1s, mentre per la PGA non superano un valore di 2.0;
- una banda di amplificazione molto ampia per i profili S1Dm, RM1 ed RM2. I fattori di amplificazione in questo caso sono inferiori a 3.0 per 0.1 secondi e diminuiscono gradualmente all'aumentare del periodo.

I profili di velocità ottenuti con la tecnica della rifrazione di microtremore RM1 e RM2, eseguiti in aree con un substrato in parte composto dalle marne di Antognola, sono quelli con la banda di amplificazione più ampia e con un picco di amplificazione principale traslato verso periodi superiori (il picco di amplificazione principale si osserva in corrispondenza di periodi di 0.2s).

Nelle pagine successive vengono riportati i risultati delle analisi di amplificazione per tutte le prove considerate nel presente studio.

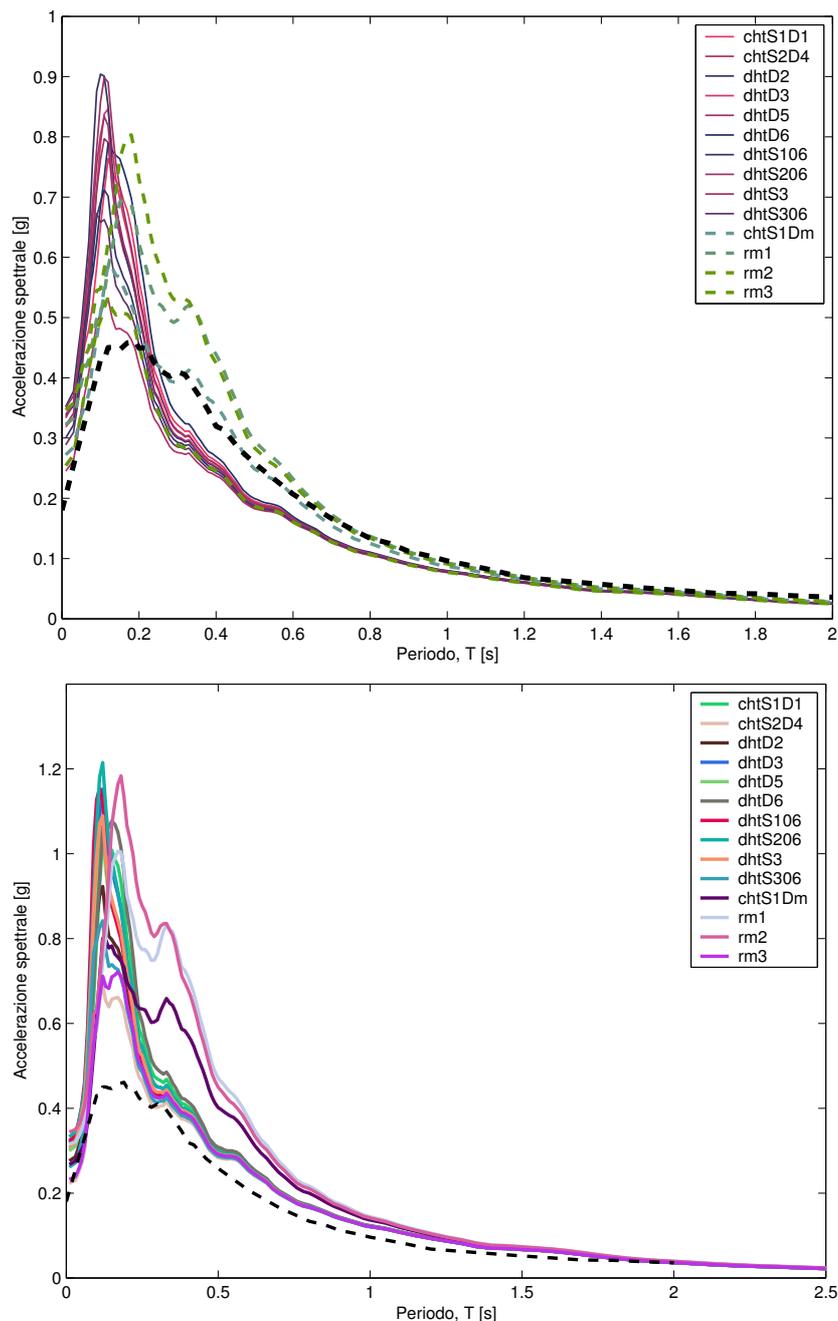


Figura 3.22.: (Sopra) Spettri di risposta medi ottenuti considerando sia segnali di input reali sia segnali di input generati stocasticamente. La linea tratteggiata nera rappresenta lo spettro di risposta equiprobabilistico (RP=474anni, $\xi=5\%$) ottenuto con la relazione di Ambraseys et al. [1996]. (Sotto) Spettri di risposta medi ottenuti considerando segnali di input reali. La linea tratteggiata nera rappresenta lo spettro di risposta equiprobabilistico (RP=474anni, $\xi=5\%$) ottenuto con la relazione di Ambraseys et al. [1996]

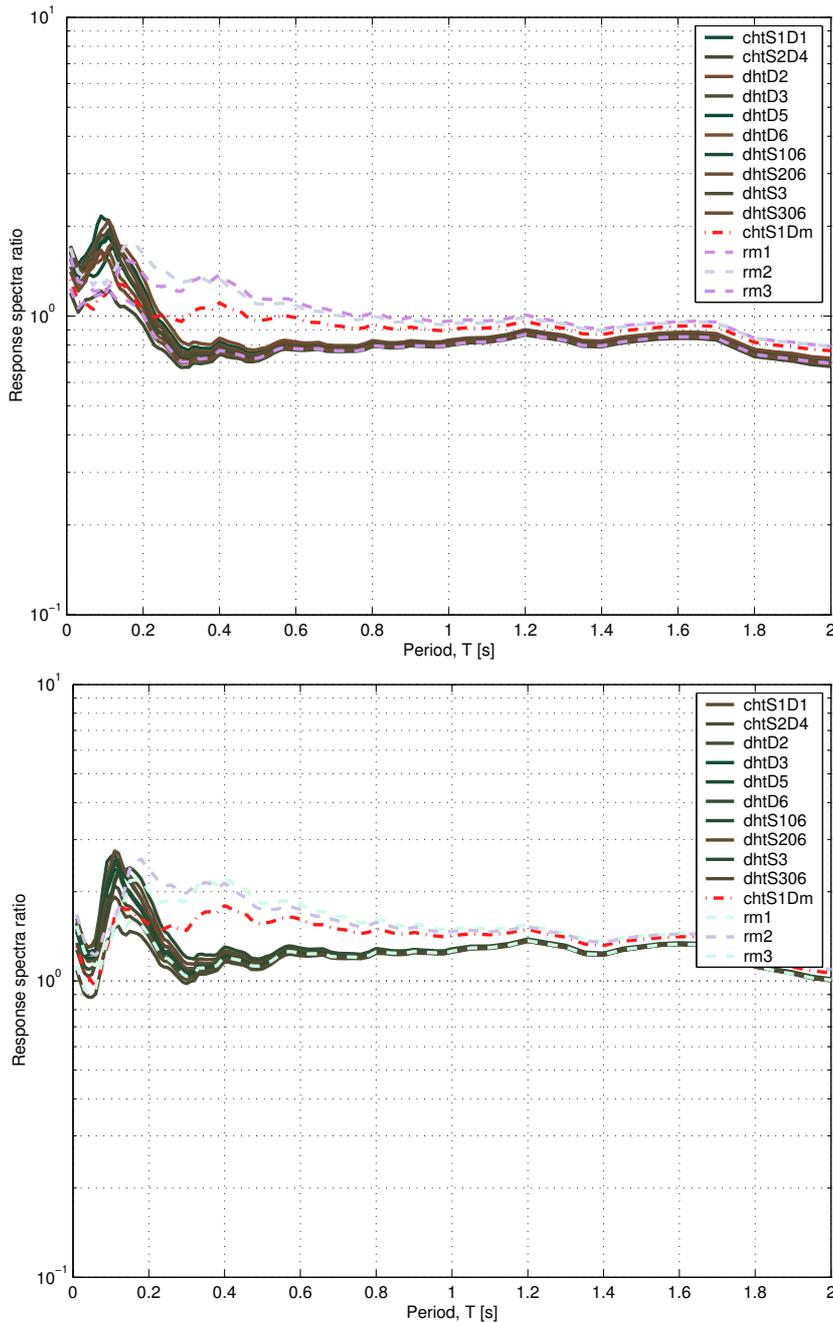


Figura 3.23.: (Sopra) Rapporti tra spettri di risposta: ogni linea rappresenta il rapporto tra lo spettro medio calcolato per ogni profilo e lo spettro di risposta a probabilità uniforme (RP=474anni, $\xi=5\%$) ottenuto con la relazione di Ambraseys et al. [1996]. (Sotto) Come figura sopra ma lo spettro medio in questo caso è stato calcolato considerando solo gli spettri di risposta di accelerogrammi reali.

3.4.2. Castelnovo ne' Monti

Le informazioni utilizzate per l'analisi della risposta sismica locale nell'abitato di Castelnovo ne' Monti si riferiscono alle prove:

- CHT S1D1;
- DHT D3;
- RM1;
- RM2;
- RM3.

L'abitato di Castelnovo è la località con le maggiori variazioni nell'amplificazione del moto. Ciò dipende dalla maggiore estensione dell'area investigata, se raffrontata alle restanti località indagate e soprattutto dalla variabilità litologica data dall'alternarsi, anche nel substrato, di formazioni con caratteristiche meccaniche diverse.

La figura 3.24 illustra le curve di amplificazione calcolate per quattro dei cinque profili di velocità sopra elencati. Le analisi svolte sui profili delle prove CHTS1D1, RM1 e RM2 forniscono risultati abbastanza simili (nota: le prove CHTS1D1 e RM1, effettuate nello stesso punto per avere una taratura delle prove di rifrazione di microtremore, danno informazioni complementari sul profilo di velocità, informazioni che sono state sintetizzate nel profilo CHTS1Dm).

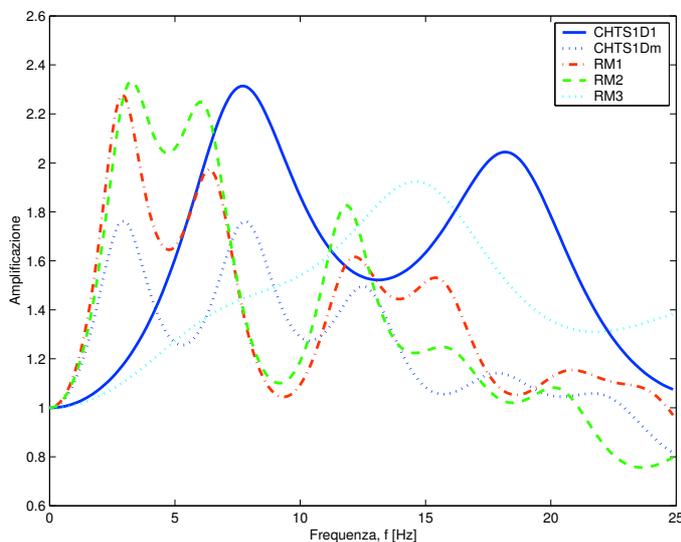


Figura 3.24.: Curve di amplificazione ottenute per i profili CHTS1D1, CHTS1Dm, RM1, RM2 e RM3.

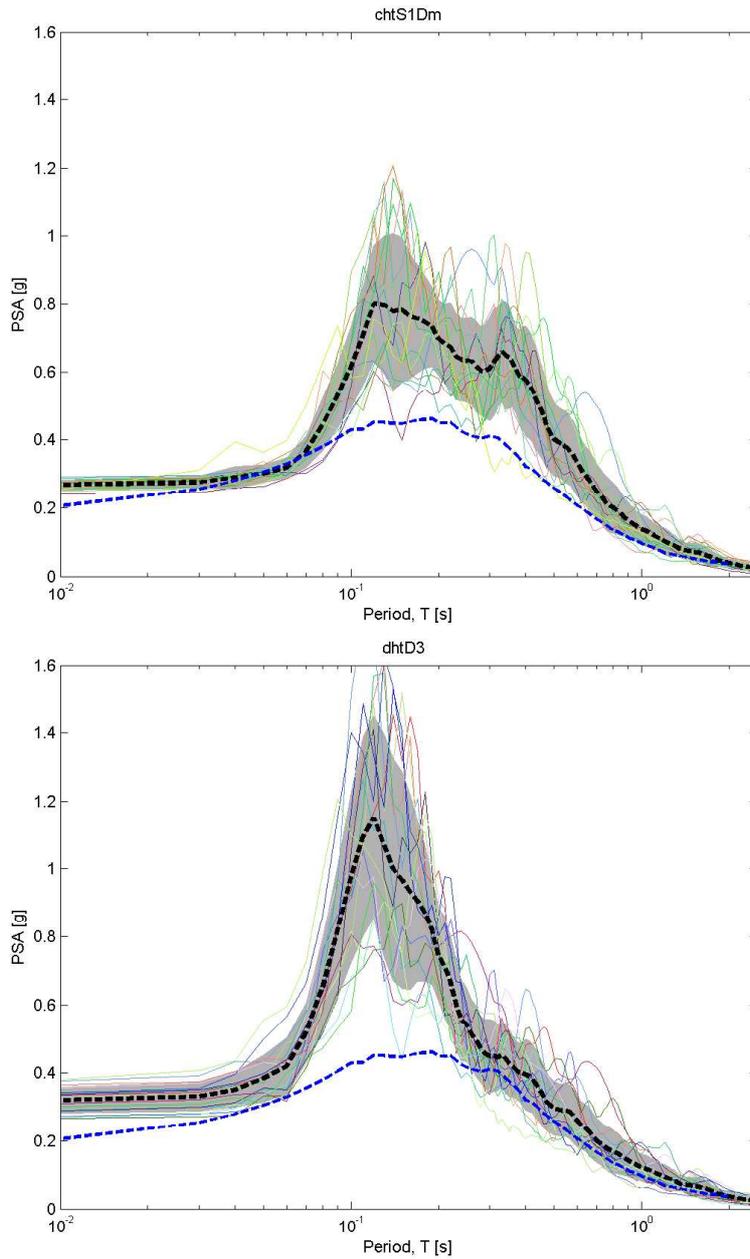


Figura 3.25.: (sopra) Spettri di risposta per il CHT S1Dm e (sotto) spettri di risposta per il DHT D3. In ogni pannello la linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. L'area colorata in grigio corrisponde all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

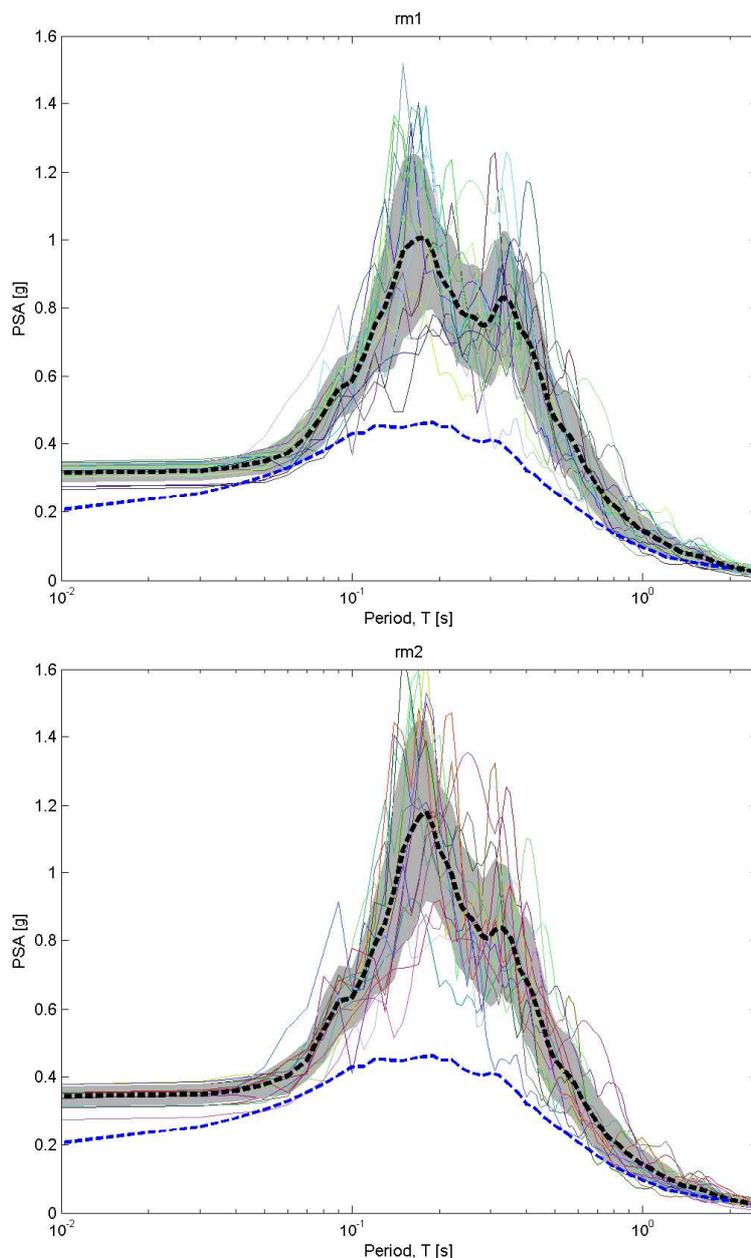


Figura 3.26.: (sopra) Spettri di risposta ottenuti in corrispondenza delle prove RM1 (sopra) e RM2 (sotto). In ogni pannello la linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. L'area colorata in grigio corrisponde all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

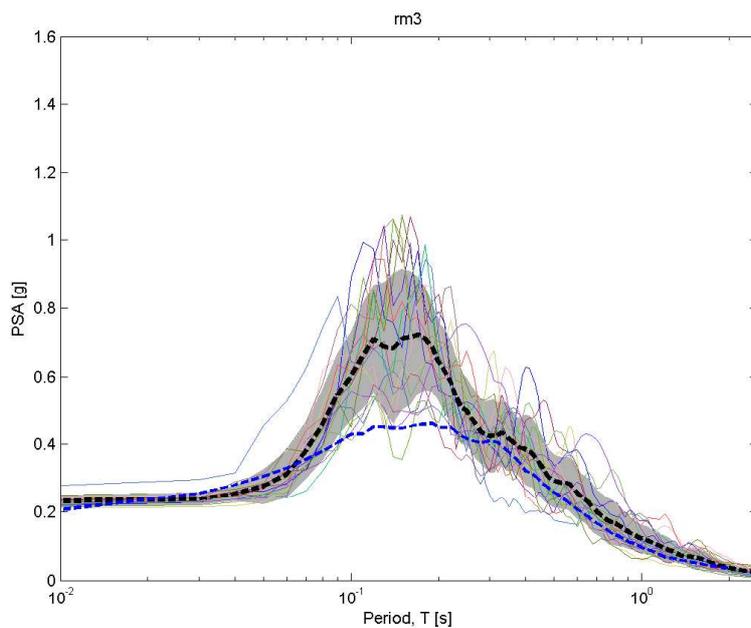


Figura 3.27.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova RM3. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. L'area colorata in grigio corrisponde all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

3.4.3. Bondolo

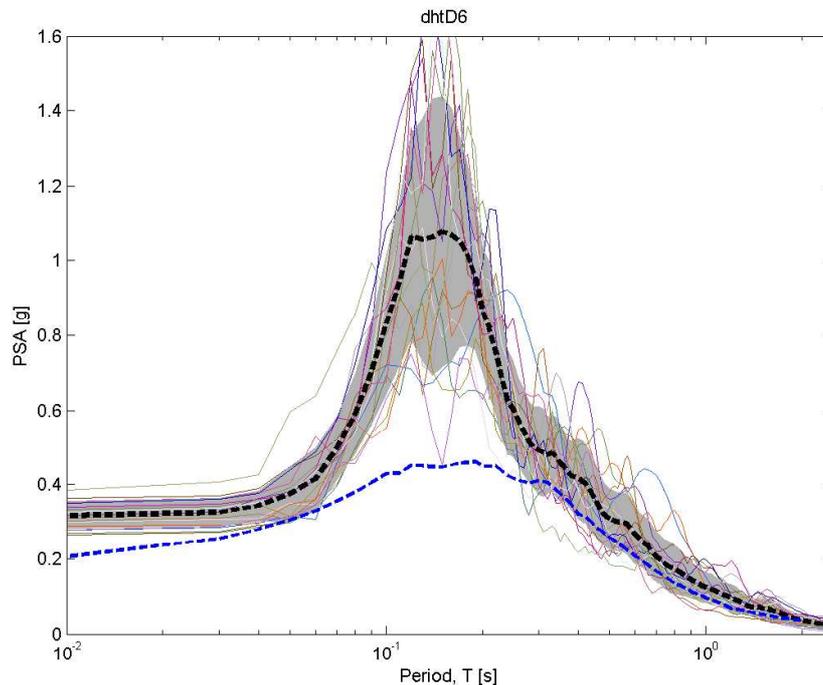


Figura 3.28.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova DHT D6, effettuata a Bondolo. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

L'analisi della risposta sismica locale a Bondolo evidenzia una banda di amplificazione concentrata nei bassi periodi; i fattori di amplificazione per $T=0.15s$ sono mediamente pari a 2.75.

3.4.4. Campolungo

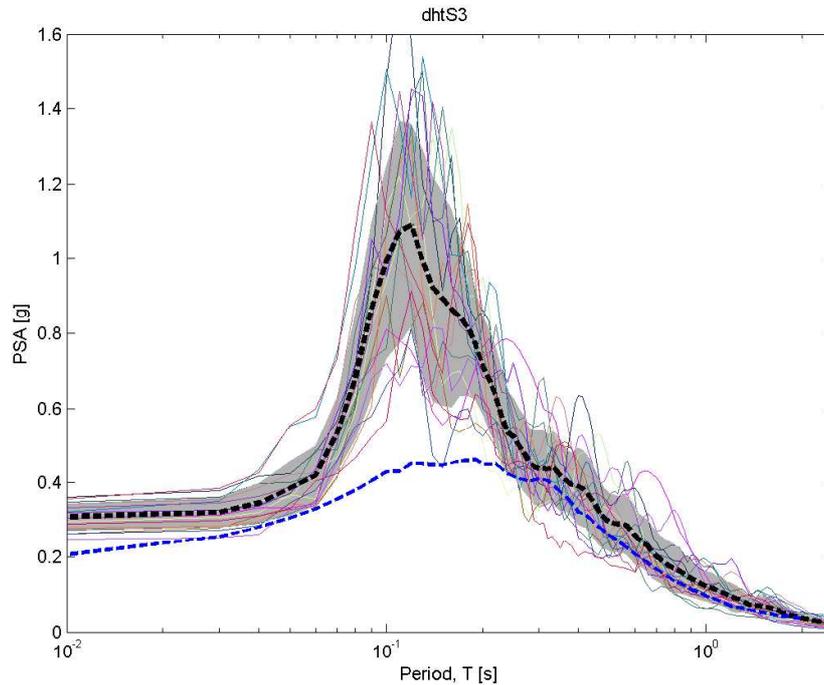


Figura 3.29.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova DHT S3 a Campolungo. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

Le amplificazioni ottenute per la frazione di Campolungo, sono simili a quelle calcolate per Bondolo. I fattori di amplificazione maggiori si osservano per periodi inferiori a 0.1s con valori medi inferiori a tre.

3.4.5. Casale

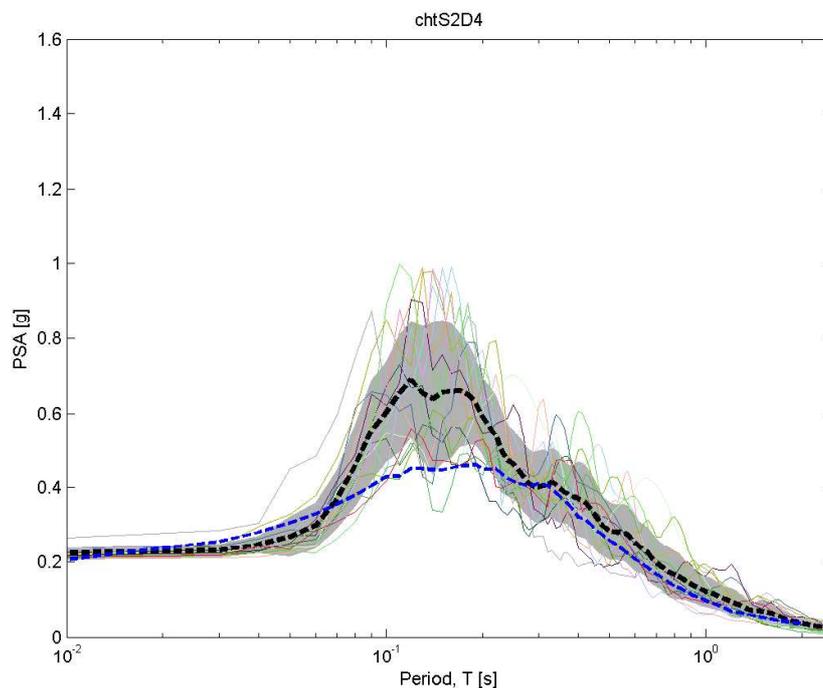


Figura 3.30.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova CHT S2D4 effettuata a Casale. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

I risultati dell'analisi degli effetti di sito mostrano effetti di amplificazione estremamente contenuti per periodi inferiori a circa 0.15s.

3.4.6. Costa de Grassi

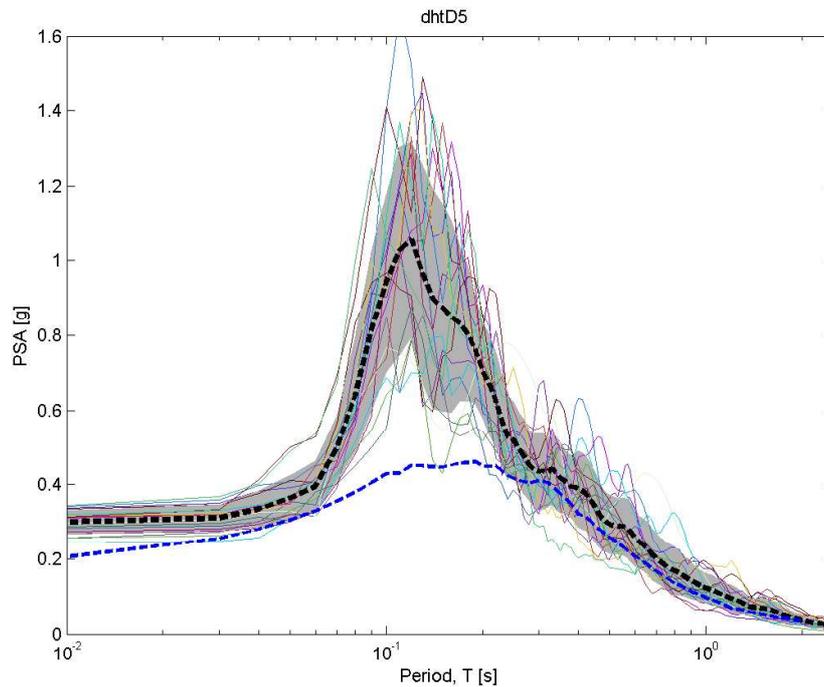


Figura 3.31.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova DHT D5 a Costa de Grassi. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

L'analisi di pericolosità completata per Schiezzo fornisce risultati in accordo con quanto già illustrato per Bondolo e Campolongo.

3.4.7. Croce

Le tre prove DHT sono state eseguite in località Croce entro depositi di diversa natura a distanze inferiori a 200 metri (si veda anche pagina 39); gli spettri calcolati per la prova S206 sono quelli con i maggiori valori di accelerazione spettrale. La forma della curva di amplificazione in termini di spettro di risposta non si differenzia molto nei tre casi, evidenziando amplificazioni nei bassi periodi.

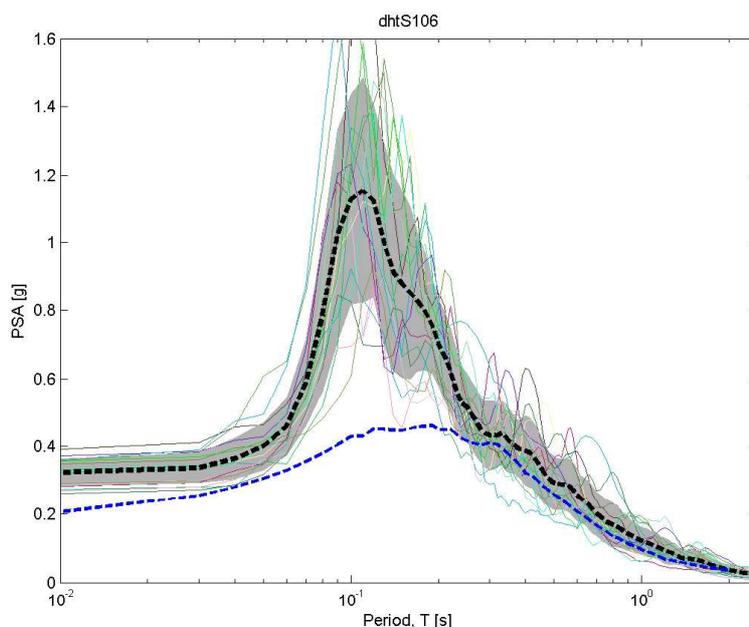


Figura 3.32.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza del punto dove è stata effettuata la prova S106. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. L'area colorata in grigio corrisponde all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

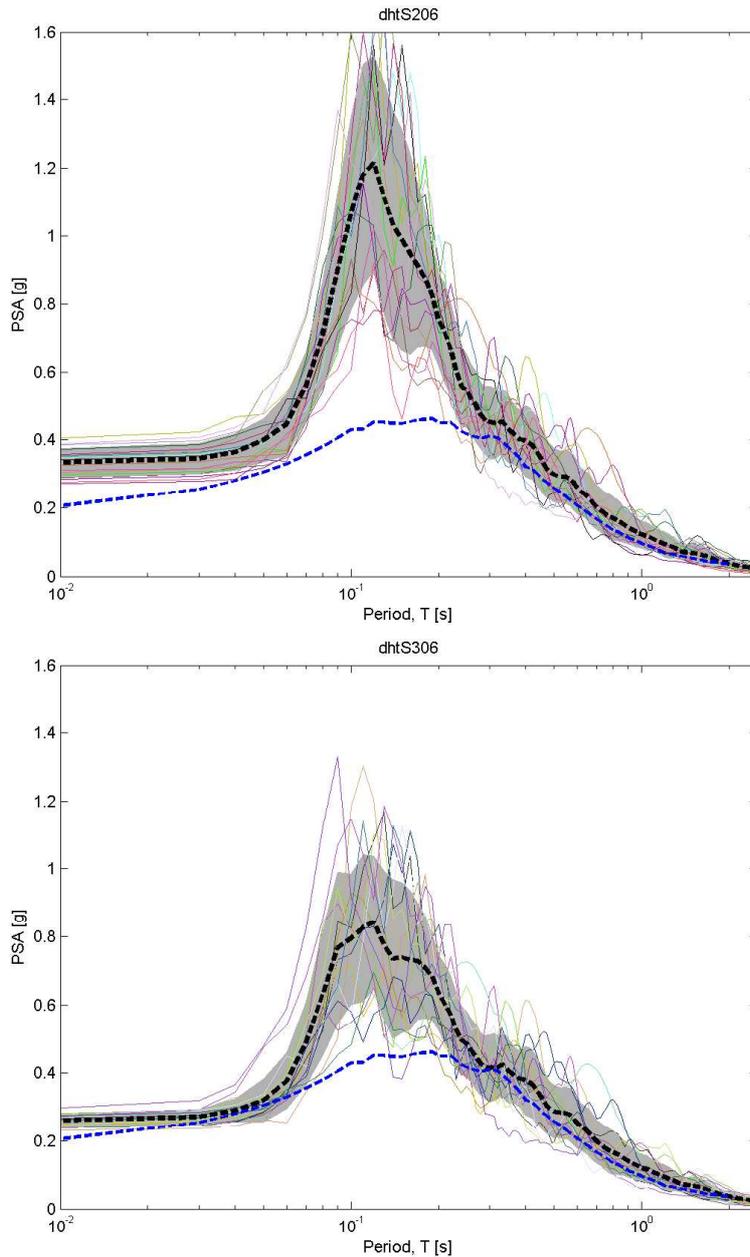


Figura 3.33.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza del punto dove è stata effettuata la prova S206 (sopra) e S306 (sotto). La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

3.4.8. Schiezzo

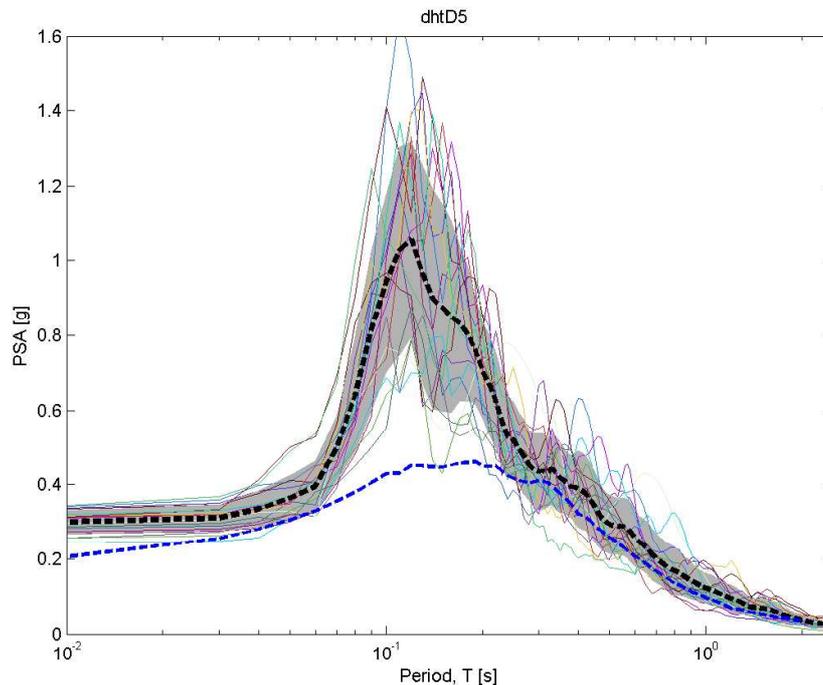


Figura 3.34.: Spettri di risposta calcolati in corrispondenza della prova DHT D5 a Costa de Grassi. La linea tratteggiata nera corrisponde allo spettro di risposta medio degli spettri di risposta calcolati impiegando 17 accelerogrammi reali mentre la linea tratteggiata blu rappresenta lo spettro di risposta a probabilità uniforme. Le aree colorate corrispondono all'intervallo valor medio $\pm \sigma$.

L'analisi di pericolosità completata per Schiezzo fornisce risultati in accordo con quanto già illustrato per Bondolo e Campolongo.

Zonazione

L'elevata estensione dell'area indagata, la densità delle prove a disposizione e soprattutto l'estrema variabilità delle caratteristiche meccaniche dei materiali geologici presenti sono i principali fattori che hanno precluso l'esecuzione di una zonazione direttamente utilizzando i valori di amplificazione calcolati. Tale difficoltà è stata peraltro riscontrata anche in precedenti lavori di microzonazione effettuati in zona collinare e montana (si veda ad esempio la microzonazione sismica di Predappio, FC).

I risultati descritti nel precedente capitolo integrati con le informazioni di carattere litologico disponibili, offrono comunque indicazioni tali da definire con buona affidabilità caratteristiche e campo di variazione del moto sismico anche in relazione all'assetto geologico locale. Le figure 3.22 e 3.23 mettono in evidenza due classi in cui sono raggruppati i risultati dell'analisi di pericolosità in termini di spettri di risposta. Tali classi sono così descritte:

Classe Ac Classe caratterizzata da amplificazioni concentrate nei bassi periodi (T minore di 0.2s). I fattori di amplificazione raggiungono valori pari a tre. In questa classe vengono raccolte situazioni in cui un deposito composto da terreni di diversa origine (eluviale, colluviale, depositi di geliflusso), con spessore inferiore a 15-20m e caratteristiche meccaniche intermedie (V_S compresa tra 200 e 600 m/s) poggia su un substrato più competente con velocità delle onde di taglio superiore a 900m/s (si veda figura 4.1).

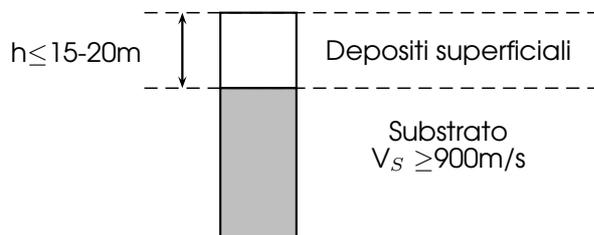


Figura 4.1.: Profilo campione per la classe Ac

Classe Bc Classe con amplificazioni comprese in un ampio intervallo di periodi e con fattori di amplificazione che dall'ordinata di picco (per T pari a circa 0.2-0.3s) decrescono all'aumentare del periodo. Il profilo litologico campione comprende, per questa classe, un primo intervallo superficiale con caratteristiche equivalenti a quelle indicate per i depositi superficiali inclusi in classe Ac ed un secondo intervallo, più profondo e con uno spessore che può raggiungere i 50m, composto da materiali con velocità di propagazione delle onde di taglio attorno a 500-700m/s (si veda figura 4.2).

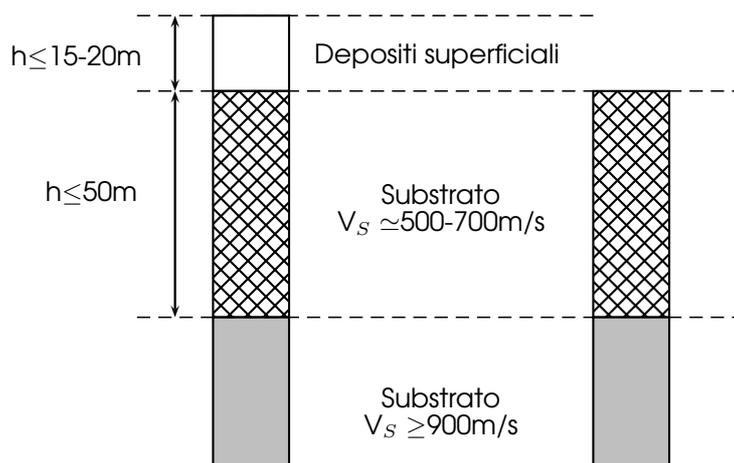


Figura 4.2.: Profilo campione per la classe Bc

La classe Ac comprende le situazioni in cui depositi di spessore contenuto e con caratteristiche meccaniche scadenti o intermedie giacciono su un substrato composto da una o più formazioni competenti rappresentate dalla Formazione di Ranzano, dalla Formazione di Cotignaco e dalla Formazione di Pantano. I profili S2D4, D2, D3, D5, D6, S106, S206, S306, S3 e RM3 rientrano in questa classe.

La classe Bc racchiude una situazione più specifica e quindi meno ricorrente. Questa classe è stata infatti creata sulla base dei risultati delle analisi di amplificazione svolte sui profili di velocità ottenuti in aree in cui la Formazione delle Marne di Antognola è affiorante o subaffiorante. Le velocità di propagazione delle onde di taglio nei materiali di questa formazione (prevalentemente argille marnose, si veda anche a pagina 23) è di circa 700m/s ma talora presenta valori inferiori a 600 m/s (figure 3.14 e 3.15). Si è ritenuto opportuno distinguere questa situazione vista la specifica risposta in campo dinamico contraddistinta da un periodo fondamentale di vibrazione più basso rispetto alla classe Ac e da una fascia di amplificazione più ampia. I profili S1D1/S1Dm e RM1 (effettuati nello stesso punto) e RM2 sono quelli attribuiti a questa classe.

Applicazione dei risultati

Con la pubblicazione nel Supplemento Ordinario della Gazzetta Ufficiale n° 105 del 8-5-2003 dell'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20 marzo 2003 è entrata in vigore sul territorio nazionale una normativa sismica che ridefinisce sia le zone classificate sismiche sia i criteri per la progettazione di manufatti al loro interno. Questa nuova norma sismica ha un'impostazione analoga a quella dell'Eurocodice8 ed impone per conseguenza nuovi elementi per la progettazione in zona sismica. A questo proposito, le principali novità introdotte sono:

- l'utilizzo di spettri di risposta elastici anziché di spettri di progetto;
- l'impiego di forme spettrali dipendenti dalla tipologia di suolo.

Malgrado la finalità del presente studio sia di fornire elementi utili alla pianificazione del territorio e non la definizione delle azioni sismiche per la progettazione di edifici, è evidente la necessità di un confronto dei risultati ottenuti con le indicazioni date dalla norma. Tale confronto verrà nel seguito illustrato comparando le azioni sismiche, espresse tramite lo spettro di risposta con uno smorzamento ξ pari al 5%, calcolate applicando la norma ed quelle ottenute nell'analisi illustrata nel presente rapporto.

Il parametro dell'accelerazione orizzontale di ancoraggio a_g viene stabilito nella norma in funzione della zona sismica; Castelnovo nè Monti è inserito in zona due e pertanto $a_g=0.25g$. Il valore di PGA con il 10% di almeno una probabilità di eccedenza in 50 anni, parametro utilizzato nell'Eurocodice8 per scalare lo spettro di risposta elastico, corrisponde sempre per Castelnovo a circa $1.5-1.7ms^{-2}$ (si veda anche il confronto rappresentato in figura 2.5). Tale valore è congruente con i valori di PGA che definiscono gli estremi dell'intervallo per la zona 2 (da 0.15 a 0.25g come definito all'interno dei "Criteri per l'individuazione delle zone sismiche - Individuazione, formazione e aggiornamento degli elenchi nelle zone medesime").

La caratterizzazione della forma spettrale in funzione delle condizioni locali secondo la norma avviene classificando il profilo stratigrafico rappresentativo

dell'area in cui dovrà sorgere il manufatto entro una delle cinque categorie di suolo (comprensive di una classe definita come bedrock). Le forme spettrali per le classi B, C ed E tuttavia sono del tutto equivalenti (si veda figura 5.1), riducendo quindi a due le classi di suolo.

La figura 5.2 mostra il confronto tra gli spettri di risposta calcolati nel presente studio e gli spettri di risposta previsti dalla norma. Le caratteristiche della classe Ac descritta a pagina 67, rientrano nella descrizione del profilo del suolo di fondazione per la classe E della norma. La classe Bc di pagina 68 appartiene alla classe B della norma.

In conclusione, si ritiene che le differenze tra le forme gli spettri di risposta calcolati nel presente studio e quelli previsti dalla norma hanno un rilievo tale da escludere l'impiego dei risultati della presente analisi per il calcolo di azioni sismiche congrue con le indicazioni della norma sismica. Non deve comunque essere trascurato il fatto che i risultati descritti nel presente rapporto, con le dovute approssimazioni, rappresentano un'analisi di dettaglio basata sulle reali condizioni geologiche locali.

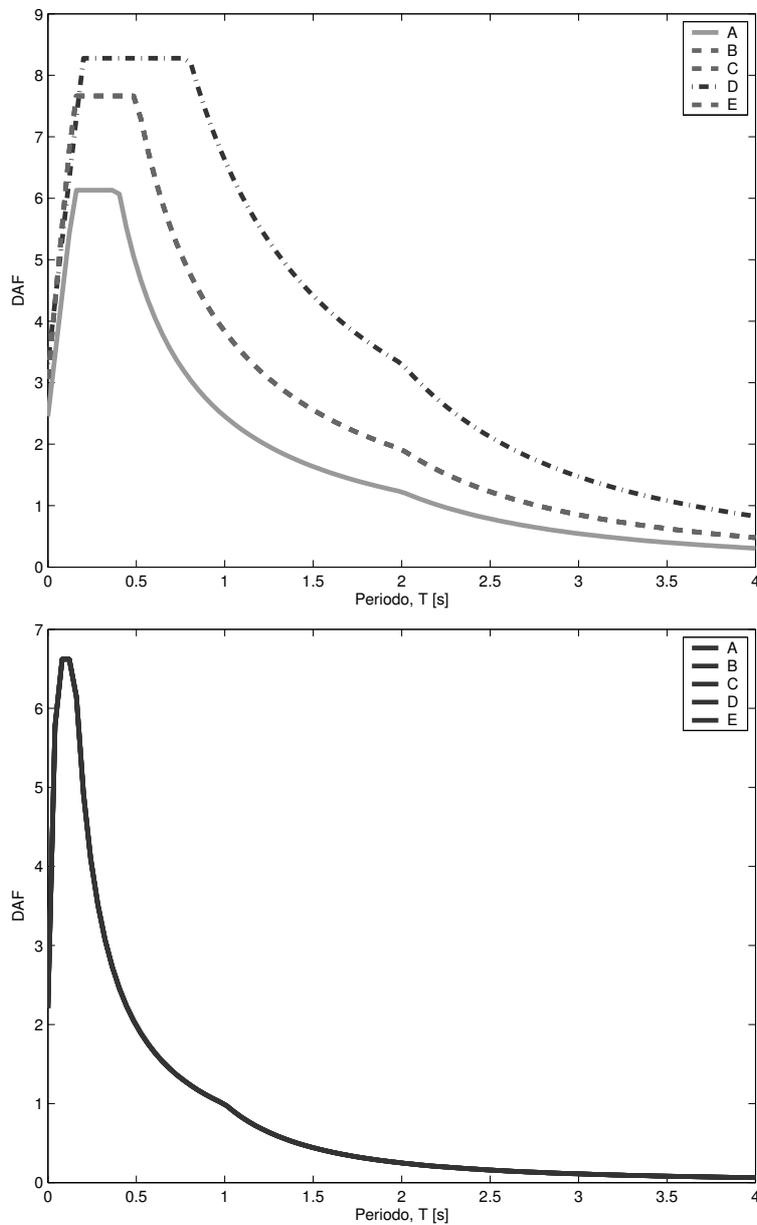


Figura 5.1.: Spettri di risposta elastici (smorzamento 5%) per le diverse categorie di suoli: (sopra) componente orizzontale (sotto) componente verticale [Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20 marzo 2003, 2003].

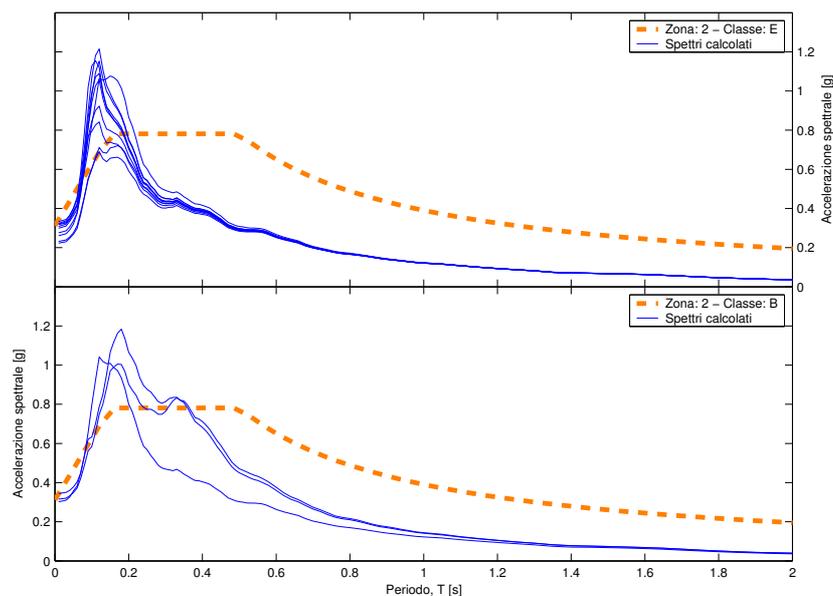


Figura 5.2.: Confronto tra gli spettri di risposta elastici (smorzamento 5%) calcolati nelle presente analisi di pericolosità e quelli previsti dalla normativa. (sopra) In blu, spettri di risposta calcolati ed inclusi nella classe Ac confrontati con lo spettro di risposta della normativa sismica per terreni di classe E in zona 2. (sotto) confronto analogo a quello del pannello superiore per spettri di risposta calcolati ed inseriti in classe Bc (in blu) e lo spettro di risposta della normativa (linea tratteggiata arancione) per suoli di classe B in zona 2.

Appendix

Storie temporali

Di seguito vengono riportate le storie temporali utilizzate per il calcolo dei valori di pericolosità considerando le amplificazioni a scala locale.

A.1. Storie temporali selezionate con lo spettro di risposta a probabilità uniforme calcolato con la relazione AMB96

La tabella A.1 contiene le caratteristiche degli eventi collegati ai dieci segnali selezionati (rappresentati in figura A.1).

Numero ID	M_b	M_L	M_S	M_w	Sigla
246	4.60	4.10	3.16	-9.90	000525XA
246 Gulf of Messiniakos Southern Greece Greece 01/06/1991					
176	5.20	5.10	5.27	5.50	000381XA
176 aftershock of Lazio Abruzzo earthquake Southern Italy Italy 11/05/1984					
276	5.30	5.10	5.60	-9.90	000572YA
276 Patras Greece Greece 14/07/1993					
258	4.90	4.70	4.77	-9.90	000546XA
258 Mataranga Greece Greece 30/05/1992					
422	5.20	4.70	5.60	-9.90	000946XA
422 Potenza Southern Italy Italy 05/05/1990					
97	4.50	4.40	4.00	-9.90	000208XA
97 aftershock of Montenegro earthquake Albania Yugosla- via 15/04/1979					
217	4.60	4.50	4.10	-9.90	000446XA
217 Patras Greece Greece 22/12/1988					
382	4.80	4.90	-9.99	-9.90	000895YA
382 aftershock of Campano Lucano earthquake Southern Italy Italy 24/11/1980					
108	5.70	6.20	6.34	-9.90	000233XA
108 aftershock of Montenegro earthquake Northwestern Balkan Peninsula Yugoslavia 24/05/1979					
473	-9.90	-9.90	-9.99	5.90	001241YA
473 aftershock of Kocaeli earthquake Turkey Turkey 13/09/1999					

Tabella A.1.:

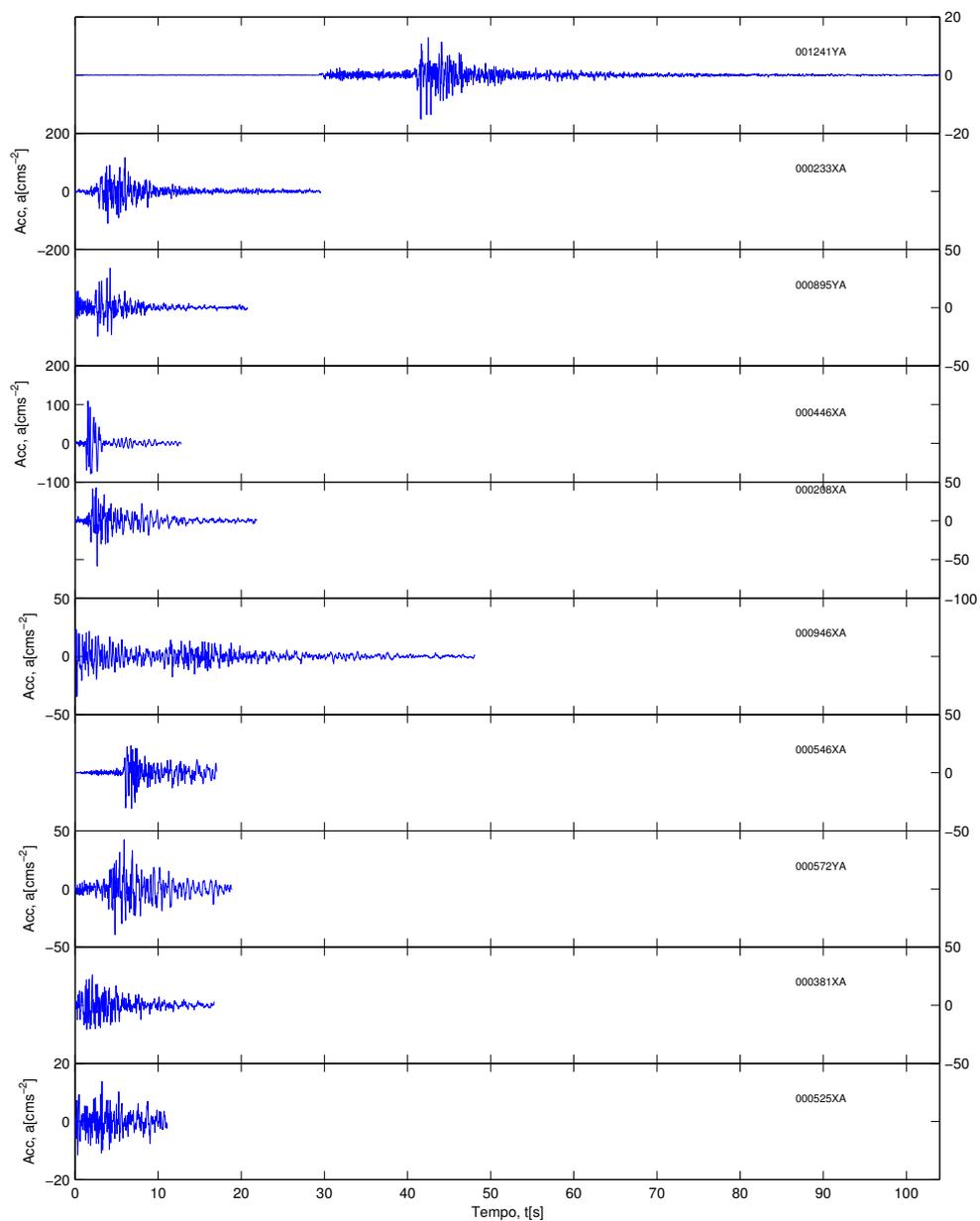


Figura A.1.: Storie temporali selezionate utilizzando lo spettri di risposta ottenuto mediando i risultati ottenuti con la relazione di Ambraseys et al. [1996].

A.2. Storie temporali selezionate con lo spettro di risposta a probabilità uniforme calcolato con la relazione TEN92

Numero ID	M_b	M_L	M_S	M_w	Sigla
290	5.50	5.60	5.50	5.70	000609YA
290 Umbro-Marchigiano Central Italy Italy 26/09/1997					
175	5.40	5.70	5.79	5.90	000366XA
175 Lazio Abruzzo Southern Italy Italy 07/05/1984					
153	5.00	4.70	5.01	5.00	000322XA
153 aftershock of Campano Lucano earthquake Southern Italy Italy 16/01/1981					
473	-9.90	-9.90	-9.99	5.90	001241YA
473 aftershock of Kocaeli earthquake Turkey Turkey 13/09/1999					
48	4.20	4.60	4.26	-9.90	000082XA
48 aftershock of Friuli earthquake Northern Italy Italy 08/06/1976					
363	5.40	5.50	4.80	5.30	000865YA
363 aftershock of Umbro-Marchigiana earthquake Central Italy Italy 26/03/1998					
291	5.30	5.40	5.20	5.40	000627YA
291 aftershock of Umbro-Marchigiana earthquake Central Italy Italy 06/10/1997					
176	5.20	5.10	5.27	5.50	000381XA
176 aftershock of Lazio Abruzzo earthquake Southern Italy Italy 11/05/1984					
363	5.40	5.50	4.80	5.30	000865XA
363 aftershock of Umbro-Marchigiana earthquake Central Italy Italy 26/03/1998					
246	4.60	4.10	3.16	-9.90	000525XA
246 Gulf of Messiniakos Southern Greece Greece 01/06/1991					

Tabella A.2.:

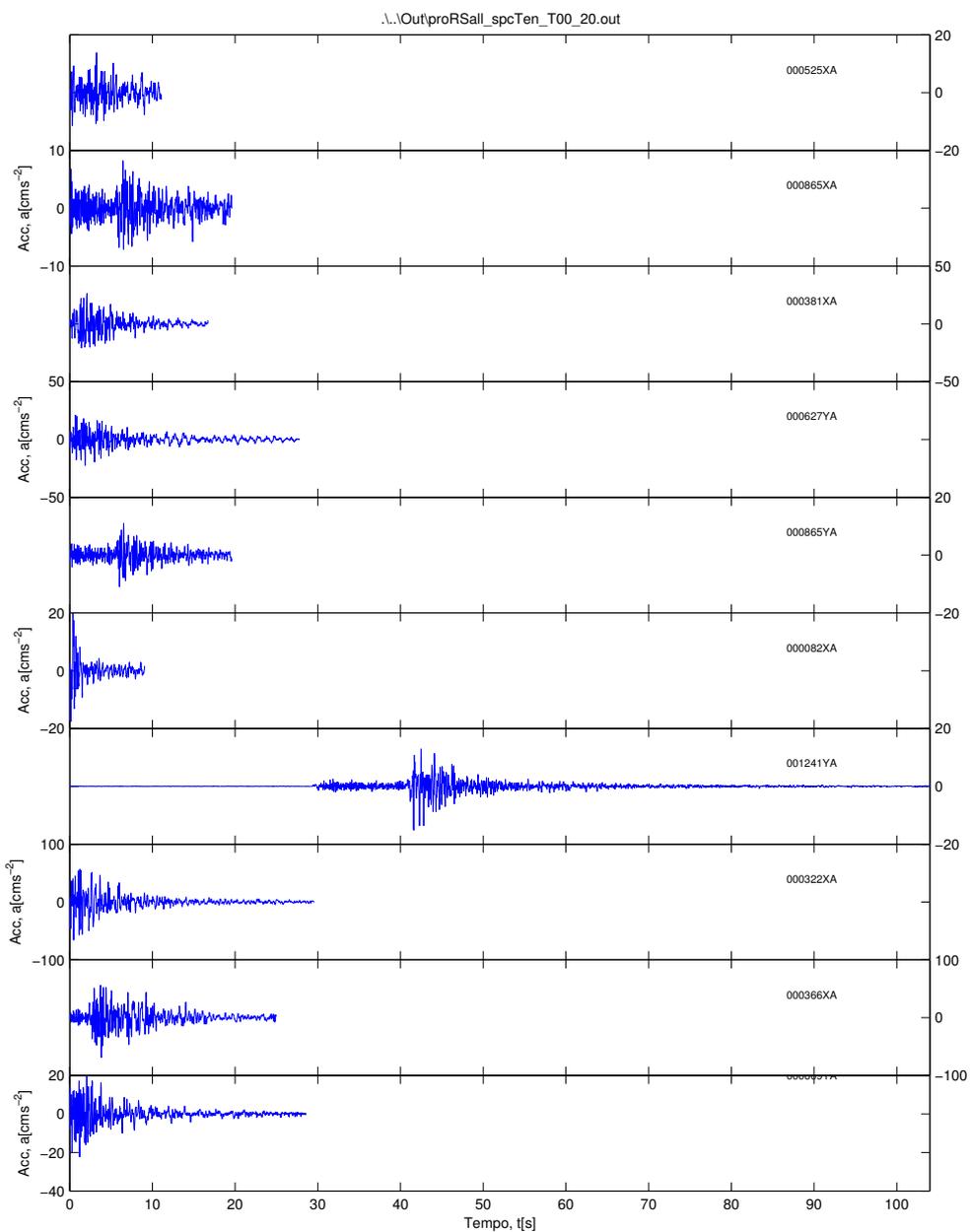


Figura A.2.: Storie temporali selezionate utilizzando lo spettri di risposta ottenuto mediando i risultati ottenuti con la relazione di Tento et al. [1992].

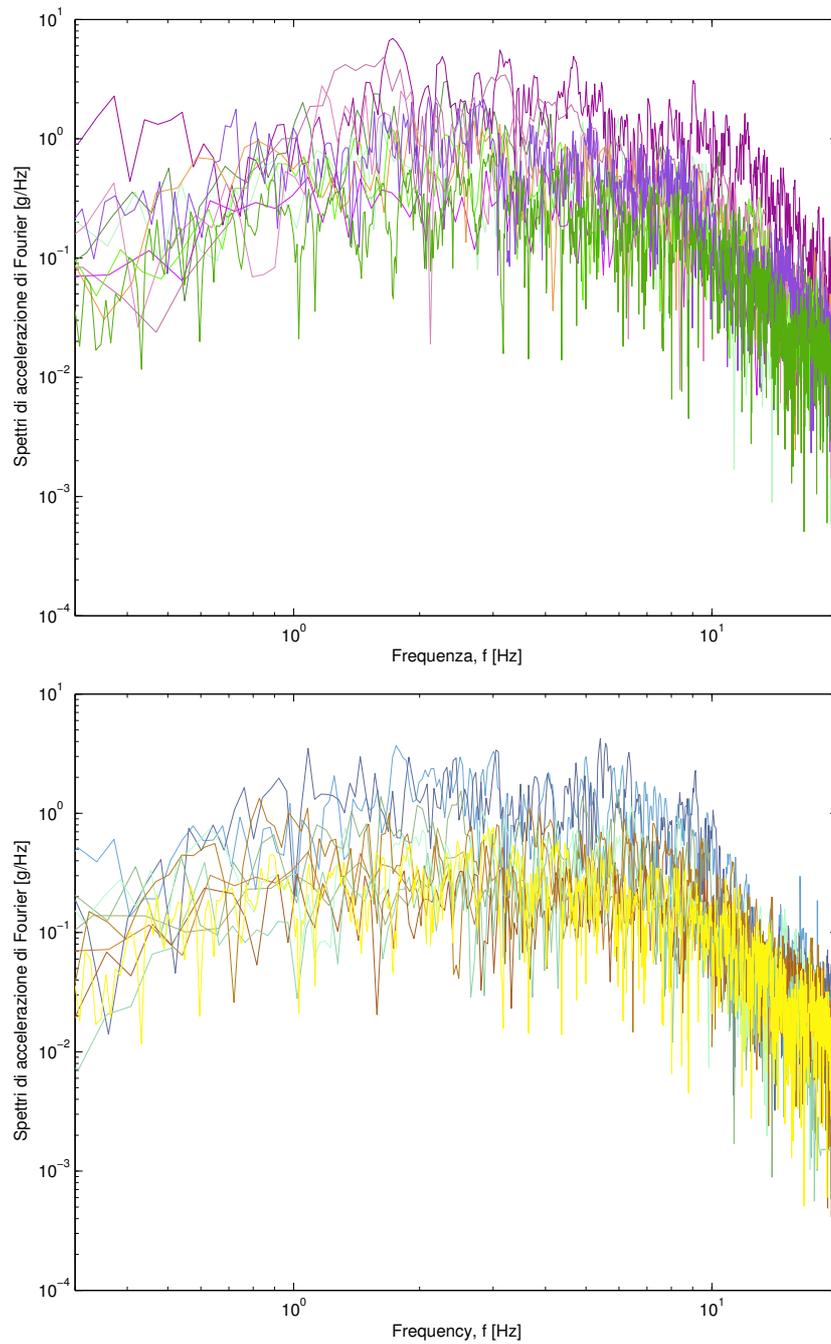


Figura A.3.: Spettri di Fourier in ampiezza per i segnali nelle figure A.1 (sopra) e A.2 (sotto)

A.3. Storie temporali calcolate con simulazione stocastica

Le storie temporali generate con l'approccio stocastico, rappresentate nelle figure A.5 e A.6, sono complessivamente venti. Dieci sono rappresentative dei segnali prodotti da un evento di moderata magnitudo a distanza ravvicinata mentre le restanti dieci simulano lo scuotimento prodotto da una sorgente sismica posizionata ad una distanza di circa trenta chilometri caratterizzata da una magnitudo pari a 6.0.

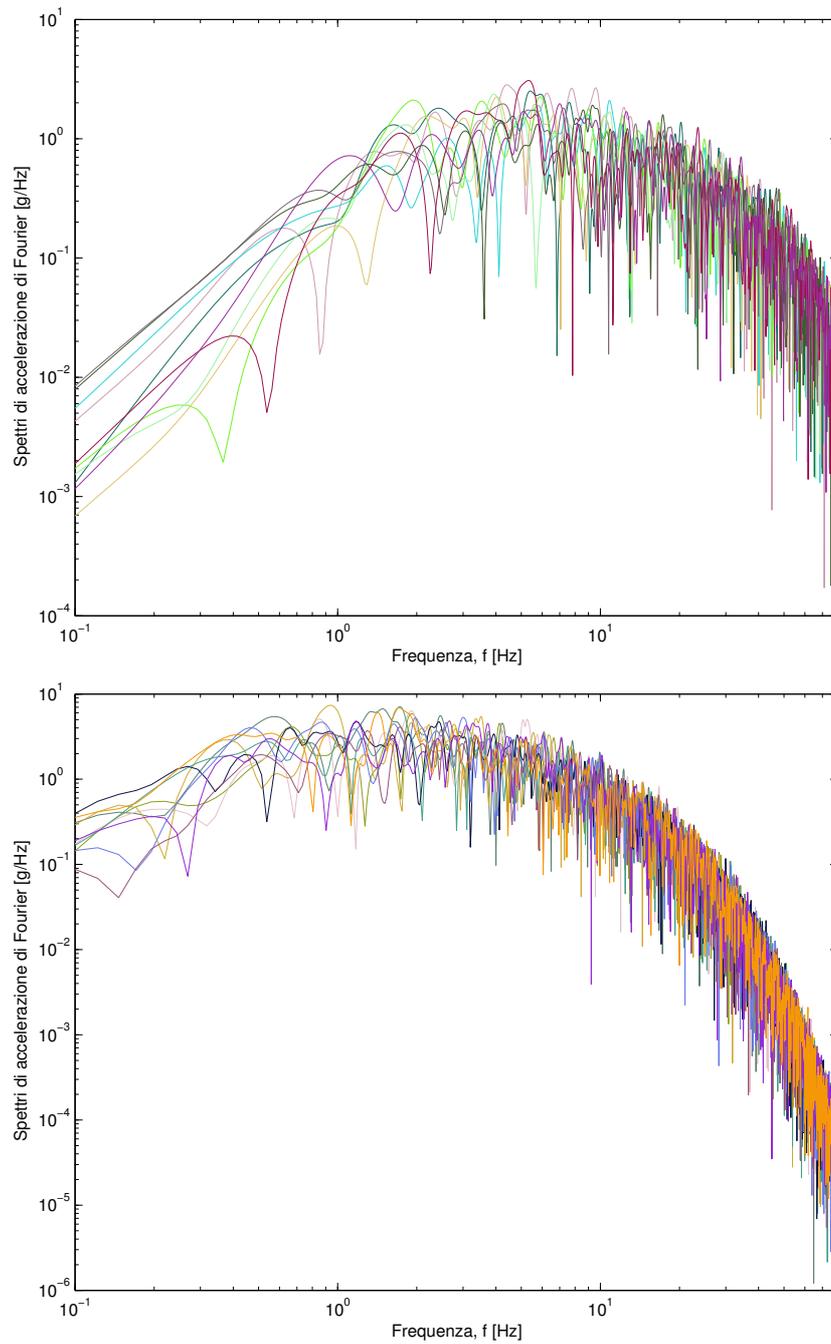


Figura A.4.: Spettri di Fourier in ampiezza per i segnali nelle figure A.5 (sopra) e A.6 (sotto)

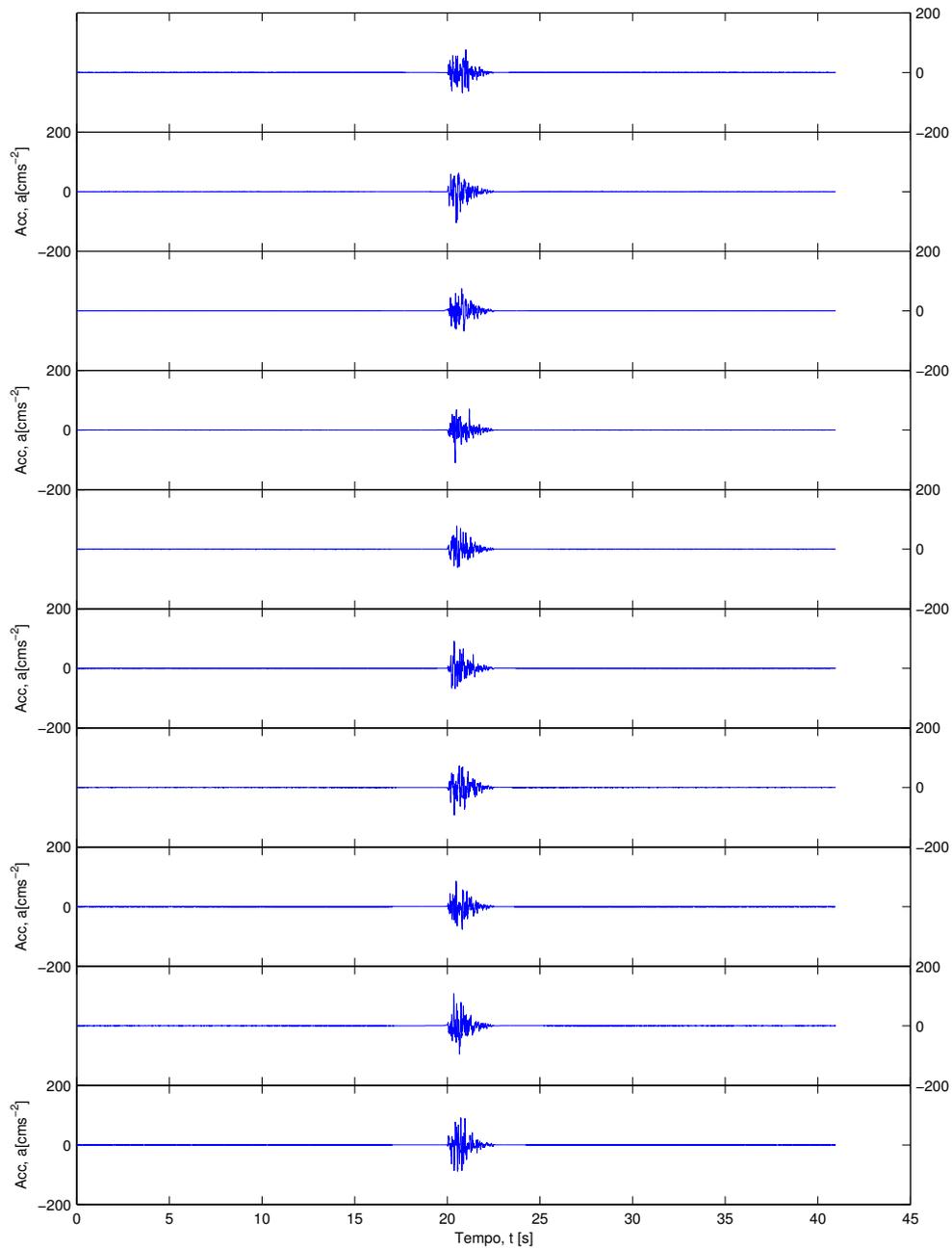


Figura A.5.: Storie temporali calcolate con simulazione stocastica per un evento con $M=4.7$, $R=12.5$

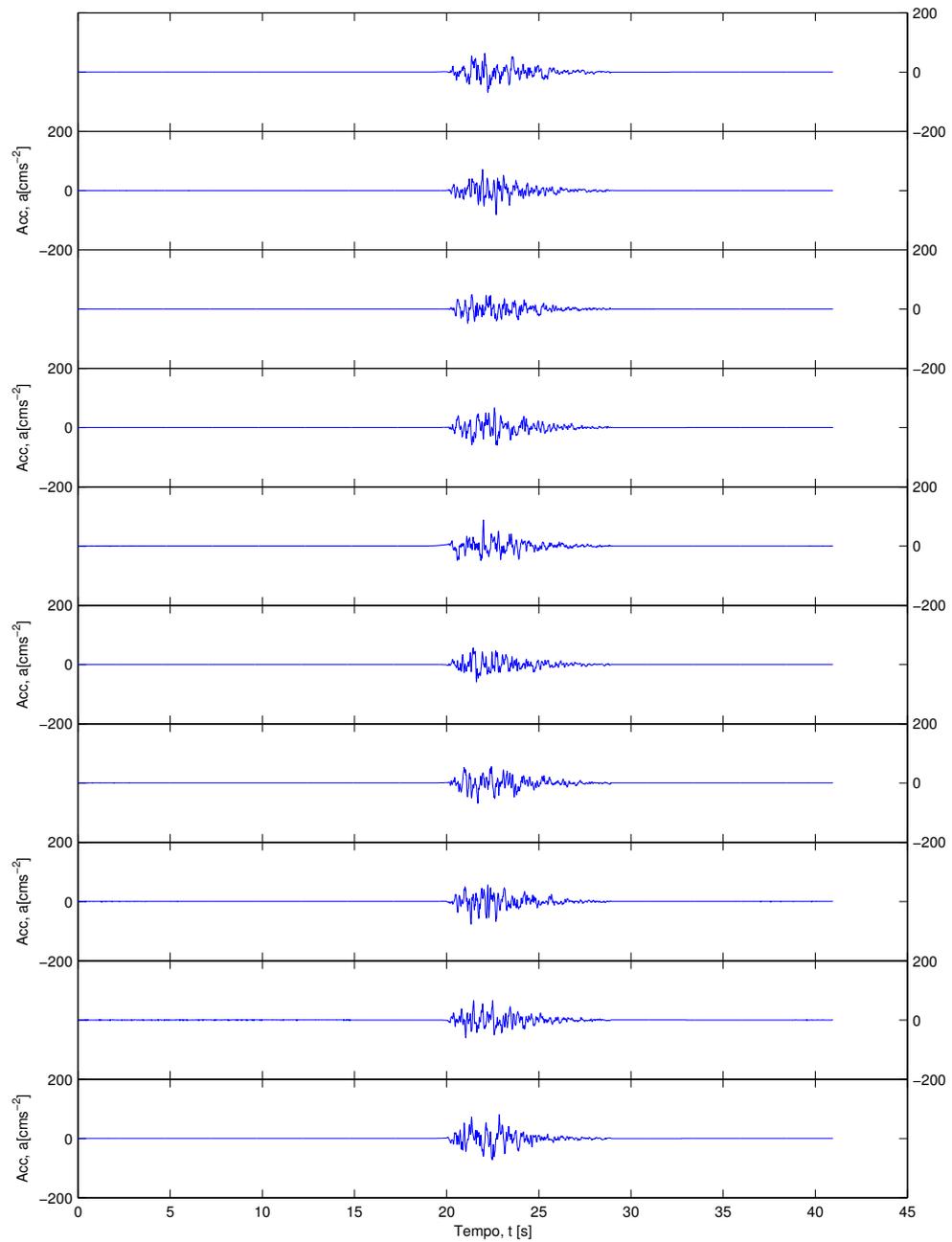


Figura A.6.: Storie temporali calcolate con simulazione stocastica per un evento con $M=6.1$, $R=32.5$

Bibliografia

- Aki, K. (1967). Scaling law of the seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72:1217–1231.
- Albarello, D., Camassi, R., e Rebez, A. (2001). Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian Area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91(6):1694–1703.
- Ambraseys, N., Simpson, K., e Bommer, J. (1996). Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe. *Journ. Earthq. Eng. & Str. Dyn.*, 25(4):371–400.
- Atkinson, G. M. e Silva, W. (2000). Stochastic modeling of california ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(2):255–274.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Tanini, C., e Vannucci, G. (2003). Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, CNR Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73(6):1865–1894.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of strong ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys.*, 160:635–676.
- Camassi, R. e Stucchi, M. (1997). *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. GNDT Milano.
- Castro, R. R., Rovelli, A., Cocco, M., Di Bona, M., e Pacor, F. (2001). Stochastic simulation of string-ground records from the 26 september 1997 (m_w 6), umbria-marche (central italy) earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91(1):27–39.
- Cerrina Feroni, A., Martelli, L., Martinelli, P., e Ottria, G. (2002). Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo in scala 1:250.000. Technical report, Regione Emilia-Romagna, C.N.R., Selca, Firenze.

- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58:1583–1606.
- Kafka, A. L. e Levin, S. Z. (2000). Does the spatial distribution of smaller earthquakes delineate area where large earthquakes are likely to occur? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(3):724–738.
- Kafka, A. L. e Walcott, J. R. (1998). How well does the spatial distribution of smaller earthquakes forecast the locations of larger earthquakes in the northeastern United States? *Seism. Res. Lett.*, 69(5):428–440.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice Hall.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., e Di Bona, M. (2000). Ground-motion scaling in the Apennines (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(4):1062–1081.
- Marcellini, A., Daminelli, R., Franceschina, G., e Pagani, M. (2001). Regional and local seismic hazard assessment. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 21(5):415–429.
- Marcellini, A., Daminelli, R., Pagani, M., Riva, F., Tento, A., Crespellani, T., Madiati, C., Vannucchi, G., Frassinetti, G., Martelli, L., Palumbo, A., e Viel, G. (1998). Seismic Microzonation of some Municipalities of the Rubicone area (Emilia-Romagna Region). In *Proceedings of the Eleventh European Conference on Earthquake Engineering, Invited Lectures Volume*, pages 339–350. Balkema.
- Meletti, C., Patacca, E., e Scandone, P. (2000). Construction of a seismotectonic model: The case of Italy. *Pure Appl. Geophys.*, 157(1-2):11–35.
- Monachesi, G. e Stucchi, M. (1997). DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20 marzo 2003 (2003). Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica. GU n. 105 del 8-5-2003 Suppl. Ordinario n.72.
- Pagani, M. (2003). *Development and Application of Probabilistic Methodology for Seismic Hazard Analysis in Italy*. PhD thesis, Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, Sezione Geofisica.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insight*. Columbia University Press, New York.
- Romeo, R. e Pugliese, A. (2000). Seismicity, Seismotectonics and Seismic Hazard of Italy. *Engineering Geology*, 55(4):241–266.

-
- Rovelli, A., Bonamassa, O., Cocco, M., Di Bona, M., e Mazza, S. (1988). Scaling laws and spectral parameters of the ground motion in active extensional areas in Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78:530–560.
- Scandone, P., Patacca, E., Meletti, C., Bellatalla, M., Perilli, N., e Santini, U. (1992). Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana. In *Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti*, volume 1, pages 119–135.
- Slejko, D., Peruzza, L., e Rebez, A. (1998). Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, 41(2):183–214.
- Tento, A., Franceschina, L., e Marcellini, A. (1992). Expected Ground Motion Evaluation for Italian Sites. In *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, pages 489–494. Balkema.