



Progetto S3 – Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico

Responsabili: Francesca Pacor (INGV-MI) e Marco Mucciarelli (Unibas)

TASK 2 – EFFETTI DI SITO - DELIVERABLES D3-D4-D5

LINEE GUIDA PER L'INTRODUZIONE DEGLI EFFETTI DI SITO NEGLI STUDI DI SCENARIO

A cura di
Marco Mucciarelli e Francesca Pacor

Con il contributo di
UR1-UR2-UR3-UR4-UR5-UR6-UR7-UR8 –UR11

Luglio 2007

INDICE

Indice

1. Introduzione (executive summary).....	3
2. Casi Tipici.....	5
2.1. Frane.....	5
2.1.1 Introduzione.....	5
2.1.2 Caratteristiche dell'area di studio e della rete di monitoraggio accelerometrico.....	6
2.1.3 Caratteristiche della risposta di sito in termini di Intensità di Arias.....	9
2.1.4 Direzionalità nelle caratteristiche energetiche della risposta di sito.....	12
2.1.5 Direttività nelle proprietà spettrali della risposta di sito.....	14
2.1.5 Considerazioni finali e sviluppi futuri.....	19
2.1.6 Riferimenti bibliografici.....	21
2.2 Cavità e Aree di faglia.....	43
2.3 Inversione di Velocità.....	51
2.3.1 Introduzione.....	51
2.3.2 Modello semplificato.....	51
2.3.2.1 Moto di riferimento.....	52
2.3.2.2 Analisi numeriche	54
2.3.3 Un caso complesso: Gerace.....	57
2.3.3.1 Scenario sismico di riferimento.....	59
2.3.3.2 Caratterizzazione geotecnica.....	60
2.3.3.3 Risultati delle analisi.....	64
2.4 Ammassi Fratturati.....	71
2.5 Vs30 ed amplificazioni osservate.....	95
3. Siti Test.....	105
3.1 Tomba di Buia.....	105
3.2 Tito Scalo.....	133
3.2.1 La funzione di amplificazione sismica in superficie ed in foro ottenuta mediante tecniche spettrali.....	135
3.2.2 Misure di Vs	137
3.3 Roma – Valco San Paolo.....	152
4. Esperienza nelle aree studio.....	154

1. INTRODUZIONE (EXECUTIVE SUMMARY)

Scopo iniziale del Task 2 era la caratterizzazione e rappresentazione parametrica delle risposte sismiche associate a diverse condizioni di sito comunemente riscontrabili nel territorio italiano e la verifica di vari metodi per la stima di Vs30.

Tra le tipologie diffuse sul territorio italiano per le quali la semplice caratterizzazione mediante Vs30 o altri modelli semplici non forniscono risultati soddisfacenti, ne sono state studiate quattro:

1. Inversioni di velocità
2. Carsismo
3. Fratturazione ammassi
4. Aree in frana

Caratteristiche risultate comuni a tutte e quattro le tipologie sono le amplificazioni superiori a quelle previste da Vs30 e spiccati effetti direzionali che, con caratteristiche diverse per le 4 tipologie, portano ad osservare notevoli differenze tra le amplificazioni nelle due componenti orizzontali.

Per quanto riguarda le stime di Vs30 effettuate con vari metodi, si è visto per il sito campione di Tito che i dati geotecnici, le prove geofisiche di superficie ed in foro restituiscono modelli abbastanza simili ma che causano variazioni nella previsione della frequenza fondamentale del suolo dell'ordine del 10%. Per il sito di Tomba di Buia, la maggiore anisotropia ha portato ad una maggiore divergenza tra i vari modelli ottenuti con varie tecniche e le amplificazioni osservate. Per il sito di Valco San Paolo (Roma) la rumorosità dell'area urbana non ha consentito nei due anni del progetto di avere un numero adeguato di registrazioni con un buon rapporto segnale rumore.

Dall'esame delle 4 aree studio sono emerse osservazioni importanti per la pratica applicazione degli effetti di sito nella realizzazione di scenari. Le osservazioni principali sono:

Garda

La modellazione a sorgente estesa ha evidenziato come una particolare direttività sia in grado di spiegare la generale tendenza delle intensità maggiori a addensarsi a Sud-Ovest dell'epicentro. La variabilità delle intensità a piccola scala può invece senz'altro essere attribuita alla presenza di effetti di amplificazione locale, dovuti al brusco contrasto di impedenza tra calcari e sedimenti soffici. Infine, come per altri terremoti di piccola intensità, gli edifici maggiormente danneggiati potrebbero essere stati interessati da fenomeni di risonanza terreno-edificio.

Molise

Per il Molise ed in particolare per San Giuliano, le rappresentazioni semplificate sono del tutto inadeguate. Parametrizzazioni sintetiche quali Vs30 o coefficienti standard per l'amplificazione topografica sono insufficienti, ma anche le modellazioni monodimensionali non restituiscono valori comparabili con quelli stimati dall'osservazione dei danni. I modelli bidimensionali possono cogliere alcuni degli aspetti principali delle amplificazioni osservate ma solo se si abbandonano modelli semplificati (bacini, sinclinali) e si utilizzano sezioni derivate dal modello 3D. Solo quest'ultimo modello fornisce una accurata distribuzione del moto del suolo atteso.

Gubbio

La peculiarità di questo bacino è quella di fornire amplificazioni estremamente variabili a seconda della profondità di sedimenti che sono caratterizzati da identici valori di Vs30.

Si è ottenuta una interessante relazione tra frequenza fondamentale ed amplificazioni spettrali. Il non aver considerato la non-linearità dei suoli spiega le elevatissime accelerazioni previste, ma è altresì evidente che gli spetti ottenuti considerando gli effetti di sito sono molto maggiori di quelli previsti da normativa, cosa che non accade per i siti su roccia.

Potenza

La generazione di scenari di danno per Potenza, ha fatto emergere alcune importanti questioni metodologiche. Il parametro più indicato per svolgere analisi dinamiche su edifici esistenti è risultata essere l'intensità di Housner; avendo a disposizione una buona quantità di registrazioni sismometriche in un adeguato numero di siti, l'estensione della stima delle amplificazioni di sito può essere agevolmente estesa ad aree vaste seguendo l'approccio seguente:

1. Si calcolano i rapporti di Housner tra le componenti orizzontali dei terremoti registrati al sito di riferimento e quelle degli altri siti
2. si effettuano misure di microtremori che ricoprono tutto il territorio di interesse, calcolando il rapporto HVSR
3. si calcola la funzione di correlazione tra i rapporti HVSR da microtremori ed i rapporti HVSR da terremoti alle stazioni sismiche
4. si attribuisce ad ogni punto lo stesso rapporto di Housner della stazione sismica con la quale si osserva la maggior correlazione.

Per confrontare gli scenari a curve di fragilità con quelli a matrici di danno è stato necessario avere dati di intensità macrosismica come input. Questi sono stati ottenuti sia da relazioni di attenuazione recentemente fornite nell'ambito del progetto S1 che convertendo i sismogrammi sintetici. L'analisi della correlazione tra intensità macrosismica ed intensità di Housner, unitamente all'esame dei rapporti tra IH alle stazioni sismiche, ha mostrato per gli scenari di danno l'inadeguatezza di una assunzione che sta diventando abbastanza comune in Italia: l'identificazione tra rapporto di Housner ed il coefficiente fondazionale per le analisi sismiche secondo la vecchia normativa. L'analisi dei rapporti a Potenza ha mostrato valori sino a 1.8, ben al di sopra di 1,4 che viene comunemente considerato come limite del coefficiente fondazionale. D'altro lato, l'analisi della relazione tra IH ed intensità macrosismica ha mostrato come un rapporto di 1,4 sia ancora inferiore a quanto necessario per aumentare l'intensità di mezzo grado; per avere differenze di un grado di intensità è necessario almeno un raddoppio dell'intensità di Housner.

2. CASI TIPICI

2.1. Frane

Contributo: UR5

Responsabile:	Vincenzo Del Gaudio	- Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
Componenti:	Janusz Wasowski	- CNR – IRPI, Bari
	Pierpaolo Pierri	- Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
	Nicola Venisti	- Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
	Mario Donnaloia	- Osservatorio Sismologico, Univ. di Bari
	Giovanni Montrone	- Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari

2.1.1 Introduzione

Nel definire gli scenari di terremoti con elevata potenzialità di danno, la vulnerabilità dei pendii all'azione degli scuotimenti sismici merita di essere considerata con particolare attenzione. Storicamente la gran parte dei terremoti che hanno prodotto in Italia i maggiori danneggiamenti hanno interessato principalmente centri abitati di aree montuose o collinari in cui una quota rilevante dei danni è stata associata a movimenti franosi: tali movimenti sono stati innescati direttamente dallo scuotimento sismico (frane co-sismiche) oppure si sono manifestati dopo il terremoto entro un breve intervallo di tempo (da poche ore a qualche giorno) per effetto di modifiche indotte su parametri critici per la stabilità del pendio (coesione, pressioni interstiziali). I fenomeni franosi hanno non solo prodotto un danno diretto sui centri abitati ma spesso hanno comportato interruzioni di linee di comunicazione o danni a reti di servizio, creando ostacoli supplementari alle operazioni di soccorso.

Al fine di valutare le aree più esposte all'hazard da frane, nonché le zone di criticità rispetto ad uno scenario sismico caratterizzato dall'insacco quasi simultaneo di numerosi fenomeni franosi, in letteratura sono stati proposti metodi per stime a scala regionale dell'hazard associato a frane sismo-indotte (Wilson & Keefer, 1985; Keefer & Wilson, 1989; Harp & Wilson, 1995). Un approccio proposto da Jibson et al. (1998) combina dati topografici, geologici e geotecnici inseriti in un GIS, con stime dello scuotimento atteso in relazione ad un evento scenario. Questo metodo è stato sperimentato anche da altri autori (per esempio, Miles & Ho, 1999) ed alcuni sviluppi sono stati tentati per una sua applicazione alla realizzazione di mappe di hazard a scala nazionale (Romeo, 2000), oppure per determinare il livello di "resistenza" (espresso dall'accelerazione critica) richiesto ai pendii di una data regione per mantenere entro un certo livello la probabilità di insacco sismico di frane in un definito intervallo di tempo (Del Gaudio et al., 2003; Del Gaudio & Wasowski, 2004).

Un problema che si pone in generale nell'applicazione di questi metodi è la valutazione, per un evento di date caratteristiche, dello scuotimento atteso in corrispondenza di pendii suscettibili a movimenti franosi. Le relazioni di attenuazione riportate in letteratura sono state calibrate su dati accelerometrici che si riferiscono a siti con caratteristiche molto diverse da quelle di un pendio instabile e c'è una scarsità di osservazioni dirette sulla risposta di un pendio agli scuotimenti sismici sia perché, solitamente, stazioni di reti permanenti non vengono collocate in siti instabili, sia perché esperimenti di durata circoscritta, condotti con stazioni temporanee, non sempre riescono ad "intercettare" un sufficiente numero di eventi significativi.

Nuovi dati su questo argomento sono stati raccolti in anni recenti a partire da un progetto finanziato dalla Comunità Europea (progetto LEWIS, contratto EVGI CT2001-00055), nel corso del quale è stato avviato un monitoraggio accelerometrico in un'area di studio in Abruzzo nei pressi dell'abitato di Caramanico Terme (PE). Tale attività ha portato all'installazione di 3 stazioni accelerometriche in corrispondenza di condizioni di sito diversificate, tra cui un sito in frana ed uno su un affioramento del substrato della frana, sul medesimo versante e a distanza di circa 600 m l'uno dall'altro. I primi dati raccolti avevano

evidenziato la presenza di interessanti peculiarità nella risposta di sito in aree di pendio che hanno motivato l'approfondimento degli studi.

Nell'ambito della linea S3 dei Progetti sismologici di interesse per il DPC, questa attività di monitoraggio è stata proseguita ed ampliata con l'installazione di due nuove stazioni accelerometriche e con l'acquisizione, a scopo comparativo, di nuovi dati di alcune stazioni su roccia della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), localizzate nella regione abruzzese. Benché una completa comprensione dei fenomeni osservati richiederà studi ulteriori per poter pervenire ad una generalizzazione interpretativa, a consuntivo dell'attività svolta si sono delineate alcune interessanti proprietà della risposta sismica di sito in aree di pendio, che consentono di fornire, nella definizione di scenari sismici, alcune avvertenze riguardo alla considerazione da dare alla presenza di aree suscettibili di franamento.

2.1.2 Caratteristiche dell'area di studio e della rete di monitoraggio accelerometrico

L'area monitorata è localizzata nel territorio comunale di Caramanico Terme (PE) sul fianco destro della valle del fiume Orta, presso la confluenza con l'Orfento (Fig. 2.1.1). Quest'area è caratterizzata dalla presenza, di rilievi di natura prevalentemente calcarea, alla cui base, nella parte bassa della valle, affiorano formazioni argillose; nella periferia sud dell'abitato è presente un rilievo collinare sormontato da una placca di megabrecce carbonatiche intensamente fratturate e delimitata da pendii molto ripidi, mentre i fianchi di questa collina sono ricoperti da depositi di tipo colluviale, eluviale e di frana. L'assetto geologico e morfologico e la presenza di contatti tra litologie con diversa permeabilità determina condizioni che favoriscono l'attivazione di movimenti franosi di vario tipo (frane da crollo, frane roto-traslazionali, colate) la cui evoluzione è controllata da molteplici fattori (precipitazioni, erosione fluviale, azioni antropiche); quest'area ha anche risentito frequentemente dell'attività sismica di importanti strutture sismogenetiche e sono storicamente documentati diversi casi in cui fenomeni franosi sono stati innescati da eventi sismici (Wasowski & Del Gaudio, 2000).

In tale area sono state installate cinque stazioni accelerometriche Kinematics – modello Etna, su pendii caratterizzati da condizioni litologiche e morfologiche diverse, al fine di poter esaminare comparativamente le proprietà della risposta di sito agli scuotimenti sismici (Fig. 2.1.2):

- a) CAR1, su un pendio di argille plioceniche, inclinato di 18° verso WSW;
- b) CAR2, 600 m a SSE di CAR1, sul medesimo versante, con un'inclinazione di 11° verso WSW, ma sulla testata di una frana che nel 1989 mobilizzò un deposito colluviale del Quaternario spesso 30-40 m, giacente sulle stesse argille plioceniche affioranti a CAR1;
- c) CAR3, su 10 m di brecce carbonatiche Messiniane sovrapposte a calcari stratificati, sul ciglio di una scarpata che delimita una gola profonda circa 50 m, localmente orientata in direzione WNW-ESE;
- d) CAR4, 2.5 km a SE di Caramanico, sugli stessi calcari presenti nel substrato del sito CAR3, su un pendio a bassa pendenza (8°) digradante verso NW;
- e) CAR5, 200 m a monte di CAR2, su una parte dello stesso deposito colluviale interessato dalla frana del 1989, ma a monte della nicchia di distacco, su un ripiano inclinato circa 10° verso WSW.

Le prime tre stazioni erano state installate in precedenza, tra l'ottobre 2002 e il dicembre 2004, nell'ambito del progetto LEWIS. La stazione CAR4 è entrata in funzione l'11 novembre 2005: la scelta del sito è stata finalizzata all'obiettivo di disporre di una stazione su affioramento roccioso con topografia sub-pianeggiante, utilizzabile come riferimento per la valutazione degli effetti di amplificazione di sito. Poiché la presenza di formazioni rocciose in affioramento non garantisce l'assenza di fenomeni di amplificazione, la scelta è stata preceduta da indagini speditive di tipo NASW ("Noise Analysis of Surface Waves": Louie,

2001) per accertare lo stato di omogeneità e compattezza meccanica del substrato (Fig. 2.1.3). La stazione CAR5 è diventata operativa il 27 marzo 2006: poiché questo sito è caratterizzato dalla presenza di un affioramento di depositi colluviali non coinvolti da movimenti di massa, la scelta del sito, in questo caso, è stata dettata dall'esigenza di discriminare quanto degli effetti di sito osservati a CAR2 fosse dovuto alla risposta intrinseca di tali depositi e quanto alle modifiche delle proprietà meccaniche da essi subiti per effetto del fenomeno franoso.

Dall'ottobre 2002 all'aprile 2007, queste stazioni accelerometriche hanno fornito 76 registrazioni di 54 eventi sismici di magnitudo fino a 5.4 (ML) e localizzati a distanze da 5 a 160 km (vedi Tab. 2.1.1 e Fig. 2.1.4). Ventisei di queste registrazioni, relative a 20 eventi, fanno parte della sequenza sismica che ha colpito il Molise a partire dal 31 ottobre 2002 con area epicentrale nella zona dei Monti Frentani.

Tutti gli accelerogrammi sono stati sottoposti a correzione strumentale mediante il software SMA della Kinemetrics, usando la procedura di Shakal & Ragsdale (1984), con roll-off del filtraggio passa basso tra 20 e 22 Hz e con filtraggio passa alto a frequenze di taglio variabili, generalmente comprese tra 0.2 e 1 Hz, scelte in base a una soglia 2 del rapporto segnale/rumore a lungo periodo, individuata secondo il criterio descritto da Shakal et al. (2003).

Le registrazioni accelerometriche ottenute sono state confrontate con dati acquisiti dalle stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) gestite dal Dipartimento della Protezione Civile – Ufficio del Servizio Sismico Nazionale (USSN). In particolare si sono utilizzati i dati della sequenza sismica molisana, pubblicati su CD (D.P.C., U.S.S.N., 2004), nonché le registrazioni accelerometriche di stazioni su roccia ubicate nell'area abruzzese, fornite, su richiesta, dall'USSN.

Tab 2.1.1: Lista degli eventi registrati in almeno una delle stazioni accelerometriche installate a Caramanico: Date = data; Time = tempo origine o tempo di inizio acquisizione (per gli eventi non localizzati); Lat, Lon = latitudine e longitudine epicentrale; Dep = profondità ipocentrale (se seguita da F, si tratta di profondità prefissata nella procedura di localizzazione) ; Mag = magnitudo (se seguita da L, si tratta di magnitudo locale, altrimenti è la magnitudo della durata); Dist, Az = distanza ed azimuth dell'epicentro rispetto a Caramanico; Ep. Regione = denominazione geografica dell'area epicentrale; Trig. St. = stazioni che hanno registrato l'evento (1 = CAR1, 2= CAR2, ecc.). I dati di localizzazione e di magnitudo sono stati ricavati dalla banca dati dell'INGV.

N	Date	Time	Lat	Lon	Dep	Mag	Dist.(Km)	Az.	Ep. Regione	Trig.St.
1	02.10.25	044312.2	42.164	13.715	5.0 F	2.6	24.	272.0	Valle dell'Aterno	1
2	02.10.31	103259.3	41.682	14.897	10.0 F	5.4 L	91.	125.2	Monti dei Frentani	1
3	02.10.31	105441.5	41.649	14.888	10.0 F	3.1	92.	127.3	Monti dei Frentani	1
4	02.10.31	115638.6	41.708	14.938	10.0 F	3.6 L	92.	122.5	Monti dei Frentani	1
5	02.11.01	150902.0	41.719	14.840	10.0 F	5.3 L	85.	124.8	Monti dei Frentani	1
6	02.11.01	151029.							(non localizzato)	1
7	02.11.01	151953.2	41.742	14.848	10.0 F	4.1 L	84.	123.2	Monti dei Frentani	1
8	02.11.01	164945.7	41.719	14.814	10.0 F	3.3	83.	125.7	Monti dei Frentani	1
9	02.11.01	172131.4	41.714	14.879	10.0 F	4.2 L	88.	123.9	Monti dei Frentani	1
10	02.11.02	062144.6	41.700	14.804	10.0 F	3.8	83.	127.2	Monti dei Frentani	1
11	02.11.02	172036.8	41.725	14.802	10.0 F	3.5	82.	125.7	Monti dei Frentani	1
12	02.11.04	003546.8	41.703	14.869	10.0 F	4.3 L	88.	124.9	Monti dei Frentani	1
13	02.11.04	032630.4	41.741	14.805	10.0 F	4.1	81.	124.6	Monti dei Frentani	1
14	02.11.12	092749.0	41.677	14.799	10.0 F	4.2	85.	128.8	Monti dei Frentani	1-2
15	02.11.12	134608.8	41.659	14.790	10.0 F	3.6	85.	130.1	Monti dei Frentani	1-2
16	02.12.02	205259.2	41.668	14.855	10.0 F	4.0 L	89.	127.4	Monti dei Frentani	1-2
17	02.12.18	003728.4	41.724	14.025	6.4	3.6	48.	177.8	Monti della Meta	1-2
18	02.12.27	124237.0	41.938	14.007	10.2	3.0	24.	179.2	Bacino di Sulmona	2
19	03.01.27	040346.6	41.711	14.766	5.0 F	3.5	80.	127.9	Monti dei Frentani	2
20	03.02.19	055231.6	41.657	14.754	5.0 F	3.8 L	83.	131.6	Monti dei Frentani	2
21	03.03.29	174215.7	43.109	15.464	10.0 F	5.4 L	160.	48.0	Adriatico cent.sett.	2
22	03.05.02	0353 7.0	41.650	14.795	6.0	3.9 L	86.	130.4	Monti dei Frentani	1-2
23	03.06.01	154518.2	41.663	14.825	12.4	4.3 L	87.	128.6	Monti dei Frentani	1-2
24	03.12.30	053138.3	41.640	14.849	5.0 F	4.3 L	91.	129.1	Monti dei Frentani	1
25	04.08.21	141116.1	42.186	14.077	10.0 F	2.7	7.	62.1	Maiella	1-2
26	04.11.25	062118.3	43.132	15.443	10.0 F	4.9 L	160.	46.9	Adriatico cent.sett.	2
27	04.12.03	230825.4	42.182	13.947	6.3	1.4	5.	301.1	Abruzzi Apennine	1-2-3
28	04.12.31	190232.							(non localizzato)	3
29	05.01.16	202841.							(non localizzato)	3
30	05.03.03	223542.7	42.253	13.799	14.8	2.4	20.	302.5	Gran Sasso	3
31	05.03.03	225357.5	42.235	13.898	16.8	2.5	12.	315.1	Gran Sasso	3
32	05.03.09	094133.							(non localizzato)	3
33	05.04.19	151725.4	41.721	14.159	9.8	2.7	50.	165.0	Sannio	3
34	05.04.21	000820.0	41.714	14.163	10.2	2.6	51.	164.9	Sannio	3
35	05.05.02	141746.0	41.707	14.162	9.9	2.8	52.	165.2	Sannio	3
36	05.05.05	132121.9	41.894	13.711	19.0	3.5 L	38.	219.6	Marsica	1-2-3
37	05.08.28	073050.1	42.191	13.960	21.3	1.7 L	5.	316.9	Bacino di Sulmona	3
38	06.01.06	082259.4	42.058	13.967	6.5	2.0 L	11.	195.1	Bacino di Sulmona	4
39	06.02.12	020532.0	41.961	13.989	8.0	1.6 L	22.	183.0	Bacino di Sulmona	3
40	06.02.12	020558.							(non localizzato)	3
41	06.03.25	052244.7	41.726	13.897	10.0 F	3.1 L	49.	190.4	Monti della Meta	2-4
42	06.05.03	162024.5	41.718	14.783	21.9	2.7 L	81.	126.9	Monti dei Frentani	3
43	06.05.25	085547.9	42.133	13.951	8.9	1.5 L	5.	238.1	Bacino di Sulmona	4
44	06.05.29	022006.3	41.801	15.903	31.2	4.8 L	162.	103.5	Gargano	2-5
45	06.06.05	000750.3	41.818	13.875	9.8	2.7 L	39.	195.7	Marsica	1-2-3-4-5
46	06.10.08	152335.							(non localizzato)	3-4
47	06.12.07	222204.							(non localizzato)	3-4
48	06.12.15	210255.5	42.094	13.914	8.1	1.8 L	10.	226.4	Bacino di Sulmona	3-4-5
49	06.12.22	175036.3	41.936	14.131	8.7	2.8 L	27.	156.7	Val di Sangro	1-3-5
50	07.02.10	235629.0	41.935	14.006	8.8	1.6 L	25.	179.4	Bacino di Sulmona	4
51	07.02.13	054840.6	41.787	13.940	8.2	2.5 L	41.	187.2	Marsica	3
52	07.03.11	001251.7	41.788	13.933	7.2	2.7 L	41.	188.1	Marsica	3
53	07.03.11	143603.8	41.785	13.934	7.4	2.5 L	42.	187.9	Marsica	3
54	07.04.23	144135.							(non localizzato)	3

2.1.3 Caratteristiche della risposta di sito in termini di Intensità di Arias

E' stata condotta un'analisi comparativa sui dati accelerometrici acquisiti a Caramanico e dalle stazioni della RAN. Preliminarmente si sono considerate le caratteristiche energetiche degli scuotimenti osservati, espresse in termini di Intensità di Arias (I_a) (Arias, 1970). Tale parametro viene utilizzato preferenzialmente per caratterizzare l'impatto degli scuotimenti sismici sui fenomeni di instabilità indotta nel suolo (per es. frane e liquefazioni) in quanto mostra di correlarsi meglio alla distribuzione spaziale di tali effetti rispetto ad altri parametri quali l'intensità macrosismica o i valori di picco delle accelerazioni (PGA). Per questo nella letteratura scientifica recente è stato usato spesso come parametro di scuotimento per le valutazioni di hazard da frane sismo-indotte (vedi: Wilson & Keefer, 1985; Harp & Wilson, 1995; Jibson et al., 2000).

Le stime di tale parametro richiedono la disponibilità di registrazioni accelerometriche, tuttavia in letteratura sono riportate relazioni di attenuazione empiriche che permettono di stimare i valori di I_a attesi per eventi di magnitudo M e distanza epicentrale R date. Si possono ricordare in proposito la relazione proposta da Wilson & Keefer (1985) sulla base di un insieme di considerazioni teoriche e di una stima empirica derivata da dati accelerometrici californiani (con I_a in m/s):

$$\log I_a = -4.1 + M - 2 \cdot \log R \pm 0.44 \quad [2.1.1]$$

oppure quella di Sabetta & Pugliese (1996), ricavata per regressione da dati accelerometrici italiani, che, esprimendo I_a in m/s, assume la forma:

$$\log I_a = -4.066 + 0.911 \cdot M - 1.818 \cdot \log \sqrt{R^2 + 5.3^2} + S \pm 0.397 \quad [2.1.2]$$

dove S rappresenta un fattore di amplificazione di sito per suoli soffici (velocità delle onde di taglio V_s tra 400 e 800 m/s) e vale 0.139 per suoli di spessore maggiore di 20 m ("deep soil") e 0.244 per suoli di spessore fino a 20 m ("shallow soil").

Un primo obiettivo dell'analisi dei dati accelerometrici acquisiti è consistito nel valutare l'adeguatezza di tali relazioni di attenuazione nelle stime degli scuotimenti attesi su pendio soggetto a frane, per la definizione di scenari sismici preliminari (livello 0). Poiché a questo riguardo la questione fondamentale era valutare se fosse necessario prevedere, nell'uso di tali relazioni, un fattore di amplificazione S specifico per tali condizioni o se invece potesse essere utilizzato quello di una delle tipologie di suolo previste nella relazione di Sabetta & Pugliese, è stata condotta un'analisi dei dati relativi ad eventi della sequenza sismica molisana, registrati alle stazioni CAR1 e CAR2 (entrambi su pendio e ubicati rispettivamente su un affioramento del substrato della frana del 1989 e sulla testata della medesima frana) e in due stazioni su roccia della RAN (Ortucchio - ORC e Castiglione Messer Marino - CMM). Per tali stazioni gli azimut sorgente-stazione degli eventi molisani sono simili e ciò permette di minimizzare l'influenza di altri possibili fattori di variabilità dei valori di scuotimento osservati, quali anisotropie nella radiazione dell'energia sismica dalla sorgente e differenze di attenuazione lungo il percorso epicentro - stazione.

Per rendere confrontabili dati relativi a registrazioni effettuate a diversa distanza epicentrale, i valori di I_a calcolati dalle registrazioni accelerometriche sono stati corretti per l'effetto della attenuazione con la distanza aggiungendo a $\log I_a$ la quantità $1.818 \cdot \log(R^2 + 5.3^2)^{1/2}$, in base alla [2.1.2]. Questa operazione si può assimilare ad una riduzione della misura a una distanza ipocentrale unitaria (assumendo che il coefficiente 5.3 rappresenti solo la profondità media degli eventi sismici).

La Fig. 2.1.5 mostra l'andamento, in funzione della magnitudo, dei valori di $\log I_a$ calcolati sulla componente orizzontale maggiore (conformemente al criterio con cui I_a è definito da

Sabetta & Pugliese) e ridotti a distanza unitaria, a confronto con i valori previsti dalle relazioni di attenuazione [2.1.1] e [2.1.2]. Il grafico mostra che:

a) i valori di I_a osservati a CAR1 in occasione delle due scosse più forti della sequenza molisana (ML 5.4 e 5.3) sono compatibili con quelli mediani previsti dalla relazione di Sabetta & Pugliese per suoli soffici;

b) i valori osservati a CAR2 rispetto a CAR1 appaiono sistematicamente amplificati di un fattore circa 2;

c) i valori osservati a ORC e CMM sono tra loro coerenti e largamente inferiori a quelli delle stazioni di Caramanico, ma anche (per più di una deviazione standard) a quelli mediani previsti per siti rigidi dalle relazioni di attenuazione riportate in letteratura.

L'ultima osservazione è coerente con quanto riportato da Gorini et al. (2004) relativamente ai valori anormalmente bassi di scuotimento che sembrano aver caratterizzato questo evento ad ovest della area epicentrale, in confronto con quanto osservato nelle (poche) stazioni ad est che hanno registrato le due scosse maggiori. Ciò ha suggerito la possibile presenza di un effetto di direttività nella radiazione dell'energia, associata forse al meccanismo focale o alla direzione della propagazione della rottura. Un tale effetto, se presente, potrebbe alterare significativamente le valutazioni sulla risposta di sito ricavabili dai dati del terremoto molisano (per esempio implicando che la compatibilità tra le I_a osservate a CAR1 e la Sabetta & Pugliese è casuale e nasconde una forte amplificazione di sito che può aver localmente compensato la bassa radiazione direzionale di energia della sorgente).

Per valutare questa ipotesi è stata effettuata un'analisi sull'intero set di dati accelerometrici disponibili relativi al terremoto molisano (D.P.C., U.S.S.N., 2004), separando le stazioni per tipologia di sito secondo la classificazione fornita per le stazioni della RAN ("rock", "stiff soil" e "soft soil") e raggruppandole in quattro intervalli azimutali di ampiezza pari a 90° centrati sui quattro punti cardinali. I risultati ottenuti (Fig. 2.1.6), mentre evidenziano una differenza, per altro plausibile, tra il caso dei siti di tipo "soft soil" e "stiff soil", non mostrano nessuna significativa differenza sistematica tra stazioni con collocazione azimutale diversa attorno all'area epicentrale. E' da sottolineare che solo tre stazioni (Lesina – LSN, San Severo – SSV e Sannicandro Garganico – SNN) ad est dell'area epicentrale hanno registrato le due scosse principali e che le stesse tre stazioni non hanno registrato nessuna delle scosse minori. Non si può quindi escludere che un effetto di direttività della sorgente si sia manifestato in occasione delle scosse più forti, ma si può comunque escludere che esso possa aver avuto luogo per tutte le altre scosse.

Un confronto complessivo mostra che i valori di scuotimento a Caramanico sulle aree di pendio evidenziano i più alti livelli di amplificazione osservati tra tutte le stazioni di caratteristiche litologiche comparabili, che hanno registrato eventi della sequenza molisana. Queste osservazioni non consentono ancora di attribuire tale livello di amplificazione interamente ad un effetto di sito specifico di aree di pendio, non potendosi escludere differenze di amplificazione su scala "regionale", legate a fenomeni di focalizzazione/defocalizzazione delle onde sismiche a causa di elementi strutturali presenti lungo il loro percorso. Un chiarimento di questo aspetto richiede un allargamento della base osservativa ad un maggior numero di eventi con una più ampia distribuzione azimutale attorno all'area di studio. Sotto questo aspetto sarà fondamentale il confronto con le registrazioni che si otterranno nel sito CAR4 le cui caratteristiche (superficie sub-pianeggiante, su affioramento roccioso) lo fanno ritenere idoneo a svolgere il ruolo di stazione di riferimento per l'area di Caramanico. I dati finora acquisiti in questa stazione, entrata in funzione solo alla fine del 2005, al momento sono ancora insufficienti, avendo riguardato pochi eventi scarsamente significativi, di magnitudo e distanza epicentrale modeste.

Il complesso di dati della sequenza molisana mostra, in maniera abbastanza coerente per tutte le stazioni, che la relazione tra il logaritmo dell'Intensità di Arias e la magnitudo presenta una

deviazione dalla linearità definita dalla Sabetta & Pugliese, con aumento della pendenza verso le magnitudo inferiori a quelle del campione di eventi su cui la suddetta relazione è stata tarata (4.6 – 6.8). La regressione in funzione della magnitudo dei valori $\log I_a$ di CAR1 e CAR2, ridotti a distanza unitaria, fornisce le seguenti stime per i coefficienti da attribuire alla relazione di attenuazione per valori di bassa magnitudo:

CAR1 (campione di 9 eventi di magnitudo 3.6 – 5.4)

$$(\log I_a)_{\text{rid}} = -6.20 + 1.34 M \pm 0.20 \quad (R^2 = 0.96) \quad [2.1.3]$$

CAR2 (campione di 7 eventi di magnitudo 3.5 – 4.3)

$$(\log I_a)_{\text{rid}} = -6.03 + 1.35 M \pm 0.22 \quad (R^2 = 0.80) \quad [2.1.4]$$

Benché i dati disponibili siano in numero limitato, il coefficiente di proporzionalità della magnitudo appare abbastanza ben definito, mostrando una coerenza tra i dati di CAR1 e CAR2 ed anche con i dati delle stazioni della RAN (vedi Figg. 2.1.5 e 2.1.6). Il termine costante differisce di una quantità che riflette l'amplificazione relativa media di CAR2 rispetto a CAR1 ed è dell'ordine della deviazione standard dei dati.

Estendendo i confronti alle registrazioni di eventi di diversa localizzazione, la presenza di un'amplificazione relativa nel sito in frana (CAR2) rispetto al sito su affioramento del substrato della frana (CAR1) ha ricevuto conferma. Su 10 eventi registrati simultaneamente nelle due stazioni, solo in un caso (relativo ad un evento di magnitudo 2.7 localizzato 40 km a N di Caramanico) il valore di I_a , calcolato sulla risultante delle componenti orizzontali, è risultato praticamente uguale per le due stazioni; negli altri 9 casi, in relazione ad eventi di magnitudo tra 1.4 e 4.3, distanza da 6 a 90 km e azimuth variabili approssimativamente tra SE, S, SW, NW, si è registrata un'amplificazione relativa di un fattore tra 1.3 a 2.5 (mediamente dell'80%). In questi eventi l'accelerazione di picco ha raggiunto valori confrontabili nei due siti in soli due casi su 10, mentre negli altri si è riscontrata un'amplificazione relativa compresa tra il 20 e l'80%, con una media del 60%. Questa amplificazione relativa può essere spiegata dalla presenza di un significativo contrasto di impedenza tra il corpo di frana e il substrato argilloso, evidenziato da indagini di tipo NASW condotte nel sito CAR2 (Fig. 2.1.7).

Un livello di amplificazione notevolmente più alto sembra caratterizzare il sito CAR3, localizzato su brecce carbonatiche sovrastanti il calcare, in corrispondenza dell'orlo di una ripida scarpata (Fig. 2.1.8). In questo caso la base di confronto dei dati è ancora molto ristretta, includendo solo 4 eventi di magnitudo tra 1.4 e 3.5, distanza tra 6 e 40 km e azimuth circa NW, N, SE e SW: per questi quattro eventi il rapporto dei valori di I_a rispetto a CAR1 è risultato maggiore di un fattore variabile tra 20 e 30, mentre il rapporto tra le accelerazioni di picco è variato tra 4 e 8. Un'amplificazione relativa così elevata potrebbe essere legata ad una combinazione di amplificazione topografica e stratigrafica, forse più accentuata nel caso di eventi relativamente vicini e di bassa magnitudo, in cui la maggior concentrazione di energia su frequenze relativamente alte (> 10 Hz) potrebbe produrre una risposta particolarmente amplificata in un sito in roccia come CAR3.

E' interessante notare che in entrambi i casi dei siti CAR2 e CAR3 l'elevata amplificazione è associata ad una costante dominanza della componente E-W del moto, qualunque sia l'azimut dell'epicentro. Nel caso di CAR2, l'amplificazione relativa è quasi completamente imputabile all'effetto di questa componente, dato che lungo la componente N-S i valori di I_a a CAR1 e a CAR2 sono per lo più molto simili. Questa osservazione ha suggerito la possibile presenza di fenomeni di direzionalità nella risposta di sito, il che ha stimolato un'analisi delle differenze direzionali delle caratteristiche di tale risposta.

2.1.4 Direzionalità nelle caratteristiche energetiche della risposta di sito.

L'analisi di possibili variazioni direzionali nella risposta di sito è stata inizialmente esaminata in termini di energia totale associata allo scuotimento sismico, parametrizzata mediante l'Intensità di Arias I_a . Per ogni evento registrato sono stati calcolati i valori di I_a su componenti orizzontali orientate ad intervalli azimutali di 10° .

In Fig. 2.1.9 sono riportati i diagrammi polari dei valori relativi alle registrazioni accelerometriche ottenute a Caramanico per un campione rappresentativo di eventi di diversa magnitudo, distanza e back-azimut. In ogni diagramma i valori sono normalizzati rispetto al massimo direzionale di ciascun evento; inoltre, l'ultimo diagramma di ogni fila riporta, per ogni direzione, la media dei valori di I_a normalizzati di tutti gli eventi registrati in ciascuna stazione.

In alcune stazioni, le variazioni direzionali di I_a mostrano un massimo pronunciato lungo una direzione pressoché costante, indipendentemente dall'azimut dell'epicentro. Ciò si riflette in una differenza accentuata tra il minimo (I_{amin}) e il massimo (I_{amax}) dei valori medi delle I_a normalizzate e nel fatto che il massimo è molto prossimo a 1. E' questo il caso, per esempio, delle stazioni CAR2 (con $I_{amax} = 0.99$ in direzione $S80^\circ W$ e $I_{amin} = 0.55$ in direzione $N10^\circ W$) e CAR3 (con $I_{amax} = 0.96$ in direzione $N70^\circ W$ e $I_{amin} = 0.33$ in direzione $N20^\circ E$), in cui il massimo direzionale supera il minimo in media per un fattore, rispettivamente, di 1.8 e 2.9. Le direzioni di questi massimi sostanzialmente coincidono a CAR2 con quella di massima pendenza del pendio e a CAR3 con quella del bordo della scarpata.

Nelle altre stazioni di Caramanico non si osserva un'analogia accentuata sistematicità nella direzionalità della risposta. A CAR1 le differenze tra massimi e minimi direzionali di I_a sono meno accentuate e le loro direzioni variano per eventi diversi, sicché i valori medi delle I_a normalizzate presentano una scarsa variabilità direzionale, essendo compresi tra 0.83 e 0.90 (con una differenza relativa tra massimo e minimo appena del 10% circa). A CAR4 le differenze tra massimo e minimo appaiono, almeno in qualche caso, più accentuate che a CAR1, ma ancora una volta le loro direzioni risultano variabili e in media anche in questa stazione le variazioni direzionali appaiono significativamente più contenute che nelle stazioni CAR2 e CAR3, essendo comprese tra 0.59 e 0.89 (con un rapporto di 1.5 tra massimo e minimo). E' da sottolineare, comunque, che in media l'energia dello scuotimento appare qui più accentuata nella locale direzione di massima pendenza come per il caso di CAR2. I dati della stazione CAR5 sono ancora piuttosto limitati per delineare chiaramente le proprietà di direzionalità del sito, tuttavia gli andamenti direzionali dei valori di I_a presentano una certa variabilità tra eventi diversi, sia pure con una direzionalità leggermente preferenziale all'incirca con la medesima orientazione osservata a CAR2: ciò porta ad ottenere in media un massimo di 0.95 in direzione $S70^\circ W$ e un minimo di 0.59 in direzione $N20^\circ W$, con un rapporto massimo/minimo di 1.6, cioè intermedio tra i casi di CAR4 e CAR2.

Il fatto che la direzionalità più accentuata nella risposta di sito sia stata riscontrata nelle due stazioni che mostrano anche un più alto livello di amplificazione complessiva, ha fatto inizialmente pensare che amplificazione e direttività fossero fenomeni collegati tra loro da un qualche fattore causale comune. Tuttavia, estendendo l'analisi ad alcune stazioni su roccia della RAN, localizzate nella regione abruzzese entro 50 km da Caramanico, si sono trovati altri casi di chiara direzionalità nella risposta di sito, anche in assenza di fenomeni di amplificazione. In particolare si sono esaminati i dati delle stazioni di Castiglione Messer Marino (CMM), Lama dei Peligni (LDP), Ortucchio (ORC) e Pescasseroli (PSC) (vedi ubicazione in Fig. 2.1.4). Tutte queste stazioni sono attrezzate con lo stesso modello di accelerometro delle stazioni di Caramanico (Kinematics Etna), tranne ORC, dotato del modello Everest, che comunque fa uso del medesimo tipo di sensore (Episensor).

Per le stazioni della RAN, le registrazioni accelerometriche che è stato finora possibile analizzare sono in numero alquanto più limitato rispetto a quelle delle stazioni di Caramanico.

Comunque un'analisi analoga a quella sopra descritta ha fornito evidenze convincenti di una direttività nella risposta di sito nelle stazioni di CMM e PSC (Fig. 2.1.10). La prima presenta, nella media dei valori normalizzati relativi a tutte le registrazioni, un valore di $I_{\text{amax}} = 1.00$ in direzione N60°E e un valore di $I_{\text{amin}} = 0.42$ in direzione N30°W (con rapporto massimo/minimo pari a 2.4); per la seconda risulta $I_{\text{amax}} = 0.92$ in direzione N10°E and $I_{\text{amin}} = 0.32$ in direzione N80°W (con rapporto massimo/minimo pari a 2.9). Negli altri due casi esaminati non si è riscontrata una direzionalità sistematica, essendo i valori medi normalizzati di I_a compresi nell'intervallo 0.69-0.96 per ORC (rapporto massimo/minimo = 1.4) e nell'intervallo 0.65-0.96 per LDP (rapporto massimo/minimo = 1.5).

Una ricognizione delle suddette stazioni ha portato a verificare che le due che presentano direzionalità nella risposta sono collocate su pendii relativamente ripidi mentre le altre due sono ubicate su topografia sub-pianeggiante o su un rilievo modesto (Fig. 2.1.11). In particolare: a) la stazione CMM è situata entro un taglio inciso nella parte medio-alta di una cresta calcarea allungata in direzione NNW-SSE, che emerge a metà di un pendio digradante verso ENE; b) LDP è collocato vicino alla base di una modesta collina alta circa 30 m; c) ORC è localizzata su una superficie sub-pianeggiante caratterizzata da una modesta ondulazione del suolo con un dislivello non superiore a 10 m; c) PSC è vicino alla base di un pendio calcareo alto circa 150 m digradante verso sud, la cui morfologia appare controllata da una faglia.

Diversamente dai casi di Caramanico, gli effetti di direttività nella risposta di sito a CMM e PSC non sono associati ad amplificazione: i valori di scuotimento osservati in queste stazioni sono risultati non solo largamente inferiori a quelli riscontrati nei siti di Caramanico, ma anche molto al di sotto di quelli attesi, sulla base di relazioni di attenuazione standard (per esempio Sabetta & Pugliese, 1996) per eventi con la stessa combinazione magnitudo/distanza di quelli registrati. Ciò suggerisce che questi siti potrebbero essere persino soggetti a fenomeni di de-amplificazione, forse in relazione alla locale presenza di una concavità nel profilo topografico.

Nel complesso, effetti di direttività nella risposta di sito sono stati riscontrati più frequentemente su pendii, con massimi di scuotimento in direzioni prossime a quella di massima pendenza (CAR2, CMM, PSC) e, in un caso (CAR3), sul bordo di una ripida scarpata, con massimo parallelo a tale bordo. Tuttavia la presenza di un rilievo nella superficie topografica di per sé non è evidentemente sufficiente a produrre questo fenomeno: anche la stazione CAR1, a Caramanico, è ubicata su un pendio piuttosto ripido (Fig. 2.1.12) a poche centinaia di metri dalla frana su cui è ubicata la stazione CAR2, eppure non mostra effetti di direttività come quelli di CAR2. Ciò implica che, in tale fenomeno, un ruolo importante deve essere svolto dalle proprietà fisico-meccaniche dei materiali di cui è costituito il pendio.

In letteratura fenomeni simili di direzionalità nella risposta di sito sono stati riportati, finora, in un numero molto limitato di casi. L'origine di tale fenomeno è ancora poco chiara e, in particolare, è controverso il peso relativo che hanno la topografia e la geologia nel generarlo. In qualche caso (e.g. Spudich et al., 1996) il ruolo preponderante, anche se non esclusivo, sembra essere svolto dalla topografia, in altri (Bonamassa & Vidale, 1991; Bonamassa et al., 1991; Martino et al., 2006) l'influenza della topografia è stato escluso, o largamente subordinato a quello di elementi tettonici e strutturali locali.

I nostri dati suggeriscono che i fenomeni di direttività nella risposta di sito sono prodotti da una combinazione di fattori topografici e geologici, probabilmente interrelati. Infatti, anche se la presenza di un rilievo non è sufficiente a produrre tali effetti, finora non si sono osservati casi in cui tale fenomeno si sia manifestato in assenza di un rilievo topografico ed, inoltre, quando presenti, essi hanno per lo più una orientazione correlata con direzioni di elementi della topografia. Un'ipotesi da esaminare in successivi studi è che questa direttività sia il

risultato di una anisotropia nelle proprietà meccaniche dei materiali che costituiscono i pendii (per esempio in relazione alla presenza di sistemi di superfici di rottura sub-paralleli: vedi Carter & Kendall, 2006). Le variazioni direzionali di queste proprietà potrebbero essere correlate alle direzioni di elementi topografici o perché questi sono direttamente responsabili delle proprietà dei materiali o perché la topografia è essa stessa controllata dai medesimi fattori che determinano l'anisotropia. Un esempio del primo tipo di situazione può essere quello dello stato meccanico del corpo di frana nel sito CAR2, che è evidentemente controllato dalla direzione del pendio, mentre un esempio del secondo tipo potrebbe essere quello della stazione PSC, dove la presenza di una faglia potrebbe simultaneamente controllare la direzione del pendio e l'orientazione di sistemi di fratture nella formazione rocciosa affiorante.

2.1.5 Direttività nelle proprietà spettrali della risposta di sito.

I pochi casi di direttività nella risposta di sito riportati in letteratura [e.g. Bonamassa and Vidale, 1991; Spudich et al., 1996] sono stati interpretati come fenomeni di risonanza direzionale, cioè fenomeni di amplificazione prodotti da interferenza costruttiva a determinate frequenze e su definite direzioni, le une e le altre specifiche del sito e controllate da locali elementi stratigrafici, strutturali e/o morfologici. Per altro le osservazioni fatte nel corso del nostro studio indicano che fenomeni di direttività possono manifestarsi anche in assenza di amplificazione e quindi di fenomeni di risonanza. In ogni caso si è ritenuto utile, per un approfondimento delle proprietà del fenomeno osservato, indagare anche sulle proprietà spettrali dei siti interessati, con particolare riferimento alle loro variazioni direzionali. A tal riguardo si è fatto uso primariamente di metodi di analisi che consentissero l'utilizzo dei dati già disponibili, relativi a registrazioni di "weak motion" nelle singole stazioni.

Una tecnica comunemente utilizzata per individuare le frequenze di risonanza di un sito da questo tipo di registrazioni consiste nel calcolo dei rapporti spettrali tra componenti orizzontali e componente verticale (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios - HVSR) (Lermo and Chávez-García, 1993). Anche se l'uso di questa tecnica per stimare proprietà degli effetti di sito è stato inizialmente giustificato con modelli di amplificazione dinamica relativi a stratificazioni monodimensionali, questo metodo ha mostrato di poter fornire indicazioni anche su frequenze di risonanza associate ad amplificazioni topografiche (Chávez-García et al., 1996).

Per evidenziare possibili fenomeni di risonanza direzionale, si sono quindi calcolati gli spettri di Fourier su accelerogrammi di componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10°. Per uniformare il passo degli spettri calcolati, gli accelerogrammi sono stati uniformati su una lunghezza di registrazione di 60 secondi ed è stato effettuato uno "smoothing" applicando una media mobile su 15 frequenze, il che corrisponde a mediare le ordinate spettrali su un intervallo di 0.25 Hz. Si sono quindi calcolati per ogni direzione azimutale i valori HVSR mediati su tutti gli eventi registrati in ciascuna stazione.

Per le stazioni di Caramanico il calcolo dei valori HVSR è stato effettuato sulle stazioni CAR1, CAR2, CAR3 e CAR4, escludendo la stazione CAR5 che ha fornito finora un numero ancora troppo limitato di registrazioni. La Fig. 2.1.13 mostra i risultati ottenuti sotto forma di diagrammi polari e la Tab. 2.1.2 riassume direzioni, frequenze e valori dei principali massimi nei valori dei rapporti spettrali ottenuti. Le stazioni CAR2 e CAR3, cioè quelle interessate da direttività nella risposta di sito in termini di energia totale di scuotimento, mostrano marcati picchi spettrali direzionali, con massimo orientato lungo azimut compresi in un ristretto intervallo (10°-20°) attorno alla direzione dei massimi di Intensità di Arias I_a .

Tab. 2.1.2: Lista dei principali massimi nei valori dei rapporti spettrali medi HVSR e dei prodotti spettrali normalizzati (NSP). Per ogni stazione è riportato il numero di eventi su cui è stato effettuato il calcolo di HVSR e NSP, l'azimut, la frequenza e il valore del rapporto HVSR o del prodotto NSP per ciascuno dei suddetti massimi.

Station	Number of events	HVSR			NSP		
		Azimuth	Frequency (Hz)	Value	Azimuth	Frequency (Hz)	Value
CAR1	15				-80°	8.6	1.000
		-10°	7.4	3.33	-10°	7.4	0.512
		10°	5.5	4.97	10°	5.5	0.794
		60°	9.8	3.23			
		80°	8.9	2.87			
CAR2	14	80°	7.7	4.89	80°	7.8	0.635
		80°	8.7	4.81			
		80°	9.9	5.97	90°	9.5	1.000
		90°	6.8	4.03			
CAR3	19	-80°	13.5	12.55			
		-70°	12.5	15.22	-80°	12.4	1.000
		-70°	11.4	13.09			
		-60°	15.1	7.79	-60°	15.2	0.758
CAR4	7				-10°	15.3	1.000
		40°	14.2	2.98	50°	14.2	0.422
		50°	10.2	3.53			
CMM	7	50°	4.5	2.60			
		60°	1.0	3.11	60°	1.0	1.000
		60°	1.9	2.66	60°	1.9	0.528
LDP	6				-80°	4.5	0.777
					-80°	6.0	0.680
					-50°	5.5	0.704
		-50°	8.8	2.38	-50°	9.0	0.604
		-50°	10.7	2.51	-50°	10.7	1.000
		-40°	9.6	2.50			
		-30°	7.9	2.15	-30°	7.4	0.674
		-20°	11.3	2.37			
		30°	9.7	2.44			
ORC	9	40°	7.0	4.59	30°	6.9	0.522
		40°	6.4	4.41	40°	6.3	0.534
		50°	4.6	4.65			
		60°	7.7	4.44			
		70°	4.8	4.41	80°	4.8	1.000
PSC	5	0°	3.9	3.25	-10°	3.8	1.000
		0°	5.2	3.86	0°	5.3	0.680
		0°	6.6	3.59	0°	6.0	0.574
		0°	9.4	3.41			
		10°	2.3	3.28			

Per le altre stazioni si ottengono massimi meno marcati e con orientazioni che a CAR1 presentano una distribuzione azimutale più sparsa (entro un intervallo di 70°), mentre a CAR4 non appaiono correlate con le direzioni di massima I_a . Riguardo alle stazioni della RAN (Fig. 2.1.14), i valori massimi dei rapporti spettrali HVSR sono tutti alquanto più bassi di quelli osservati a CAR2 e CAR3, anche nei siti CMM e PSC che mostrano una chiara direttività di risposta in termini energetici complessivi. Questo fatto non è sorprendente considerando che questi due siti non appaiono caratterizzati, nel complesso, da una risposta di sito amplificata e

quindi non erano da attendersi fenomeni di risonanza. Tuttavia si può riconoscere una generale concentrazione preferenziale di energia spettrale in direzioni coerenti con quelle dei massimi di I_a (rispettivamente, attorno alla direzione ENE per CMM e alla direzione Nord per PSC).

Ulteriori osservazioni si sono ricavate dal confronto degli spettri ottenuti a CAR2 (su frana) e a CAR1 (su affioramento del substrato della stessa frana). Queste stazioni sono quelle operative da più tempo e sono le uniche per cui è disponibile un buon set di registrazioni simultanee dei medesimi eventi (10 eventi). Per queste registrazioni si sono calcolati i rapporti spettrali direzionali (Directional Spectral Ratio - DSR) medi su componenti con orientazione variabile (sia orizzontale che verticale), per evidenziare il contributo specifico fornito dalla frana alla risposta di sito osservata in CAR2. I risultati ottenuti sono mostrati in Fig. 2.1.15.

E' interessante osservare che i picchi più marcati nei valori DSR sono orientati in direzioni (W e N80°W), prossime, quindi, a quelle dei massimi di I_a riscontrati a CAR2 (S80°W) ed anche a quelle dei picchi direzionali degli HVSR della stessa stazione, ma a frequenze (13.9 e 15.3 Hz) per le quali i diagrammi HVSR di CAR2 non mostrano picchi evidenti. Questo si può plausibilmente spiegare per il fatto che a frequenze maggiori di 13 Hz la componente verticale nella stazione CAR2 presenta, rispetto a CAR1, un'amplificazione relativa di un fattore 3-4 che, nei diagrammi HVSR, maschera effetti di amplificazione sulle componenti orizzontali.

E' anche degno di nota il fatto che si può riconoscere una buona corrispondenza tra picchi secondari nei rapporti spettrali CAR2/CAR1 e massimi relativi degli HVSR di CAR2, per esempio a 6.6 Hz in direzione S70°W (6.8 Hz in direzione W a CAR2) e a 7.6 Hz in direzione S80°W (a 7.7 Hz nella medesima direzione a CAR2: vedi Tab. 2.1.2). I valori dei rapporti spettrali CAR2/CAR1 a queste frequenze raggiungono un massimo di 2.3 a 6.6 Hz e 2.6 a 7.6 Hz, ma in direzioni perpendicolari a quelle dei massimi scendono al di sotto dell'unità fino a 0.51 (per la frequenza 6.6 Hz) e a 0.47 (per la frequenza 7.6 Hz), il che fa pensare che a queste frequenze l'effetto della frana consiste in una ridistribuzione direzionale dell'energia spettrale, con simultanea amplificazione e de-amplificazione, in direzioni ortogonali, approssimativamente di uno stesso fattore circa 2, piuttosto che in un'amplificazione che eleva l'ampiezza dello scuotimento lungo una definita direzione.

I diagrammi DSR suggeriscono anche che un altro effetto della frana consiste in una amplificazione relativa generalizzata, ancora di un fattore circa 2, senza caratteristiche direzionali, a frequenze minori di 5 Hz. Un'altra considerazione interessante riguarda l'assenza di evidenti picchi direzionali corrispondenti al picco principale e ad uno dei maggiori tra i picchi secondari evidenziati dai valori degli HVSR di CAR2 (rispettivamente a 9.9 e 8.7 Hz, entrambi in direzione S80°W). In effetti i rapporti HVSR di CAR1 presentano due picchi secondari a frequenze e direzioni simili (9.8 Hz direzione S60°W e 8.9 Hz in direzione S80°W), il che abbassa i rapporti spettrali CAR2/CAR1 per queste frequenze e direzioni. Questa osservazione porta a concludere che la frana contribuisce alla direzionalità nella risposta di sito con alcuni picchi spettrali direzionali come quelli a 13.9 e 15.3 Hz (non evidenziati dagli HVSR) e quelli a 6.6-6.8 Hz e 7.6-7.7 Hz. Tuttavia sono presenti altri contributi alla direzionalità della risposta di sito a frequenze di 9.8-9.9 Hz e 8.7-8.9 Hz, che non appaiono specifici del sito CAR2, essendo riscontrabili in una certa misura anche nel vicino sito CAR1 fuori frana, dove però sono insufficienti a determinare chiare proprietà di direzionalità nella risposta di sito. Tali contributi aggiuntivi potrebbero essere dovuti ad altri fattori strutturali e/o morfologici del pendio che producono un incremento relativo dello scuotimento complessivo lungo direzioni simili a quelle su cui agisce l'effetto della frana, attorno alla locale direzione di massima pendenza del pendio.

L'interpretazione dei risultati ottenuti con la tecnica HVSR per la identificazione delle frequenze di risonanza del sito è notoriamente basata sull'assunzione che la componente

verticale del moto del suolo è poco o nulla modificata da effetti di sito. Tale assunzione, per altro, non può essere data per valida sotto qualsiasi condizione stratigrafico-topografica e in qualsiasi intervallo di frequenze, come dimostrato anche dall'andamento dei rapporti spettrali CAR2/CAR1 (si veda la Fig. 2.1.15, che mostra come, sulla componente verticale, i suddetti rapporti spettrali deviano significativamente dall'unità a frequenze esterne all'intervallo 6-13 Hz). Dati i limiti di affidabilità del metodo, per avere un ulteriore supporto nella identificazione delle eventuali frequenze di risonanza direzionale, in parallelo all'uso della tecnica HVSR si è sperimentata un'altra tecnica, anch'essa basata sull'impiego di registrazioni "weak motion" di singole stazioni.

La tecnica (di seguito richiamata con la sigla NSP – "Normalised Spectral Products") consiste nel calcolo dei prodotti di spettri direzionali normalizzati attraverso la seguente procedura: 1) calcolo degli spettri di Fourier delle accelerazioni orizzontali del suolo ruotate ad intervalli azimutali di 10° per tutti gli eventi registrati in una singola stazione; 2) "smoothing" degli spettri mediante media mobile su una finestra di frequenza larga 0.25 Hz; 3) normalizzazione degli spettri direzionali di ciascun evento mediante divisione per la massima ordinata spettrale tra quelle di tutti gli spettri dello stesso evento; 4) moltiplicazione degli spettri normalizzati ottenuti lungo la stessa direzione per tutti gli eventi registrati dalla medesima stazione; 5) rinormalizzazione di tutti i prodotti spettrali, dividendo per il massimo valore di tali prodotti. Lo scopo di questo trattamento dei dati è di evidenziare frequenze e direzioni in cui è ricorrente la presenza di una significativa quota relativa di energia spettrale in tutti gli eventi, a prescindere da distanza, azimut e magnitudo degli eventi. Ci si può infatti attendere che picchi spettrali direzionali associati a effetti di sorgente o a polarizzazioni prodotte da caratteristiche del mezzo interposto tra sorgente e sito tenderanno ad essere attenuate dal prodotto con i bassi valori di ampiezza spettrale osservati alla stessa frequenza e nella medesima direzione per eventi differenti, mettendo in risalto picchi direzionali che riflettono proprietà spettrali del sito, qualora esso sia caratterizzato da fenomeni di risonanza direzionale.

Le Fig. 2.1.16 e 2.1.17 mostrano i risultati ottenuti per le stazioni di Caramanico e per quelle della RAN e in Tab. 2.1.2 sono riportati direzioni, frequenze e valori dei principali massimi nei prodotti spettrali normalizzati ottenuti, a confronto con i corrispondenti picchi degli HVSR. In generale i diagrammi NSP mostrano un minor numero di picchi più marcati, il che facilita la loro identificazione.

A Caramanico le stazioni CAR2 e CAR3 mostrano pochi massimi dominanti i cui valori di picco sono orientati in un ristretto intervallo azimutale attorno alle direzioni di massimo di I_a , mentre CAR1 e CAR4 non mostrano una concentrazione di energia spettrale in direzioni ben definite. Per esempio, il diagramma ottenuto per la stazione CAR4 mostra il picco principale a 15.3 Hz in direzione N10°W e un picco secondario a 14.2 Hz in direzione S50°W. A CAR1 si riconoscono tre massimi in direzione N10°E (5.5 Hz), N10°W (7.4 Hz) and N80°W (8.6 Hz), con l'ultima frequenza caratterizzata da valori degli NSP che non scendono al di sotto del 50% del valore di picco per un intervallo azimutale di 110° attorno alla direzione del massimo. Inoltre, calcolando i valori degli NSP separatamente per gruppi di eventi con differente localizzazione (per esempio per un campione di eventi della sequenza molisana e per un campione di eventi di diversa localizzazione) alcuni dei suddetti picchi scompaiono o presentano un massimo in una direzione diversa (Fig. 2.1.18): il picco a 5.5 Hz, che è il più marcato nella sequenza molisana, non compare nel diagramma degli altri eventi, dove è invece presente un picco massimo a 7.4 Hz, assente nella sequenza molisana; massimi di frequenza compresa tra 8 e 9 Hz sono presenti in tutti e due i diagrammi, ma con orientazione nettamente diversa (N10°W per la sequenza molisana e N80°W per gli altri eventi). Queste osservazioni portano a ritenere che l'ampia distribuzione azimutale dell'energia spettrale riflette probabilmente la sovrapposizione di caratteristiche di polarizzazione dovute a

proprietà delle sorgenti e/o del mezzo lungo il percorso di propagazione.

Riguardo alle stazioni della RAN, sebbene il numero limitato di registrazioni disponibili riduce l'efficacia della tecnica NSP, nelle stazioni interessate da fenomeni di direttività della risposta di sito (CMM e PSC) si può riconoscere la presenza di una concentrazione di energia spettrale con massimi distribuiti in un intervallo azimutale ristretto (tra 1 e 2 Hz attorno a S60°W per CMM e tra 4 e 6 Hz da S a S10°W per PSC: vedi Tab. 2.1.2). Invece a ORC e LDP si trovano massimi spettrali distribuiti su un intervallo azimutale di circa 50°.

Un limite del metodo NSP è che potrebbe fornire un quadro incompleto delle frequenze di risonanza direzionale lasciando scoperte frequenze che hanno energia spettrale troppo debole nel campione di registrazioni disponibile (in relazione al controllo esercitato dalle magnitudo e dalle distanze degli eventi del campione sulla distribuzione in frequenza dell'energia spettrale). Poiché, come evidenziato in precedenza, anche per la tecnica HVSR sussistono condizioni in cui l'informazione sulle frequenze di risonanza può risultare incompleta, è opportuno non affidarsi interamente solo a uno dei due metodi. Il confronto tra i massimi di HVSR e NSP (vedi Tab. 2.1.2) mostra in generale una buona corrispondenza, che però risulta più evidente e significativa nel caso dei siti interessati da direttività della risposta dinamica (cioè CAR2, CAR3, CMM e PSC). In questi siti tutti i principali massimi degli NSP hanno un corrispettivo negli HVSR con differenze al più di 0.6 Hz in frequenza e di 10° in azimut. Inoltre, con il medesimo margine di approssimazione, sussiste anche una corrispondenza tra i massimi assoluti di NSP e HVSR in 3 casi su 4. Negli altri siti, solo il 64% dei picchi degli NSP ha un corrispondente tra quelli degli HVSR e solo in 1 caso su 4 c'è corrispondenza tra i massimi assoluti. Questo suggerisce che i picchi NSP, mentre nel caso di siti con risposta dinamica direzionale mostrano il riflesso di tale direzionalità nelle proprietà spettrali del sito, nei casi in cui la direzionalità della risposta è poco marcata o assente includono un mix di picchi specifici di sito e picchi specifici di gruppi di eventi, i quali ultimi non mostrano relazione con i picchi degli HVSR.

In definitiva, l'impiego integrato del calcolo degli HVSR e dei NSP consente di riconoscere in maniera più sicura se la risposta di sito è caratterizzata da picchi spettrali concentrati in un ristretto intervallo azimutale e quindi permette una più affidabile identificazione dei casi di direzionalità nelle proprietà spettrali del sito.

Per una più approfondita comprensione di questo fenomeno, dei meccanismi che lo determinano e delle condizioni del suo manifestarsi, è necessario prevedere lo sviluppo di una adeguata modellazione numerica che, per altro, richiede la disponibilità di un modello geofisico-geotecnico dettagliato dei siti interessati dal fenomeno in questione. Alcuni passi in questa direzione sono stati avviati, con il supporto di un progetto di ricerca parallelo condotto nell'ambito dei Progetti di Ricerca di Interesse Nazionale finanziati dal Ministero dell'Università e della Ricerca (PRIN 2005 - Pericolosità sismica indotta: analisi, modellazione e scenari previsionali di frane innescate da terremoti - coordinatore prof. G. Scarascia Mugnozza). Nell'ambito di questo progetto, per il sito di Caramanico sono state effettuate campagne di misure geofisiche e test di laboratorio geotecnici, i cui dati sono in fase di elaborazione.

Sulla base di alcuni risultati preliminari ottenuti nel suddetto progetto, sono state effettuate delle modellazioni numeriche semplificate relative al sito CAR2, secondo modelli del terreno di tipo monodimensionale, finalizzate a chiarire preventivamente il ruolo che la stratigrafia del pendio in frana svolge nel determinare le osservate proprietà spettrali del sito CAR2. In Fig. 2.1.19 sono mostrati i risultati ottenuti attraverso l'impiego del codice EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses: Bardet et al., 2000). Poiché le osservazioni finora raccolte hanno riguardato dati di tipo "weak motion", la modellazione è stata effettuata escludendo il calcolo degli effetti di non linearità, che si manifestano ad elevati livelli deformativi. La modellazione del terreno è stata effettuata sulla base dei risultati

ottenuti dalle indagini di tipo NASW (vedi anche Fig. 2.1.7). In particolare, da queste si è ricavata, per il sito CAR2, la curva di dispersione delle velocità di fase delle onde di Rayleigh; attraverso un programma di inversione basato sull'algoritmo "Hedgehog" (Keilis-Borok & Yanovskaya, 1967; Panza, 1981), si è ricavato un set di modelli di velocità delle onde S compatibili con la suddetta curva entro l'incertezza di stima nel picking delle coppie p-f (lentezza-frequenza). Per definire gli altri parametri del modello (velocità delle onde P, pesi di volume) si sono usati i dati ottenuti da precedenti indagini geognostiche e geofisiche e sintetizzati nella stratigrafia riportata in Fig. 2.1.7 (Buccolini et al., 1995), oppure (per lo smorzamento a bassi livelli deformativi) si sono usati valori standard relativi alle tipologie litologiche evidenziate nella suddetta stratigrafia.

Il calcolo della funzione di amplificazione spettrale è stato effettuato scegliendo, attraverso una serie di tentativi, un modello di velocità (linea spezzata in rosso in Fig. 2.1.19a) che fornisse risultati con il miglior accordo possibile rispetto ai valori medi dei rapporti spettrali HVSR ottenuti dalle registrazioni accelerometriche della stazione CAR2. Il confronto con la funzione di amplificazione spettrale ottenuta (Fig. 2.1.19b) mostra che alcuni dei principali picchi spettrali evidenziati dai valori degli HVSR (per esempio i massimi attorno a 7 e 10 Hz) sono chiaramente correlati ad un effetto stratigrafico, dovuto alla sovrapposizione del corpo di frana sul substrato argilloso più compatto; tuttavia altre caratteristiche dello spettro (per esempio il picco attorno a 12 Hz e l'elevata energia spettrale tra 8 e 9 Hz) non sono associati ad un effetto stratigrafico e per essere spiegati richiederanno verosimilmente modellazioni 2D e/o 3D che rappresentino adeguatamente le variazioni laterali presenti nella litologia e le caratteristiche topografiche del pendio. Tuttavia tutti i picchi evidenziati dagli HVSR, sia che la loro origine sia stratigrafica o topografica, condividono proprietà direzionali simili (con massimi in direzioni prossime a E-W e minimi in direzioni prossime a N-S) e questa osservazione costituisce un ulteriore riscontro alla natura complessa del fenomeno della direzionalità nella risposta di sito, cui contribuiscono effetti stratigrafici e topografici, verosimilmente interrelati tra loro, che producono una somma di effetti di amplificazione direzionale relativa lungo direttrici di orientazione simile.

2.1.5 Considerazioni finali e sviluppi futuri.

Nel corso di questo studio si sono raccolte evidenze del fatto che la risposta di sito di aree di pendio presenta peculiarità nelle caratteristiche di amplificazione, che sono senza dubbio rilevanti per una valutazione del rischio di sismo-induzione di movimenti di massa. Dalle risultanze ottenute a consuntivo di due anni di indagine, due sono le conclusioni di maggior interesse di cui occorre tener conto quando si considerano i problemi che si possono presentare nel corso di scuotimenti sismici su pendii suscettibili a fenomeni franosi:

- 1) Le aree in frana rappresentano potenzialmente un pericolo non solo in quanto, sotto sollecitazioni sismiche, sono suscettibili ad una riattivazione del movimento di massa, ma anche in quanto possono essere sede di un'amplificazione dinamica dello scuotimento, associata al contrasto di impedenza tra corpo di frana e substrato; questo fenomeno può interessare anche frane quiescenti: nel caso studiato del sito della frana di Caramanico del 1989, rispetto a un affioramento sullo stesso pendio non interessato da corpi di frana, si è riscontrata un'amplificazione relativa in termini di accelerazione di picco fino all'80% e in termini di energia dello scuotimento (intensità di Arias) sino ad un fattore 2.5.
- 2) Le caratteristiche dell'amplificazione dinamica in corrispondenza di corpi di frana non sono semplicemente assimilabili a quelle che ci si può attendere per effetto stratigrafico in presenza di un contrasto di impedenza: ci sono infatti chiare evidenze che in aree di pendio ricorrono condizioni di importanti variazioni direzionali nella risposta di sito, con differenze tra massimi e minimi mediamente pari a un fattore tra 2 e 3 in Intensità di Arias; tali fenomeni di direzionalità possono interessare non solo pendii argillosi in frana,

ma anche pendii in roccia e possono essere associati a un'amplificazione complessiva di sito (particolarmente se è presente un importante contrasto di impedenza tra strati superficiali e più profondi), ma possono anche manifestarsi in assenza di amplificazione, verosimilmente per un effetto di ridistribuzione direzionale dell'energia di scuotimento, controllata da locali fattori morfologici e strutturali; qualora il fenomeno della direzionalità e dell'amplificazione siano compresenti, questo può costituire un fattore di incremento della suscettibilità del pendio all'innescio sismico di frane, dal momento che frequentemente i massimi direzionali della risposta di sito appaiono correlati a direzioni coincidenti o prossime a quelle di massima pendenza, cioè proprio lungo potenziali direttrici di attivazione dei movimenti di massa.

I risultati raccolti finora non hanno ancora raggiunto una massa critica tale da consentire di trarre conclusioni di validità generale e regole semplici per poter fare delle valutazioni preventive sui fenomeni attesi, soprattutto per quanto riguarda l'aspetto della direzionalità della risposta di sito. Ciò dipende principalmente dal fatto che i fenomeni osservati sembrano dipendere da una combinazione complessa di condizioni geologiche e topografiche interconnesse, che interagiscono in modo da produrre una sovrapposizione di contributi diversi, tutti concorrenti a incrementare l'energia dello scuotimento attorno ad una direttrice comune. La natura complessa del fenomeno è risultata riconoscibile dal confronto di un numero limitato di casi, sia nell'aria di studio di Caramanico che in altri siti in roccia della regione abruzzese. Il fenomeno è di rilevante interesse perché, nonostante finora sia stato poco trattato in letteratura, esso appare tutt'altro che raro: su una decina di siti accelerometrici esaminati senza alcuna selezione mirata, in poco meno della metà dei casi ci si è imbattuti in chiari casi di direzionalità della risposta di sito ed un paio di altri siti, ad un'indagine più approfondita, potrebbero rivelarsi interessati dallo stesso fenomeno, sia pure in forma meno accentuata. Il fatto che tale fenomeno sia stato finora scarsamente documentato in letteratura è probabilmente dovuto alla difficoltà di disporre, per uno stesso sito, di una cospicua serie di registrazioni di eventi ampiamente diversificati rispetto alle caratteristiche dinamiche delle sorgenti e rispetto alla loro localizzazione azimutale attorno al sito: solo in questo modo, infatti, è possibile distinguere la direzionalità associata alla risposta di sito da quella che può essere imputata a proprietà delle sorgenti sismiche o ad effetti di polarizzazione delle onde da parte del mezzo interposto tra la sorgente e il sito.

E' da sottolineare che i dati raccolti in questo studio sono relativi a livelli di scuotimento locale modesto e quindi, prima di estendere le valutazioni che se ne sono dedotte al caso di forti terremoti, andrebbero raccolte ulteriori osservazioni da registrazioni "strong motion". Tuttavia alcuni dei pochi casi di fenomeni simili precedentemente segnalati in letteratura hanno riguardato anche terremoti di magnitudo nettamente superiore a quella degli eventi qui esaminati e quindi è del tutto verosimile che il fenomeno non sia circoscritto agli scuotimenti di bassa entità. Sulla base di queste considerazioni risulta di grande interesse prevedere nel futuro un'estensione dello studio di tali fenomeni su una base osservativa più ampia che includa una casistica più diversificata sia delle caratteristiche delle sorgenti sismiche che delle condizioni litologiche e topografiche, in modo da valutare se è possibile fornire criteri generali utili a riconoscere potenziali condizioni di incremento della pericolosità associata agli effetti indotti dalle onde sismiche sulle aree di pendio. In questa prospettiva, un ruolo importante di verifica della comprensione del fenomeno dovrà essere rivestito da modellazioni numeriche, che, però, richiederanno adeguati investimenti sulla caratterizzazione fisica e geotecnica di pendii in test-site opportunamente scelti.

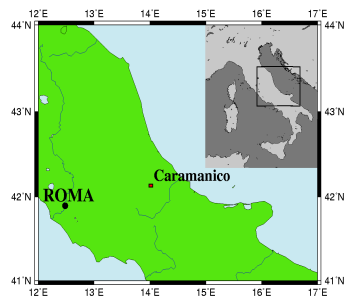
Ringraziamenti. Si ringrazia il Dipartimento della Protezione Civile - Ufficio Servizio Sismico Nazionale - Servizio Sistemi di Monitoraggio, proprietario dei dati della stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale, ed in particolare la dott.ssa Antonella Gorini, per la

puntuale collaborazione offerta nella fornitura delle registrazioni accelerometriche richieste. Si ringrazia il Comune di Caramanico Terme (PE) per il supporto logistico fornito nella individuazione dei siti per le stazioni accelerometriche e per aver messo a disposizione strutture che ospitano alcune di tali stazioni.

2.1.6 Riferimenti bibliografici

- Arias A. (1970): A measure of earthquake intensity. In: Hansen R. J. (editor), *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, MIT Press, Cambridge Massachusetts, 1970, pp. 438-483.
- Bardet J.P., Ichii K. & Lin C.H. (2000): EERA A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of Layered Soil Deposits. Univ. of Southern California Department of Civil Engineering
- Bonamassa O. & Vidale J.E. (1991): Directional site resonances observed from aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake. *Bull Seism. Soc. Am.*, 81 (5), 1945-1957.
- Bonamassa O., Vidale J.E., Houston H. & Schwartz S.Y. (1991): Directional site resonances and the influence of near surface geology on ground motion. *Geophysical Research Letters*, 18, n.5, 901-904.
- Buccolini M., Fiorillo F., Lollino G., Rusi S., Sciarpa N. & Wasowski J. (1995): La frana di Caramanico Terme dell'ottobre 1989. Rapporto Interno. Dipartimento di Scienze dell'Università "G. D'Annunzio" di Pescara, 52 pp.
- Carter A. J. & Kendall J. M. (2006): Attenuation anisotropy and the relative frequency content of split shear waves, *Geophys. J. Int.*, 165, 865-874.
- Chávez-García F. J., Sánchez L. R. & Hatzfeld D. (1996): Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1559-1573.
- Del Gaudio V. & Wasowski J. (2004): Time probabilistic evaluation of seismically-induced landslide hazard in Irpinia (Southern Italy). *Soil Dynam. and Earthq. Eng.*, 24, 915-928.
- Del Gaudio V., Wasowski J. & Pierri P. (2003): An approach to time probabilistic evaluation of seismically-induced landslide hazard. *Bull Seism. Soc. Am.*, 93 (2), 557-569.
- D.P.C., U.S.S.N. – Monitoring System Group (2004): The Strong Motion Records of Molise Sequence, (October 2002-December 2003). CD ROM, Windows version.
- Gorini A., Marcucci S., Marsan P. & Milana, G. (2004): Strong motion records of the 2002 Molise, Italy, earthquake sequence and stochastic simulation of the main shock. *Earthquake Spectra*, 20 (S1), S65-S79.
- Harp E.L. & Wilson, R.C. (1995): Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquake strong-motion records. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1739-1757.
- Jibson R.W., Harp E.L. & Michael, J.A. (1998): *A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: An example from the Los Angeles California area. US Geol. Surv. Open-File Rep. 98-113. 17 pp.*
- Jibson R.W., E.L. Harp & J.A. Michael (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps, *Engin. Geol.*, **58**, 271-289.
- Keefer D. K. & Wilson R.C. (1989): Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. In: *Landslides in a Semi-Arid Environment*, Inland Geological Society, P. M. Sadler D. M. Morton (Editors), Vol. 2, 118-149.
- Keilis-Borok V.I. & Yanovskaya T.B. (1967): Inverse problems of seismology (structural review). *Geophys J. R. astr. Soc.*, 13, 223-234.
- Lermo J. & Chávez-García F. J. (1993): Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574-1594.
- Louie J.N. (2001): Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction mi-

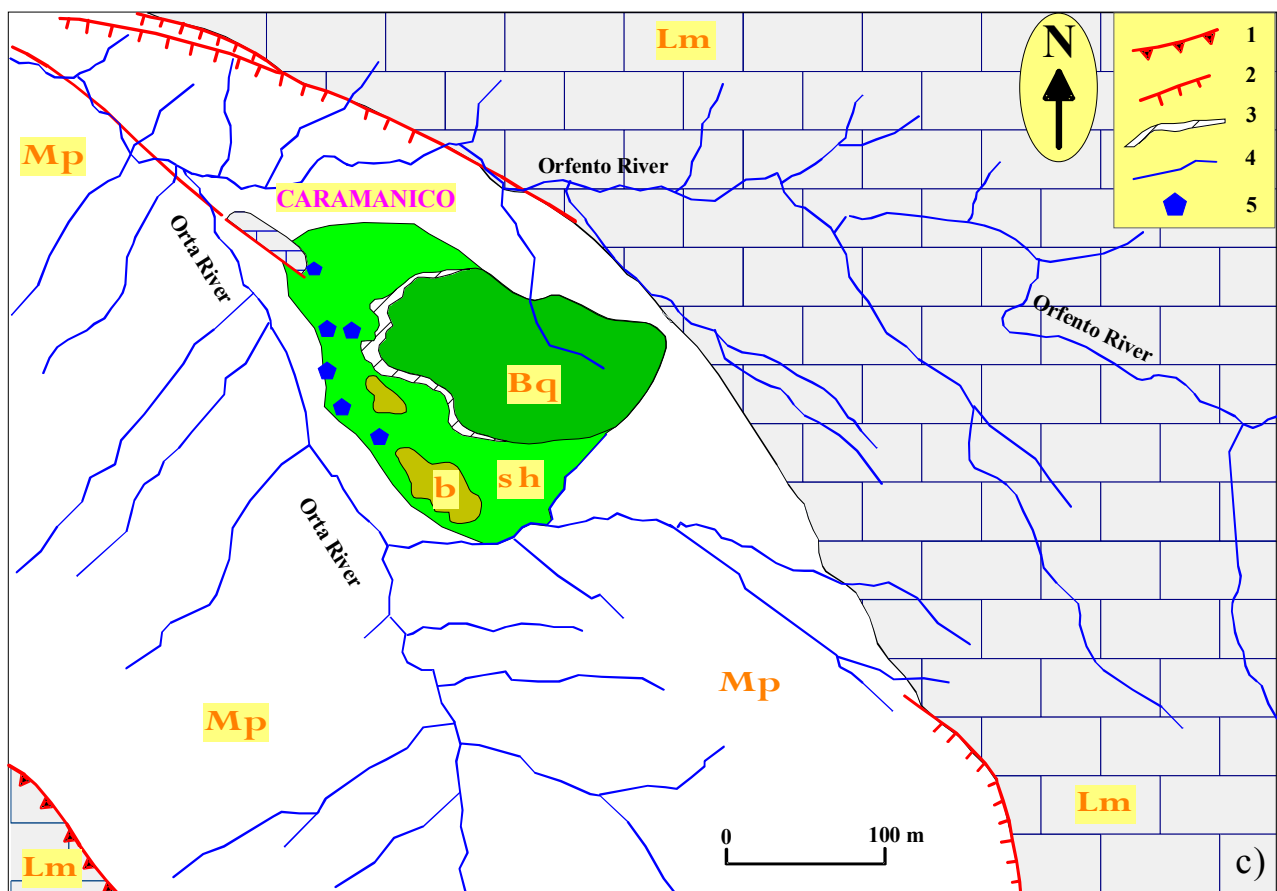
- crotremor arrays. *Bull. Seim. Soc. Amer.*, 91 (2), 347-364.
- Martino S., Minutolo A., Paciello A., Rovelli A., Scarascia Mugnozza G. & Verrubbi V. (2006): Evidence of amplification effects in fault zone related to rock mass jointing. *Natural Hazards*, 39, 419-449.
- Miles S.B. & C.L. Ho (1999): Rigorous landslide hazard zonation using Newmark's method and stochastic ground motion simulation, *Soil Dynamic and Earthquake Engineering*, 18, 305-323.
- Panza G.F. (1981): The Resolving Power of Seismic Surface Waves with respect to Crust and Upper Mantle Structural Models. In: *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*. Cassinis R. Ed. : Plenum Publishing Corporation.
- Romeo R. (2000): Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58 (3/4), 337-351.
- Sabetta F. & Pugliese A. (1996): Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 337-352.
- Shakal A.F. & Ragsdale J.T. (1984): Acceleration, velocità and displacement noise analysis for the CSMIP accelerogram digitization system. Proceedings 8th World Conf. Earthquake Engineering, vol. 2, pp. 111-118.
- Shakal A.F., Huang M.J. & Graizer V.M. (2003): Strong-motion data processing. In: Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C. & Kisslinger C. (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, Academic Press – Elsevier Science, 967-981.
- Spudich P., Hellweg M. & Lee W.H.K. (1996): Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86 (1B), S193-S208.
- Wasowski J. & Del Gaudio V. (2000): Evaluating seismically-induced mass movement hazard in Caramanico Terme (Italy). *Engin. Geol.*, 58 (3/4), 291-311.
- Wilson R. C. & Keefer D. K. (1985): Predicting the areal limits of earthquake-induced landsliding. In: Ziony J. I. (editor), *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles region – An Earth Science Perspective*, U. S. Geological Survey Professional Paper 1360, 316–345.



a)



b)



c)

Fig. 2.1.1 – (a) Ubicazione dell'area di studio; (b) Foto aerea dell'abitato di Caramanico Terme e della valle del fiume Orta; (c) Rappresentazione schematica della geologia dell'area di studio:

Lm = calcari - Miocene; Mp = argille marnose - Pliocene inferiore; Bq= megabrecce carbonatiche – (Quaternario); Sh = depositi colluviali (talus, frane), sedimenti eluviali e terreni artificiali - Olocene; b = breccie carbonatiche (Quaternario); 1 = fronte di sovrascorrimento del Morrone; 2 = faglie; 3 = scarpata del caprock delle megabrecce; 4 = limiti litologici; 5 = sorgenti.

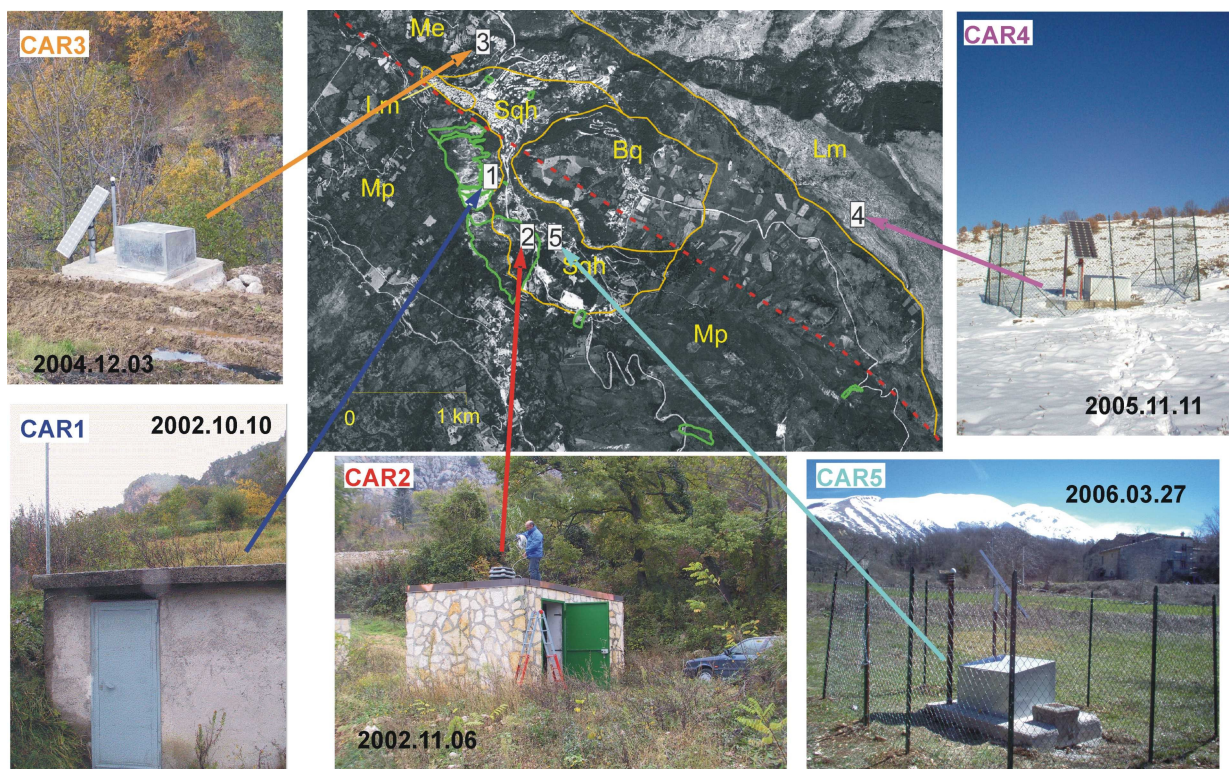


Fig. 2.1.2: Ortofoto dell'area di studio con ubicazione delle stazioni accelerometriche (CAR1, CAR2, CAR3, CAR4 e CAR5), foto dei 5 siti e data della installazione. La geologia dell'area è rappresentata schematicamente con le varie unità delimitate da linee continue di color ocra e identificate dai seguenti simboli: Lm = calcari - Miocene; Me = depositi sabbioso-siltosi con breccie calcaree (Messiniano); Mp = argille marnose - Pliocene inferiore; Bq= megabreccie carbonatiche – (Quaternario); Sqh = depositi colluviali (talus, frane), sedimenti eluviali e terreni artificiali - Olocene. In verde sono delineate le principali frane e in tratteggio rosso una faglia.

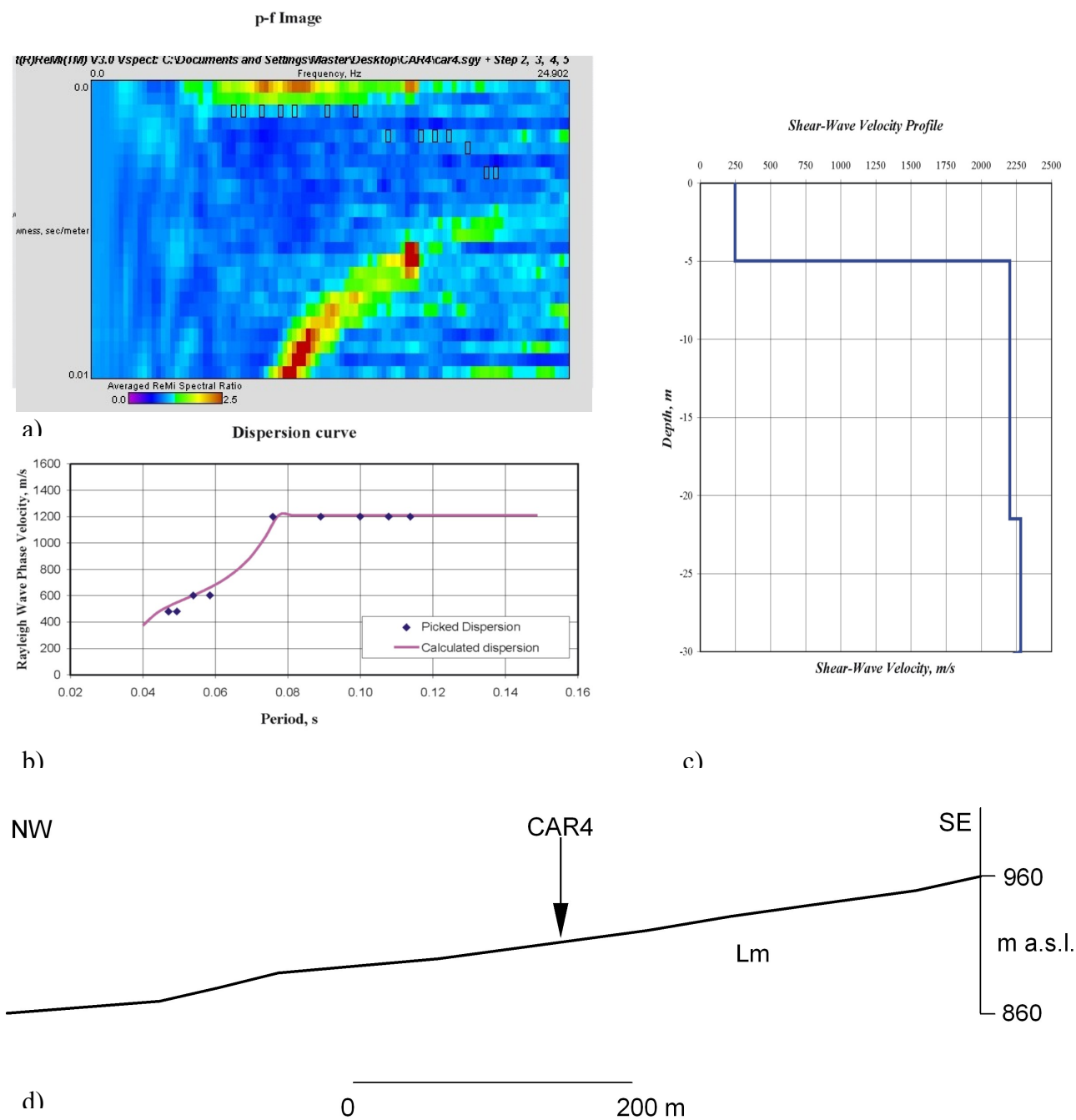


Fig. 2.1.3 : Risultati di un sondaggio NASW sul sito CAR4: a) diagramma p-f; b) dispersione delle velocità delle onde di Rayleigh derivate dal picking e curva corrispondente al modello di velocità delle onde S ottenuto dall'inversione; c) modello di velocità delle onde S; d) sezione schematica del pendio su cui è collocata la stazione CAR4: Lm = calcari – Miocene.

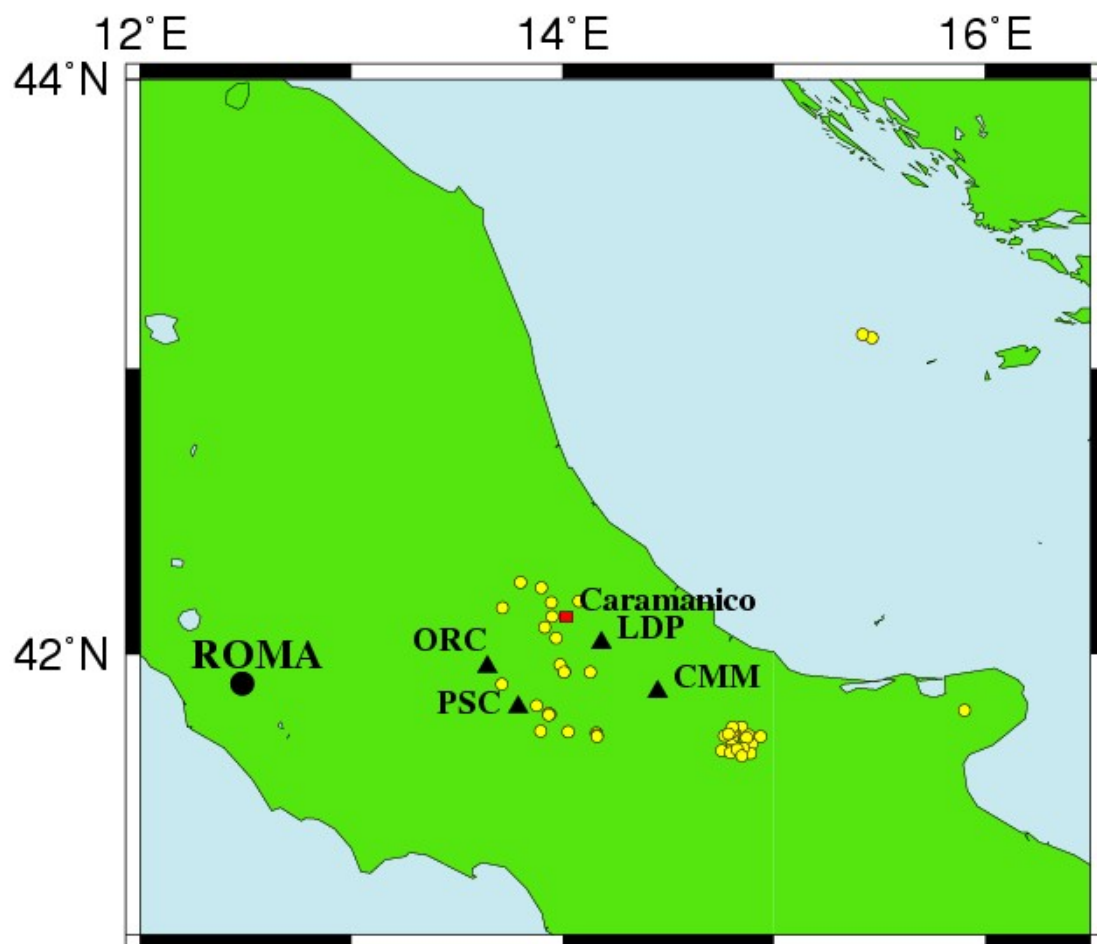


Fig. 2.1.4: Localizzazione degli eventi registrati dalle stazioni installate a Caramanico. I triangoli neri identificano alcune delle stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale, i cui dati sono stati utilizzati per scopi comparativi.

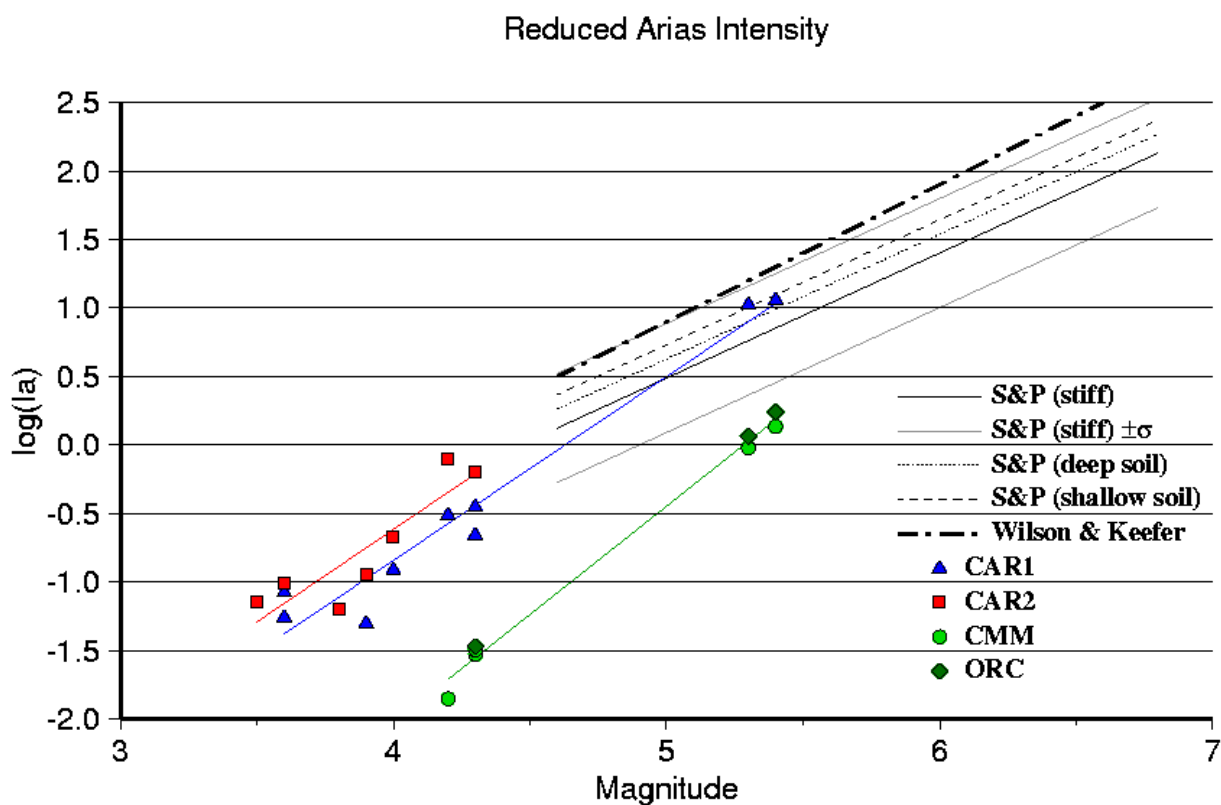


Fig. 2.1.5: Confronto tra i valori del logaritmo dell'Intensità di Arias relativi ad eventi della sequenza molisana, ridotti a distanza unitaria, per le stazioni CAR1 e CAR2, installate a Caramanico, e per le stazioni CMM e ORC della RAN. In colore sono riportate le rette di regressione ottenute, separatamente, dai dati di CAR1 e CAR2 e per l'insieme dei dati di CMM e ORC. La linea nera spessa tratto-punto rappresenta i valori mediani previsti dalla relazione di Wilson & Keefer (1985); le linee nere continua, puntinata e tratteggiata rappresentano i valori mediani previsti dalla relazione di Sabetta & Pugliese (1996) per diverse tipologie di sito ("stiff", "deep soil", "soft soil"); relativamente alla stessa relazione e limitatamente ai siti di tipo "stiff", le due linee grigie delimitano l'intervallo di confidenza della stima entro una deviazione standard.

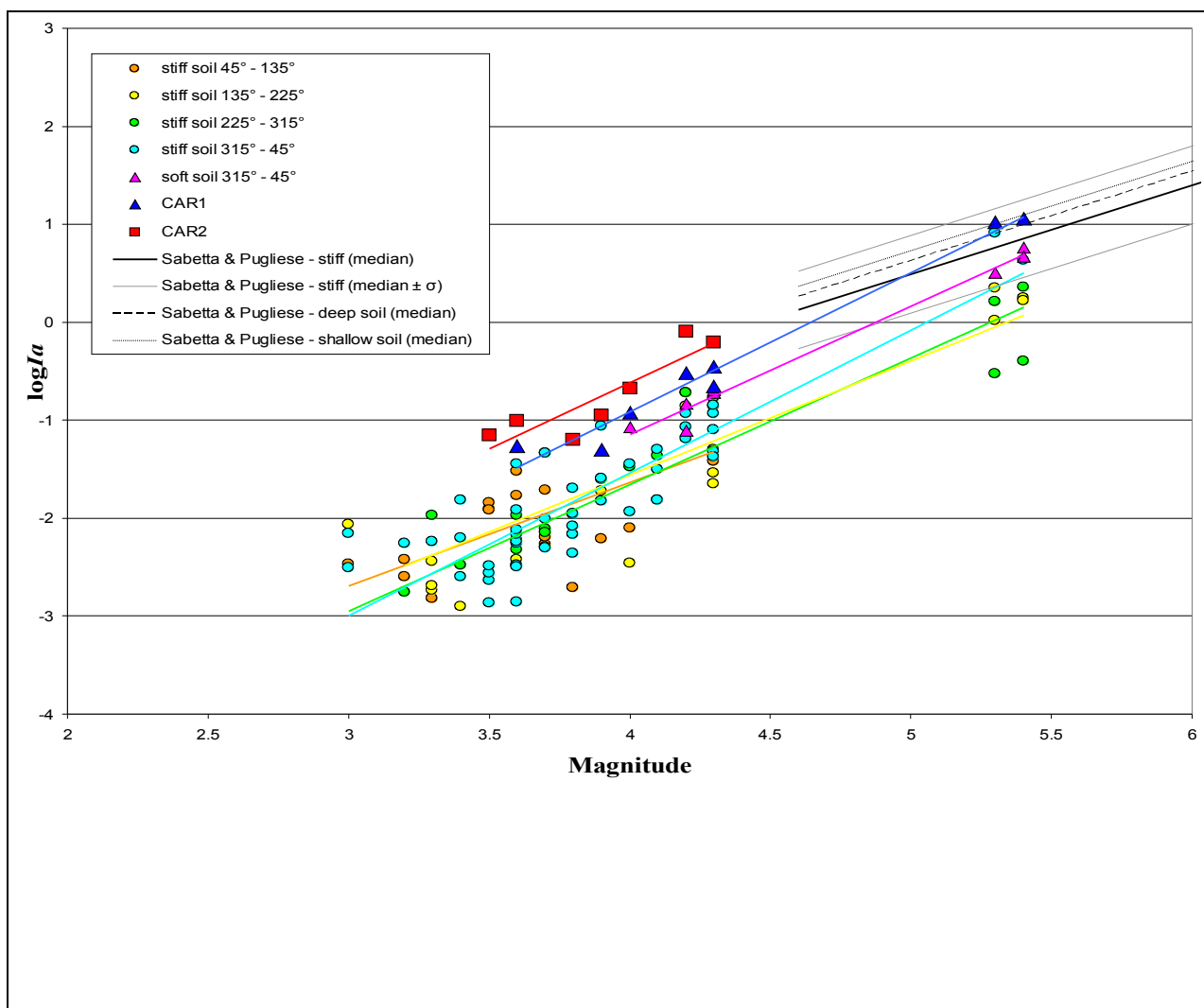
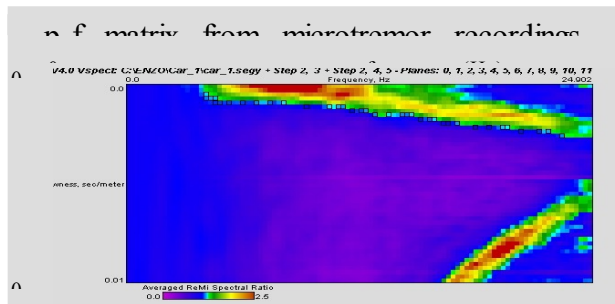
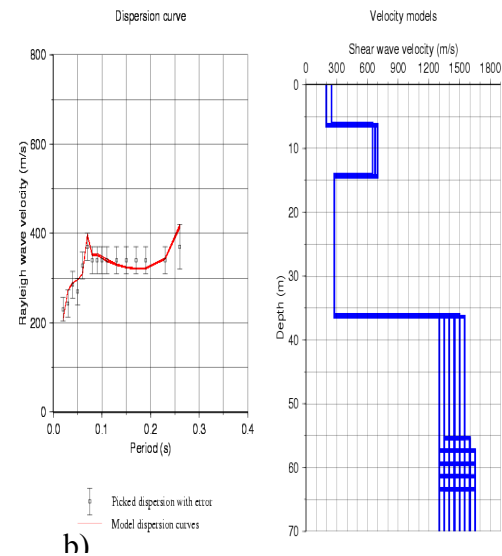


Fig. 2.1.6: Valori del logaritmo dell'Intensità di Arias (I_a), ridotto a distanza unitaria, degli eventi della sequenza molisana del 2002, in stazioni dell'area di studio (CAR1 e CAR2) e in stazioni della RAN con condizioni litologiche di sito comparabili ("stiff soil" e "soft soil"), raggruppate per intervalli azimutali. Le linee continue colorate rappresentano le rette di regressione ottenute per i suddetti gruppi di stazioni, quelle nere o grigie rappresentano i valori previsti dalla relazione di Sabetta & Pugliese (1996) per le diverse tipologie di sito (valori medi e, per i siti di tipo "stiff", intervallo di confidenza entro una deviazione standard).

M
O
IS



a)



b)

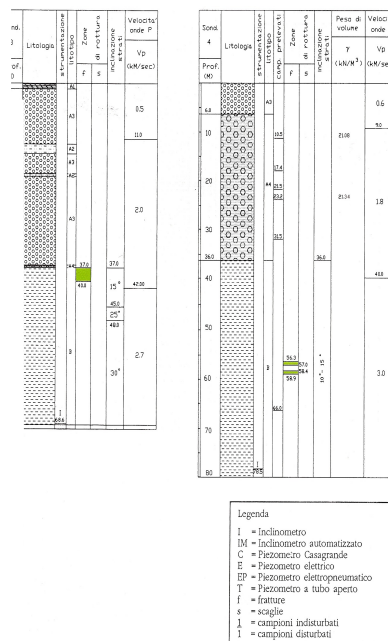
Borehole stratigraphy

Slope debris with
limestone blocks

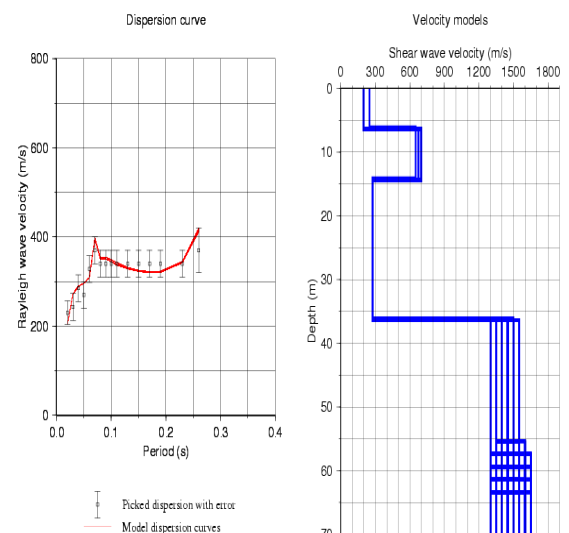
marly clay with
limestone clasts

a)

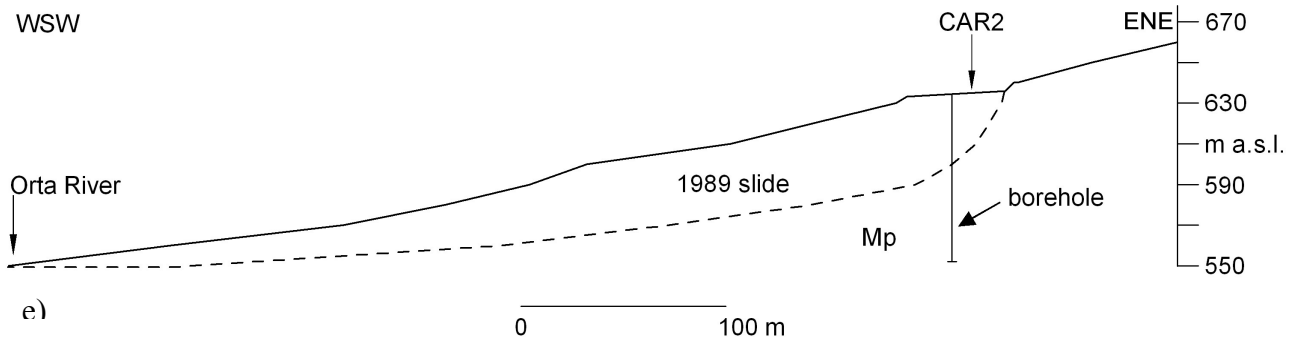
clay substratum



c)



d)



e)

Fig. 2.1.7: Risultati di un sondaggio condotto con la tecnica NASW (Louie, 2001) nel sito CAR2: a) mappa p-f; b) dispersione delle velocità di fase delle onde di Rayleigh; c) stratigrafia da sondaggio meccanico (Buccolini et al., 1995); d) set di modelli compatibili con la curva di dispersione osservata, ricavati con l'algoritmo Hedgehog (Keilis-Borok & Yanovskaya, 1967; Panza, 1981); e) sezione della frana del 1989 lungo la direzione di massima pendenza con l'ubicazione della stazione CAR2 e del sondaggio meccanico rappresentato in c): Mp = argille marnose - Pliocene inferiore.

e)

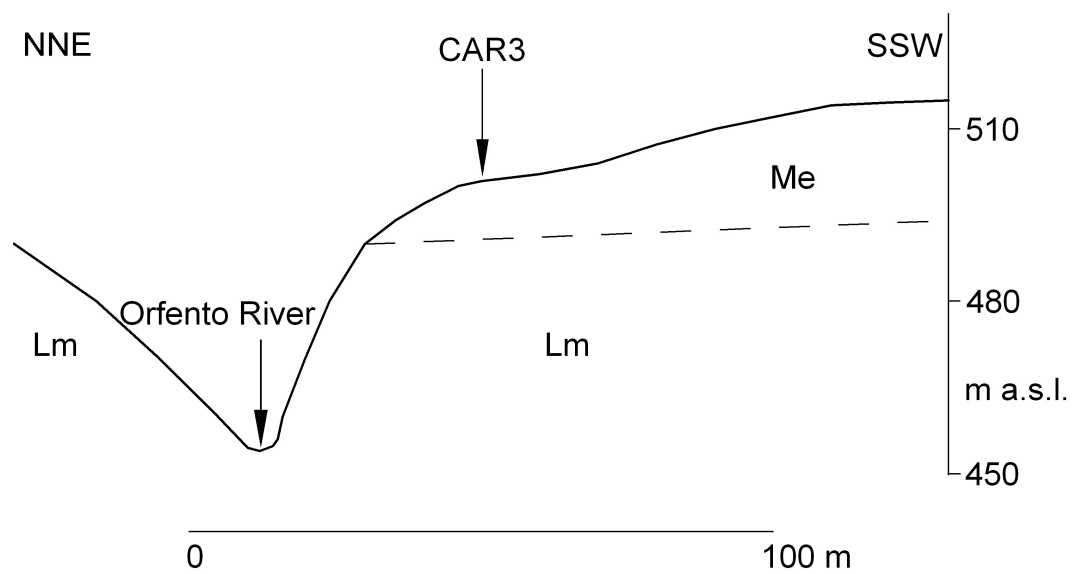


Fig. 2.1.8: Sezione trasversale alla scarpata sul cui bordo è collocata la stazione CAR3: Lm = calcari – Miocene; Me = breccie calcaree – Messiniano.

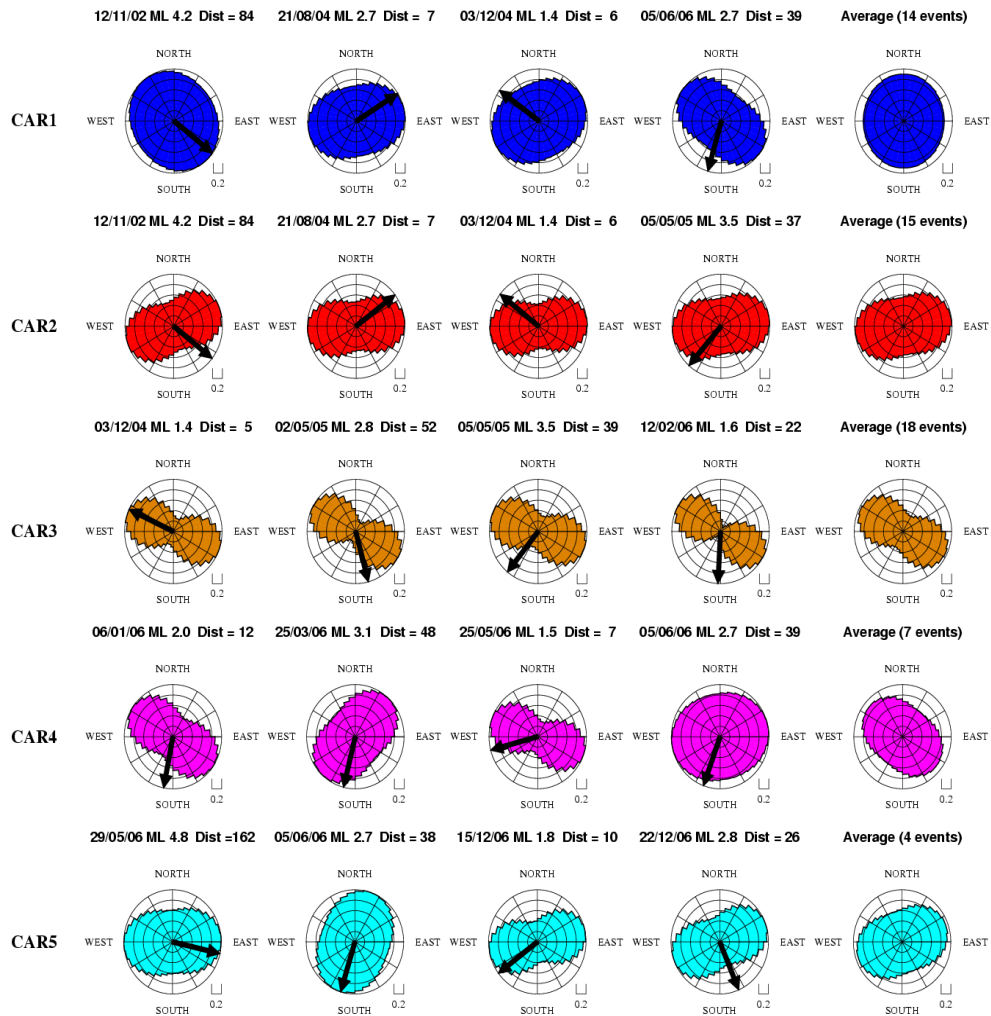


Fig. 2.1.9: Diagrammi polari delle variazioni direzionali relative dell'Intensità di Arias, osservate in ciascuna stazione accelerometrica di Caramanico per un campione rappresentativo di eventi di diversa magnitudo, distanza e posizione azimutale. Per ciascun diagramma sono specificate data, magnitudo e distanza epicentrale dell'evento cui si riferisce; la freccia nera individua il back-azimut dell'epicentro. In ogni fila di diagrammi, l'ultimo rappresenta le variazioni direzionali relative, mediate su tutti gli eventi registrati in ciascuna stazione.

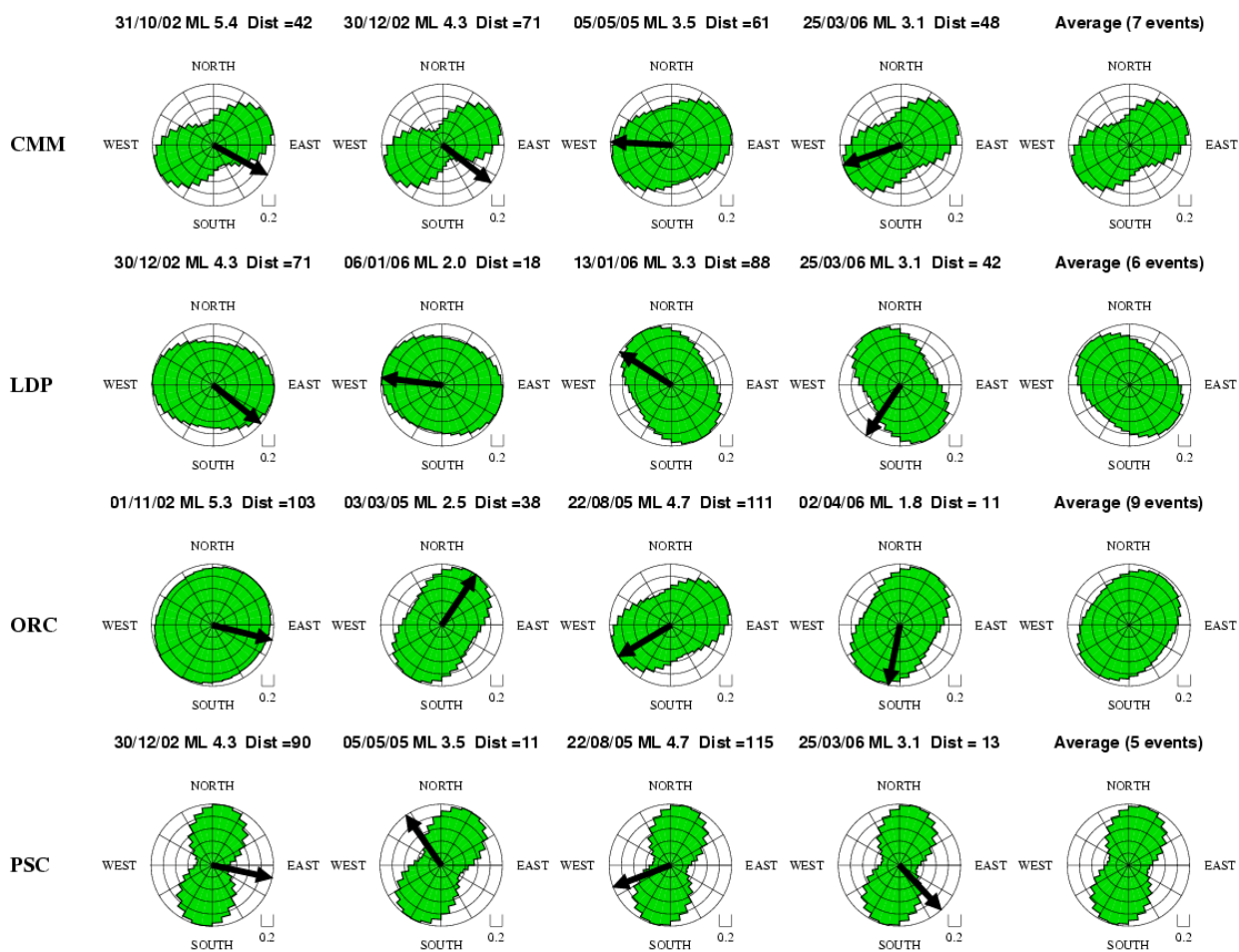


Fig. 2.1.10: Diagrammi polari delle variazioni direzionali relative di Intensità di Arias, osservate in alcune stazioni accelerometriche su roccia della RAN per un campione rappresentativo di eventi di diversa magnitudo, distanza e posizione azimutale. Per ciascun diagramma sono specificate data, magnitudo e distanza epicentrale dell'evento cui si riferisce; la freccia nera individua il back-azimut dell'epicentro. In ogni fila di diagrammi, l'ultimo rappresenta le variazioni direzionali relative, mediate su tutti gli eventi registrati in ciascuna stazione.

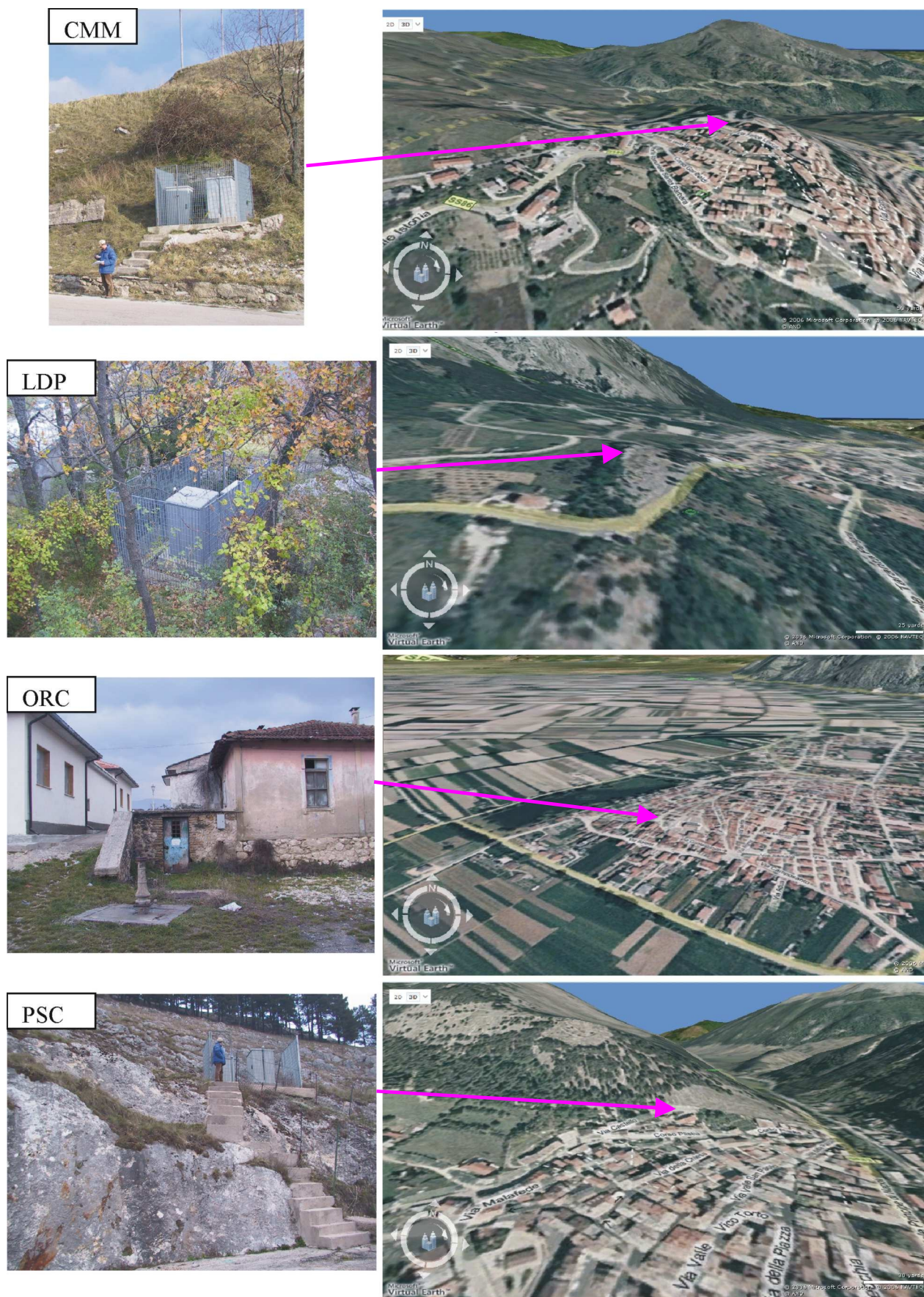


Fig. 2.1.11: Foto dei siti delle stazioni RAN su roccia i cui dati accelerometrici sono stati analizzati per comparazione con i siti di Caramanico.

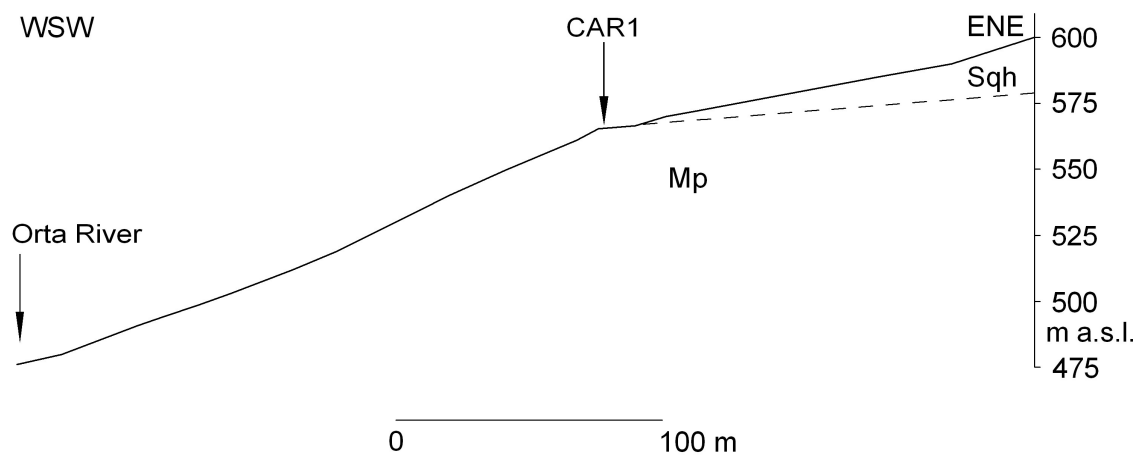


Fig. 2.1.12: Sezione trasversale del pendio su cui è collocata la stazione CAR1: Mp = argille marnose - Pliocene inferiore; Sqh = depositi colluviali (talus, frane), sedimenti eluviali e terreni artificiali - Olocene.

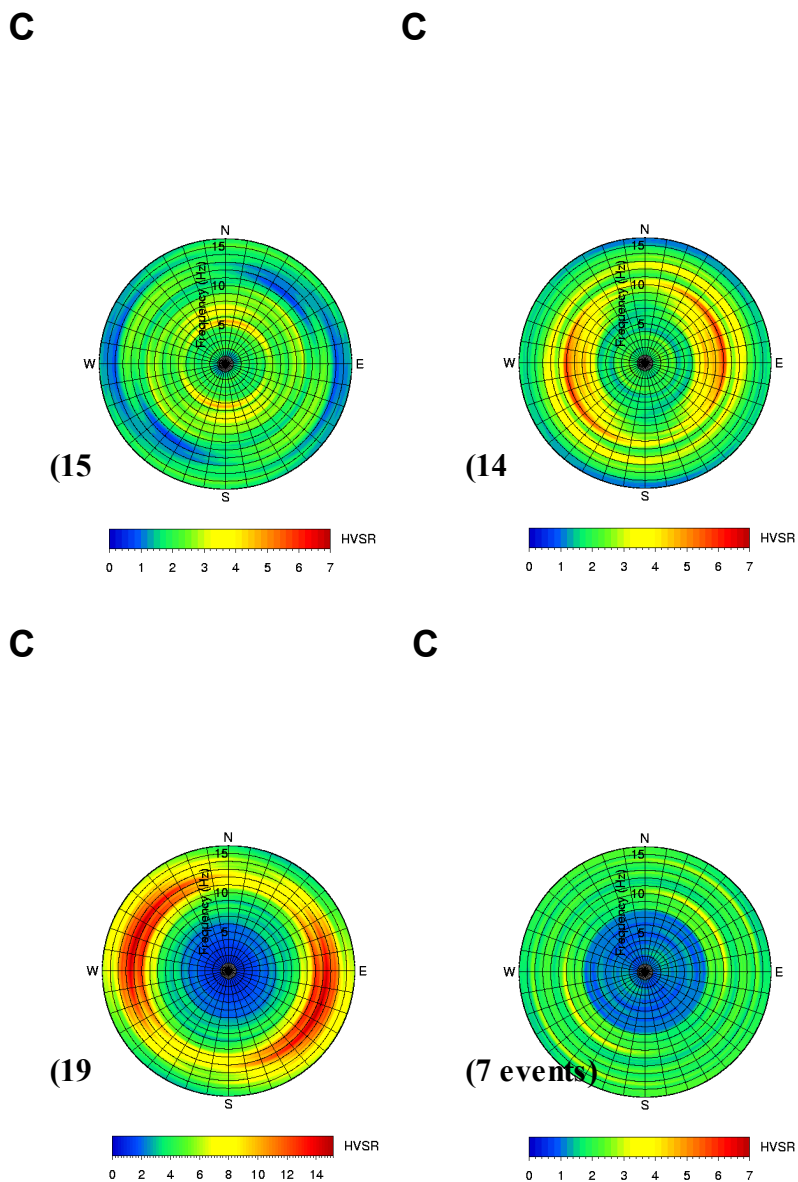


Fig. 2.1.13: Diagrammi polari dei rapporti spettrali HVSR relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10° , mediati su tutti gli eventi registrati nelle stazioni CAR1, CAR2, CAR3 e CAR4. Per ogni diagramma è riportato il numero di eventi su cui è stata effettuata la media.

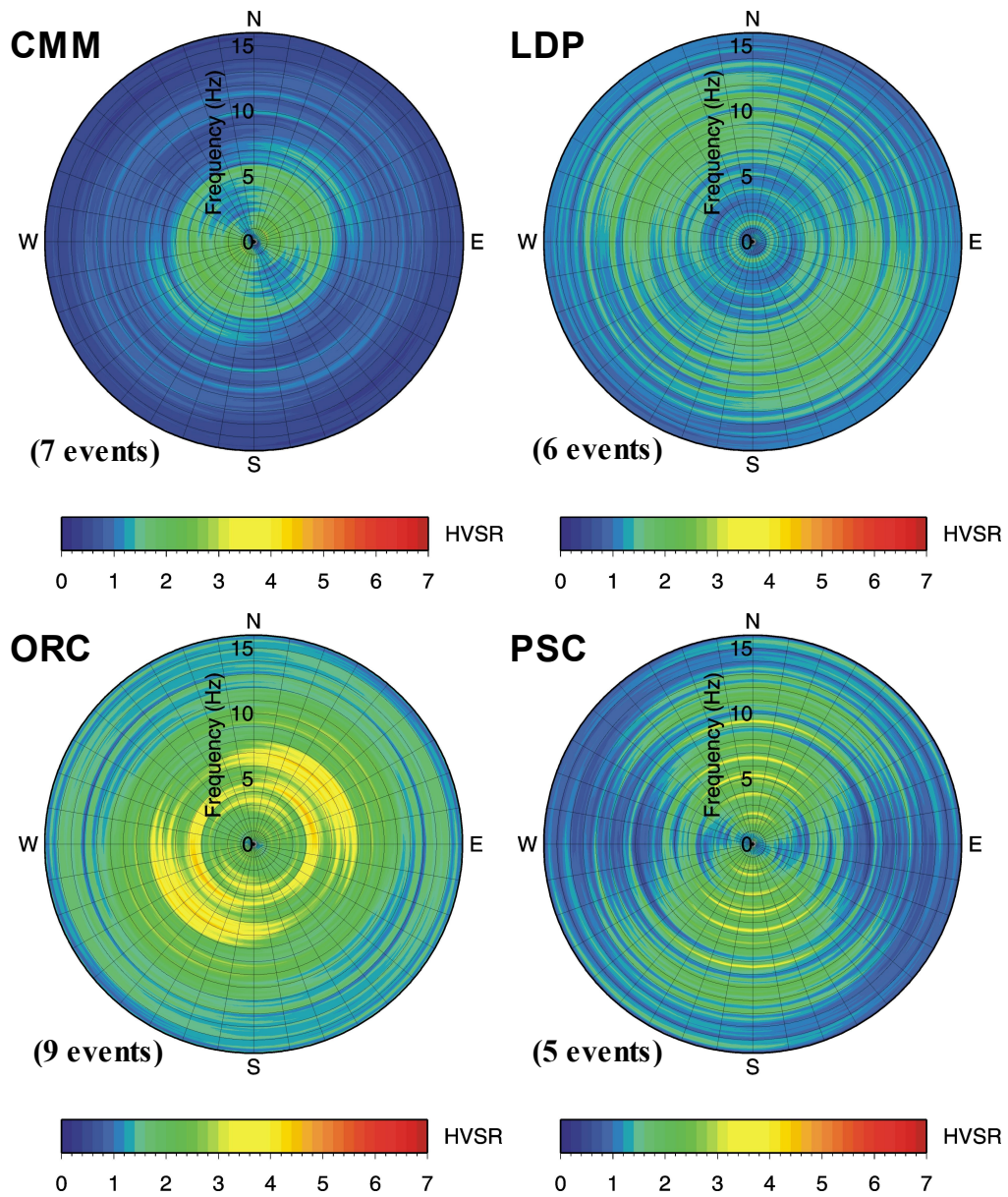


Fig. 2.1.14: Diagrammi polari dei rapporti spettrali HVSR relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10° , mediati su tutti gli eventi registrati nelle stazioni CMM, LDP, ORC e PSC. Per ogni diagramma è riportato il numero di eventi su cui è stata effettuata la media.

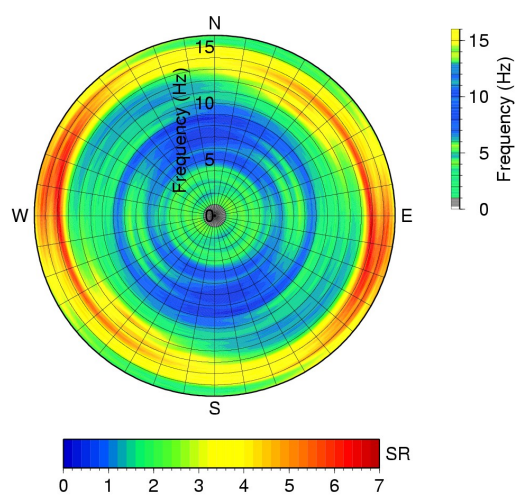


Fig. 2.1.15: Diagrammi polari dei rapporti spettrali direzionali (Directional Spectral Ratios -DSR) tra le stazioni CAR2 e CAR1, relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10° e alla componente verticale, mediati su 10 eventi registrati simultaneamente nelle stazioni CAR1 e CAR2.

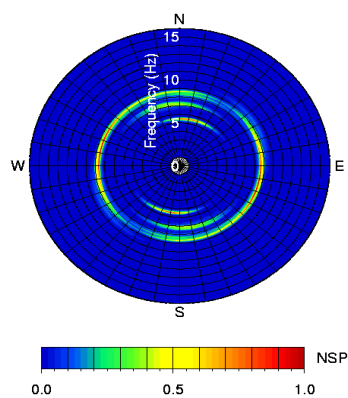
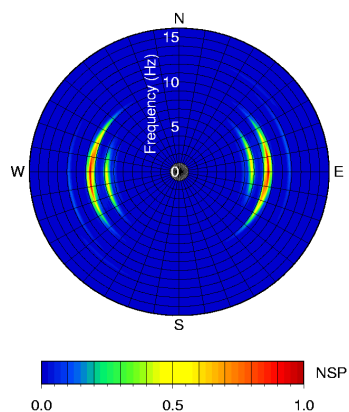
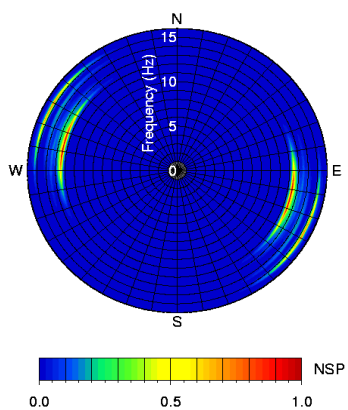
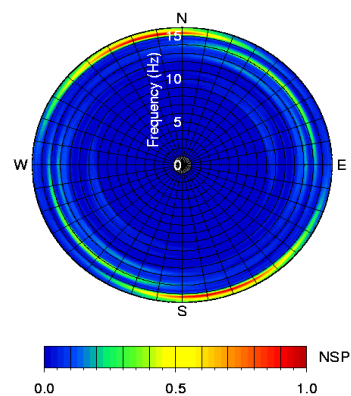
CAR1**CAR2****CAR3****CAR4**

Fig. 2.1.16: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) di tutti gli eventi registrati nelle stazioni CAR1, CAR2, CAR3 e CAR4, relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10°.

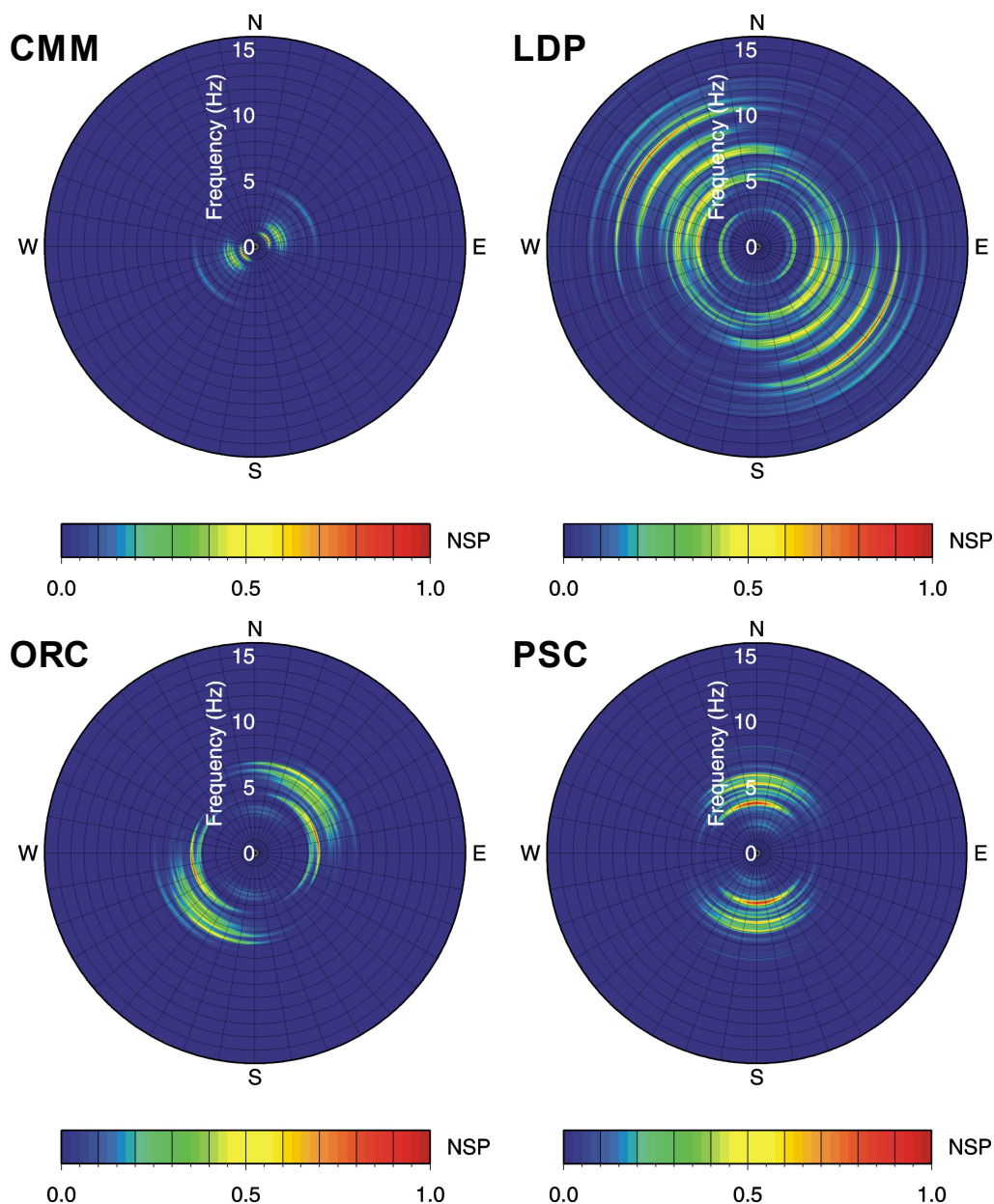


Fig. 2.1.17: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) di tutti gli eventi registrati nelle stazioni CMM, LDP, ORC e PSC, relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10° .

Fig. 2.1.18: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) relativi alla stazione CAR1 calcolati per 8 eventi della sequenza molisana (a) e per 6 eventi di diversa localizzazione (b).

Fig. 2.1.18: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) relativi alla stazione CAR1 calcolati per 8 eventi della sequenza molisana (a) e per 6 eventi di diversa localizzazione (b).

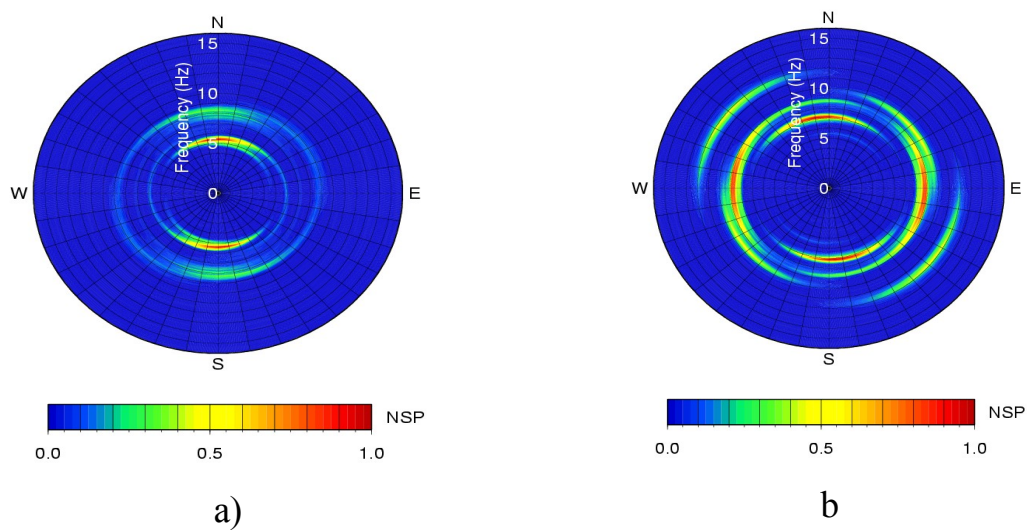
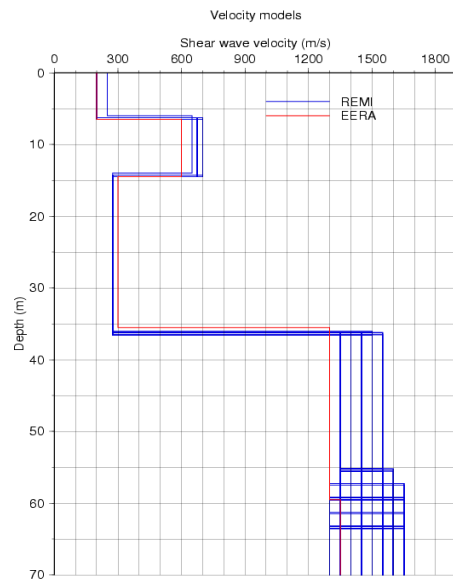
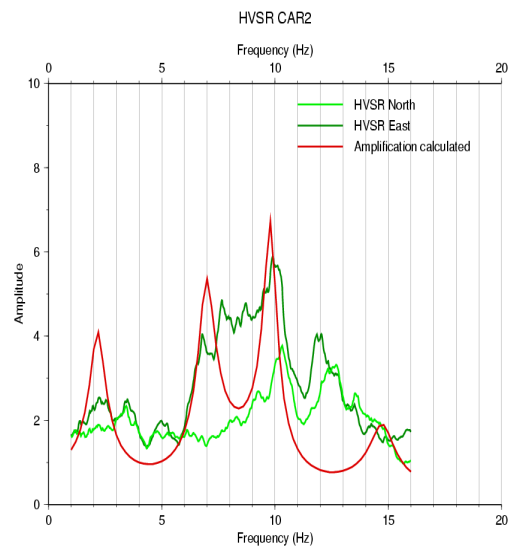


Fig. 2.1.18: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) relativi alla stazione CAR1 calcolati per 8 eventi della sequenza molisana (a) e per 6 eventi di diversa localizzazione (b).



a)



b)

Fig. 2.1.19: Modellazione monodimensionale della funzione di amplificazione spettrale al sito CAR2 mediante il codice EERA: a) modelli di velocità delle onde S compatibili con la curva di dispersione delle velocità di fase delle onde di Rayleigh (linee blu: vedi anche Fig. 2.1.7) e modello utilizzato per il calcolo della funzione di amplificazione spettrale (linea rossa); b) confronto tra la curva di amplificazione spettrale ottenuta e i valori medi dei rapporti spettrali HVSr relativi alla componente Nord e alla componente Est, ricavati dai dati “weak motion” registrati a CAR2.

2.2 Cavità e Aree di faglia

La caratterizzazione della risposta sismica locale in aree interessate dalla presenza di cavità e dallo sviluppo di faglie è stata realizzata nelle aree del versante orientale etneo e del margine nord-orientale ibleo.

Lo studio degli effetti locali legati alla presenza di cavità naturali è stato principalmente condotto mediante registrazione ed analisi del noise ambientale e sono ancora allo stato iniziale gli approcci basati su modellazioni 2D. Complessivamente sono state realizzate circa 100 campionature del noise negli agglomerati urbani di Catania, Lentini, Carlentini, Melilli e Siracusa. Le indagini sono state effettuate su cavità generate da scorrimento lavico (area di Catania) o da fenomeni carsici (area iblea). In entrambi i casi, numerose cavità naturali sono state nel tempo ampliate e modificate per intervento antropico.

Allo stato attuale gli effetti sismici legati alla presenza di cavità sono stati poco studiati e solo i risultati di qualche ricerca sono disponibili nella letteratura recente. Nunziata et al. (1999), valutando gli effetti di sito legati alla presenza di cavità nei tufi del centro storico di Napoli, hanno osservato la presenza di moderati effetti di deamplificazione. Recenti studi (Davis et al., 2001) hanno evidenziato, tramite modellazioni numeriche, l'importanza di valutare gli stress generati dalla propagazione di onde sismiche a bassa frequenza, in cavità aventi diametro molto minore della loro lunghezza d'onda.

Nel nostro studio sono state realizzate misure del noise ambientale ubicando i siti di registrazione all'interno e sopra la volta delle cavità, nonché lungo transetti trasversali allo sviluppo delle cavità stesse (fig. 2.2.1).

I risultati delle indagini non mostrano un comportamento univoco. In alcuni casi gli HVSF presentano picchi di amplificazione in un range di frequenze variabile tra 2 e 5 Hz. Questi effetti si osservano in corrispondenza dei siti di campionatura ubicati al di sopra della volta della cavità e talora anche nei rapporti spettrali relativi a misure eseguite all'interno della stessa. La presenza di effetti di amplificazione della componente orizzontale sembra sia da mettere in relazione con le dimensioni della cavità (fig. 2.2.2); tali effetti sono infatti riscontrati quando quest'ultima ha altezza superiore a circa 4 metri. Si è inoltre osservato che in alcuni casi gli effetti di amplificazione hanno un carattere fortemente direzionale. La realizzazione di contourings delle amplificazioni, plottati in funzione della frequenza e della direzione di movimento, evidenzia, infatti, risonanze direzionali della componente orizzontale parallela alla direzione di allungamento della cavità in esame (fig. 2.2.3).

Le presenti considerazioni sono tuttavia preliminari, attualmente non abbiamo un modello che spieghi in maniera esaustiva i risultati ottenuti. E' stato da poco iniziato, in collaborazione con la U.R. 7, uno studio volto alla modellazione bidimensionale della risposta dinamica delle cavità sollecitate dalla propagazione di onde di volume e superficiali. Tale studio, non previsto nel presente progetto, utilizza sia "finite" sia "boundary element code" (Hudson et al., 1994; Sanò, 1996). Queste analisi rivestono una particolare importanza al fine di interpretare i risultati sperimentali ottenuti. Sono inoltre necessarie ulteriori indagini e validazioni dei risultati finora raggiunti, programmando la temporanea installazione di stazioni per la registrazione di eventi sismici.

Lo studio della risposta sismica locale legata alla presenza di strutture tettoniche ha riguardato principalmente le faglie appartenenti al sistema delle "Timpe" e diversi segmenti della faglia Pernicana (Monte Etna). Oltre a campionature del noise ambientale lungo transetti trasversali alle varie faglie studiate, l'installazione di stazioni multicomponente a larga banda, rese disponibili dall'INGV – Roma, ha permesso la registrazione di un considerevole numero di eventi sismici.

Generalmente, in area di faglia, il contrasto di impedenza tra la zona molto fratturata (zona a bassa velocità) e la roccia non fratturata (zona ad alta velocità) genera una fascia di "intrappolamento" delle onde sismiche che causa locale amplificazione. Secondo la letteratura più recente gli effetti maggiori di questo fenomeno si verificano sempre parallelamente alla direzione di

allungamento della struttura tettonica analizzata (Rovelli *et al.* 2002; Ben Zion *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2005).

Alle stazioni sismiche ubicate in prossimità della faglia di Tremestieri sono stati selezionati circa 200 eventi con magnitudo compresa tra 1.8 e 3.9. I rapporti spettrali rispetto a un sito di riferimento localizzato sul basamento sedimentario nella città di Catania mostrano evidenti effetti di risonanza direzionale secondo una direzione N50°E ad una frequenza di circa 4 Hz, trasversale allo strike della faglia. Questo risultato è anche confermato dai rapporti spettrali H/V ottenuti dall'elaborazione dei terremoti e del noise ambientale (fig. 2.2.4) sebbene l'amplificazione dei rapporti H/V è sensibilmente ridotta.

L'osservazione di risultati confrontabili utilizzando differenti input sismici (noise e terremoti) ha suggerito di estendere le misure del noise ambientale lungo profili trasversali alla faglia suddetta e ad altre strutture tettoniche.

L'analisi di polarizzazione mediante il metodo delle matrici di covarianza ha evidenziato direzioni di polarizzazione delle componenti orizzontali del moto confrontabili con quelle ottenute dall'analisi di risonanza direzionale. Lungo le faglie studiate sia i dati del rumore ambientale (fig. 2.2.5) sia le registrazioni dei terremoti (fig. 2.2.6) mostrano una significativa polarizzazione del moto orizzontale. Tale effetto è sempre trasversale alla direzione di allungamento delle faglie e inoltre si manifesta anche a distanza di alcune centinaia di metri dalla stessa permettendo così di escludere un legame con la "damaged zone" della faglia. Inoltre, faglie con orientazioni e meccanismi simili mostrano direzioni di polarizzazione consistenti. E' quindi ipotizzabile un ruolo del campo di sforzo che controlla la distribuzione delle fratture nelle zone di maggiore deformazione tettonica.

I risultati preliminari dell'analisi di eventi sismici registrati in due stazioni temporaneamente ubicate in prossimità della faglia Pernicana confermano quanto ottenuto dall'elaborazione del noise ambientale. Risulta quindi di notevole importanza l'installazione di stazioni sismiche in siti opportunamente scelti in prossimità delle faglie investigate.

Riferimenti bibliografici

- Ben-Zion Y., Peng Z., Okaya D., Seeber L., Armbruster J.G., Ozer N., Michael A.J., Baris S. and Aktar M., 2003. A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey. *Geophys. J. Int.* 152, 1-19.
- Davis C.A., Lee V.W. Bardet J.P. (2001). Transverse response of underground cavities and pipes to incident SV waves. *Earthquake Engng Struct. Dyn.*, 30, 383-410.
- Hudson M., Idriss I.M., Beikae M. (1994). QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base. *Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, Davis California.*
- Lewis M.A., Peng Z., Ben-Zion Y., Vernon F.L., 2005. Shallow seismic trapping structure in the San Jacinto fault zone near Anza, California. *Geophys. J. Int.*, 162, 867-881.
- Nunziata C., Natale M., Panza G.F. (1999). Estimation of cavity effects on response spectra for the 1980 earthquake in the historical center of Naples. in *Earthquake Geotechnical Engineering, Seco e Pinto (ed.)*, Balkema Rotterdam, 9-14.
- Rovelli A., Caserta A., Marra F. and Ruggiero V., 2002. Can seismic waves be trapped inside an inactive fault zone? The case study of Nocera Umbra, central Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2217-2232.
- Sanò T. (1996). BESOIL un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche. *Servizio Sismico Nazionale.*

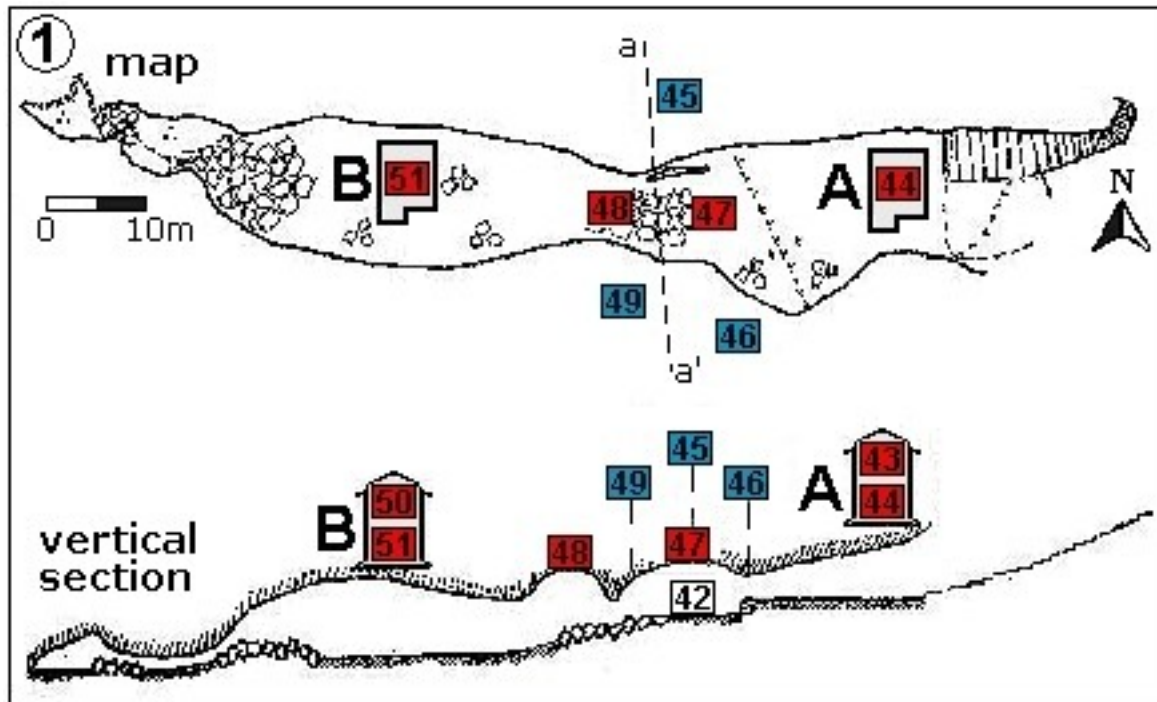


Fig. 2.2.1

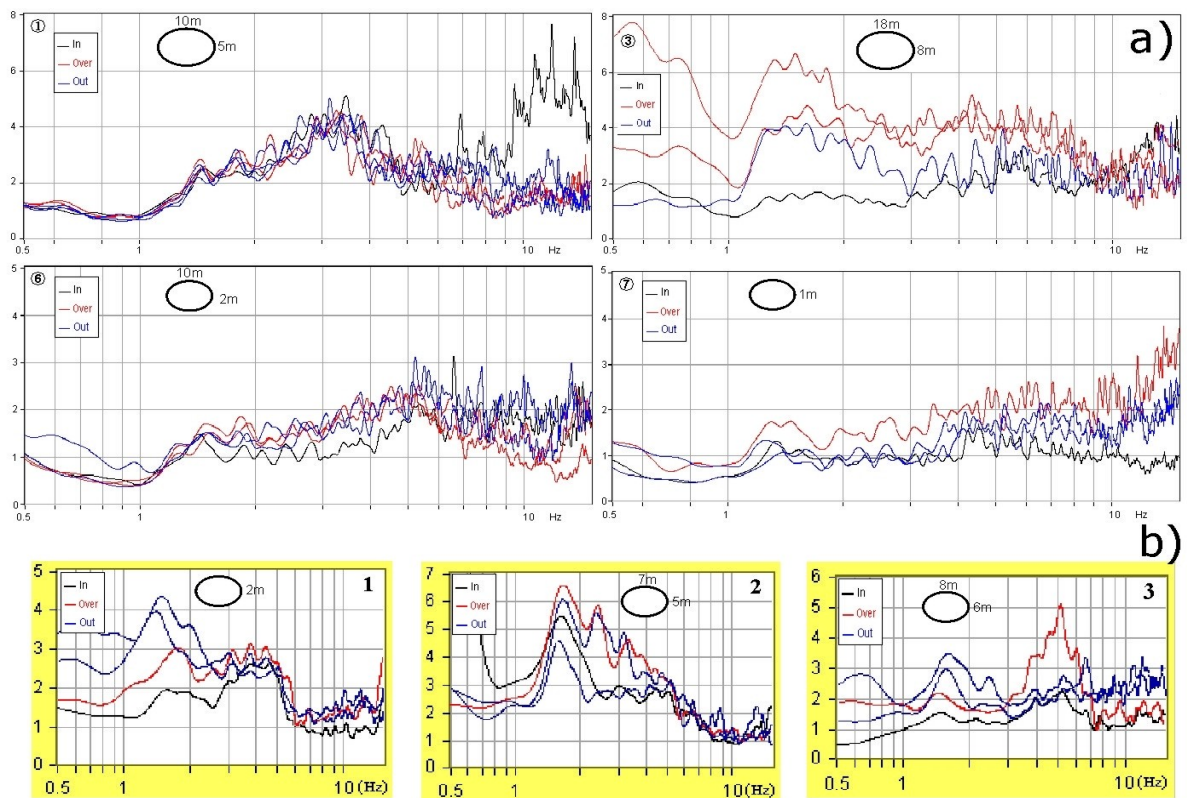


Fig. 2.2.2

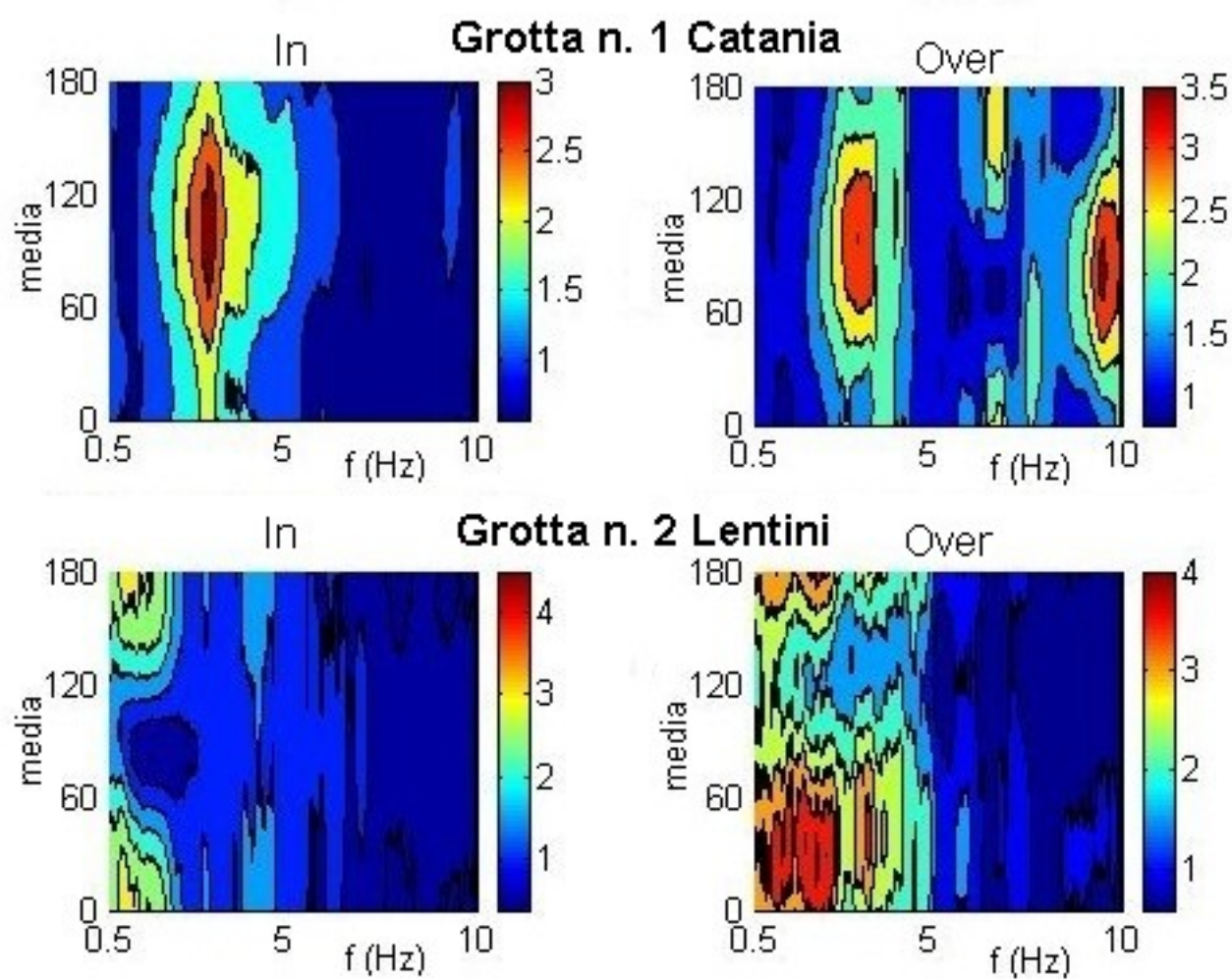


Fig. 2.2.3

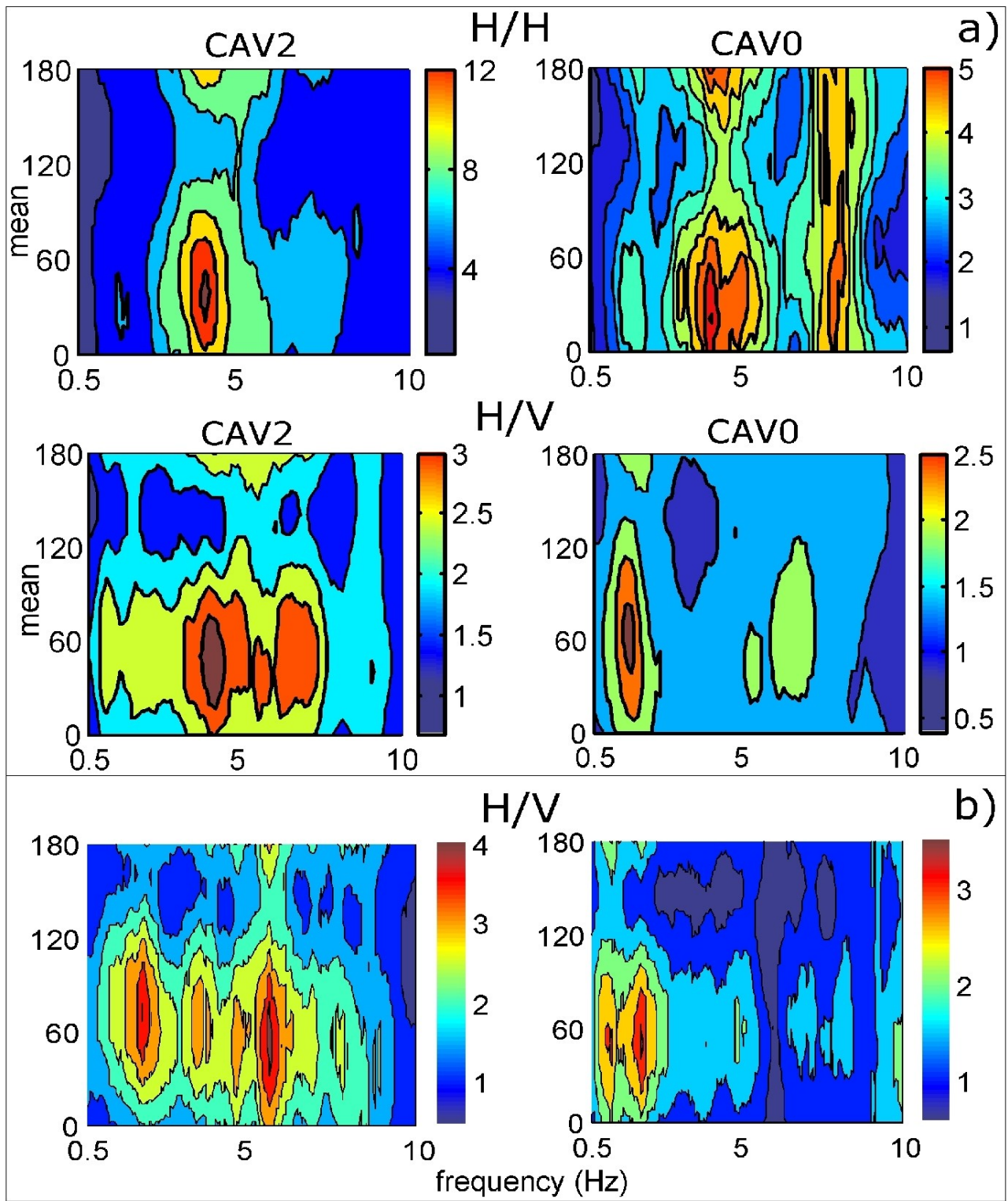


Fig. 2.2.5

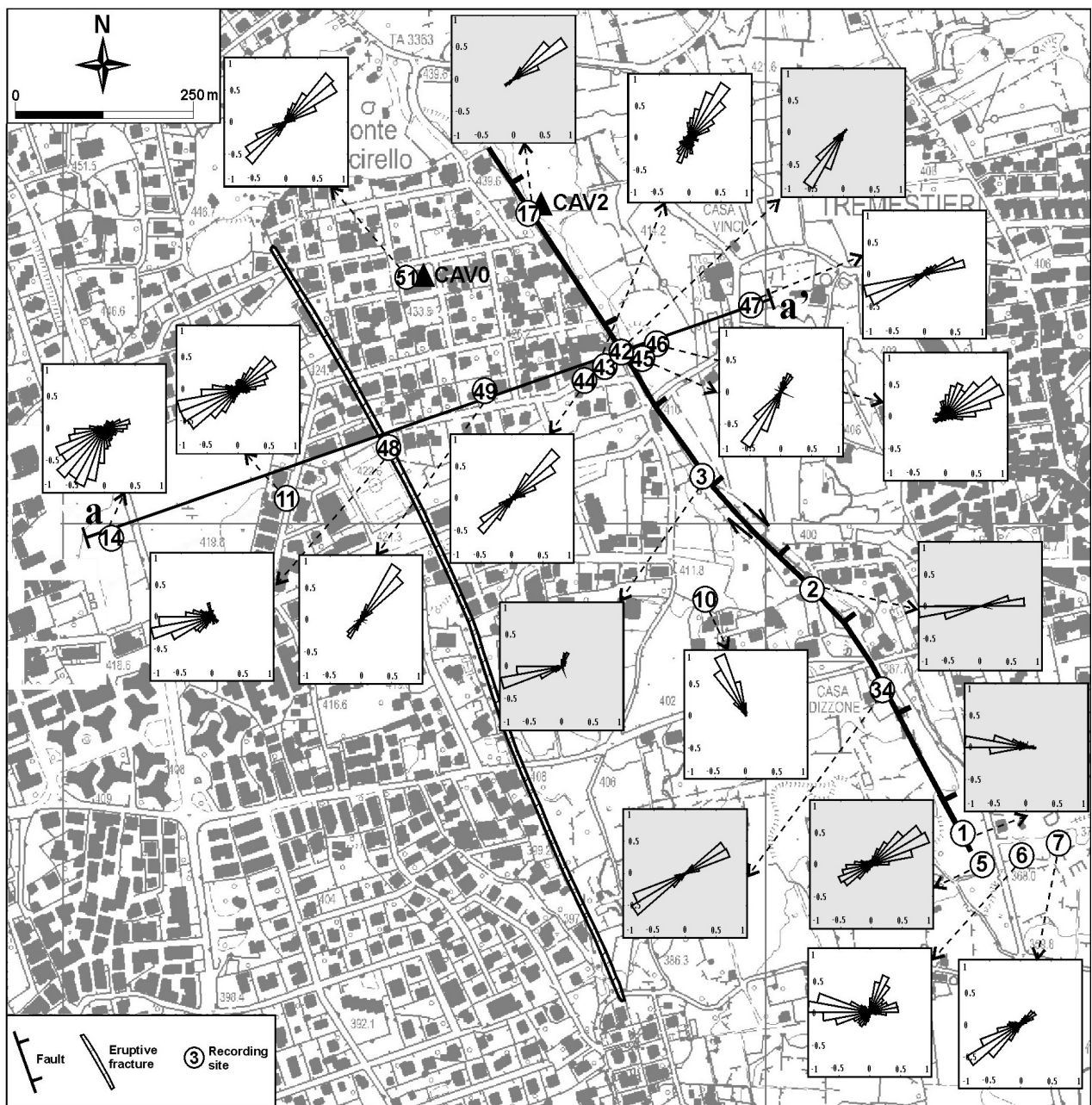


Fig. 2.2.5

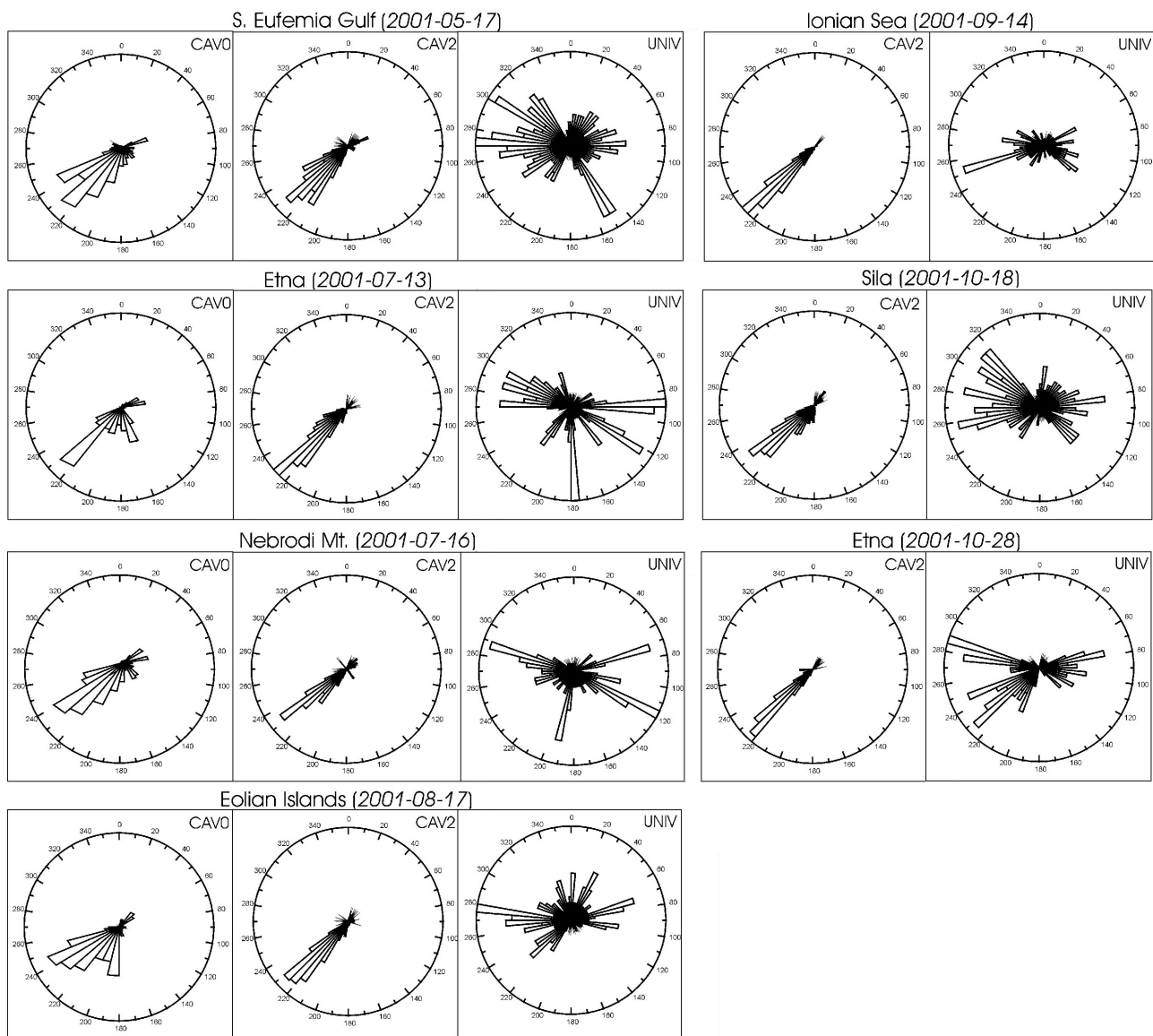


Fig. 2.2.6

2.3 Inversione di Velocità

2.3.1 Introduzione

Come è noto, la Normativa sismica italiana (OPCM 3274, 2003 e s.m.i.) e l'Eurocodice 8 (EN1998, 2002) forniscono criteri di classificazione del sottosuolo che fanno riferimento, in forma più o meno esplicita, a situazioni tipiche caratterizzate da 'graduale miglioramento della proprietà meccaniche con la profondità'. Ai fini della valutazione degli effetti di sito, una situazione particolarmente insidiosa è per contro rappresentata da diminuzioni (inversioni) di velocità dei terreni con la profondità, tipicamente dovute ad eterogeneità stratigrafiche. In linea di principio, tali situazioni dovrebbero richiedere specifiche analisi di risposta sismica locale: infatti, nella trasmissione delle onde sismiche di volume da strati deformabili a più rigidi, l'aumento di impedenza, se da un lato può ridurre significativamente l'amplificazione delle accelerazioni verso la superficie, dall'altro induce concentrazione di deformazioni nel terreno più deformabile. Ciò si traduce in esaltazione della risposta alle basse frequenze e potenziale innesco di fenomeni deformativi permanenti o, al limite, di instabilità.

In realtà, questa anomalia può risultare rilevante quando coinvolge scale di profondità ben superiori ai 30m che, tipicamente, sono presi come riferimento per la classificazione mediante il parametro $V_{s,30}$. Si pensi infatti ai centri abitati, di cui esistono numerosi esempi in Italia (cfr. p.es. Fenelli et al., 1998), situati alla sommità di rilievi costituiti da piastroni di roccia tenera, spessi anche diverse decine di metri e sovrapposti a banchi argillosi più deformabili e sovente molto profondi. Questa situazione stratigrafica tende ad avvicinarsi a quella di un oscillatore semplice, in cui una massa rigida (il piastrone) è sovrapposta ad un elemento anche molto deformabile (l'argilla), con risposta dinamica fortemente condizionata da rigidità e spessore di quest'ultimo. A titolo di esempio, gli studi numerici e la registrazione accelerometrica del terremoto irpino-lucano sul colle di Bisaccia (AV) hanno mostrato che la particolare condizione geomorfologica e stratigrafica (conglomerati su argille) ha prodotto significative amplificazioni alle basse frequenze del moto dal bedrock in superficie e la localizzazione di elevate deformazioni nelle argille, che hanno influito sulla stabilità e subsidenza del colle (Olivares & Silvestri, 2001).

Nel corso del Progetto, sono stati trattati come caso emblematico gli effetti locali indotti dalla particolare situazione stratigrafica del centro abitato di Gerace (RC), ubicato su una rupe di roccia tenera poggianti su un potente banco di argille. Lo studio, che ha formato oggetto di una tesi di dottorato (Costanzo, 2007), è stato sviluppato dapprima mediante un modello semplificato di sottosuolo (§2.3.2), poi con riferimento ad una modellazione più complessa dal punto di vista stratigrafico, geometrico, e meccanico (§2.3.3).

2.3.2 Modello semplificato

In una prima fase dello studio, per rappresentare l'assetto stratigrafico del sottosuolo di Gerace, è stato ipotizzato uno schema di sottosuolo realistico, ma elementare, caratterizzato da una colonna monodimensionale di terreno con un'unica inversione di rigidità con la profondità (Fig. 2.3.1). Su di esso sono state calibrate e confrontate le prestazioni di differenti codici di calcolo numerico disponibili. I parametri del modello sono stati assunti prossimi a quelli ottenuti per rocce tenere e terreni fini dei comuni dell'area irpino-lucana sedi delle stazioni ex-ENEL (poi SSN, ora DPC) attivate dal terremoto del 1980. Al fine di non esasperare l'effetto del contrasto di impedenza tra i due differenti materiali, per le rocce tenere (in prevalenza calcareniti) si è assunto un valore di $V_s = 600$ m/s, intermedio tra quelli riportati in letteratura (> 1000 m/s) e quelli ricavati sperimentalmente nel centro abitato di Gerace¹. Assegnando all'argilla una $V_s = 300$ m/s, e tenendo conto dei diversi pesi dell'unità di volume, consegue un rapporto di impedenza calcareniti/argille pari a circa 1.6.

¹ Prove Cross-Hole (CH), effettuate in occasione della progettazione del consolidamento della rupe nel 1997, indicano un valore di V_s per gli strati più superficiali (fratturati) non superiori ai 400 m/s.

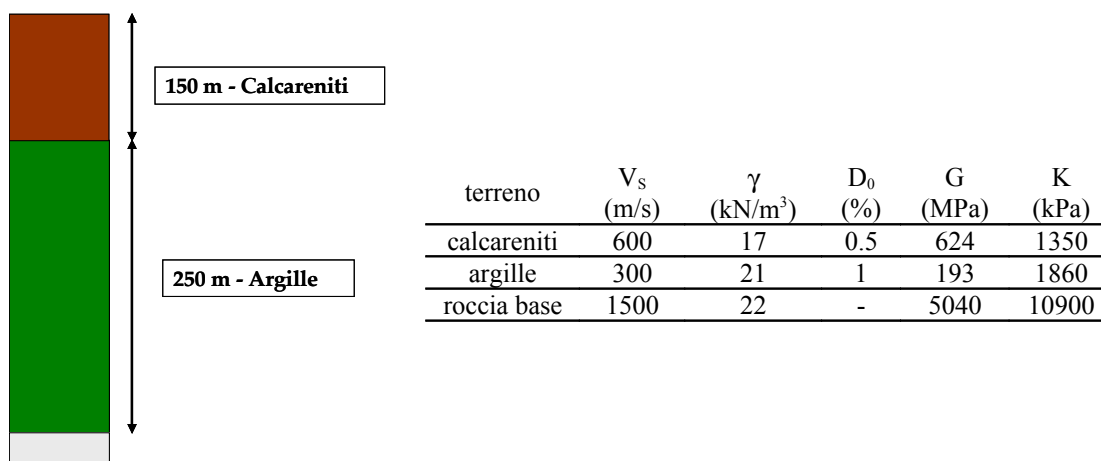


Fig. 2.3.1 Schema del modello elementare

Per tener conto della non linearità dei terreni sono state utilizzate le curve di decadimento della rigidezza normalizzata (G/G_0 : γ) e di incremento del fattore di smorzamento (D : γ) per terreni analoghi (Fig.2.3.2). Per le calcareniti si è fatto riferimento alle curve di Marcellini et al. (1995) relative ai conglomerati di Benevento, per le argille a quelle di Olivares (1996) per le argille a scaglie di Bisaccia.

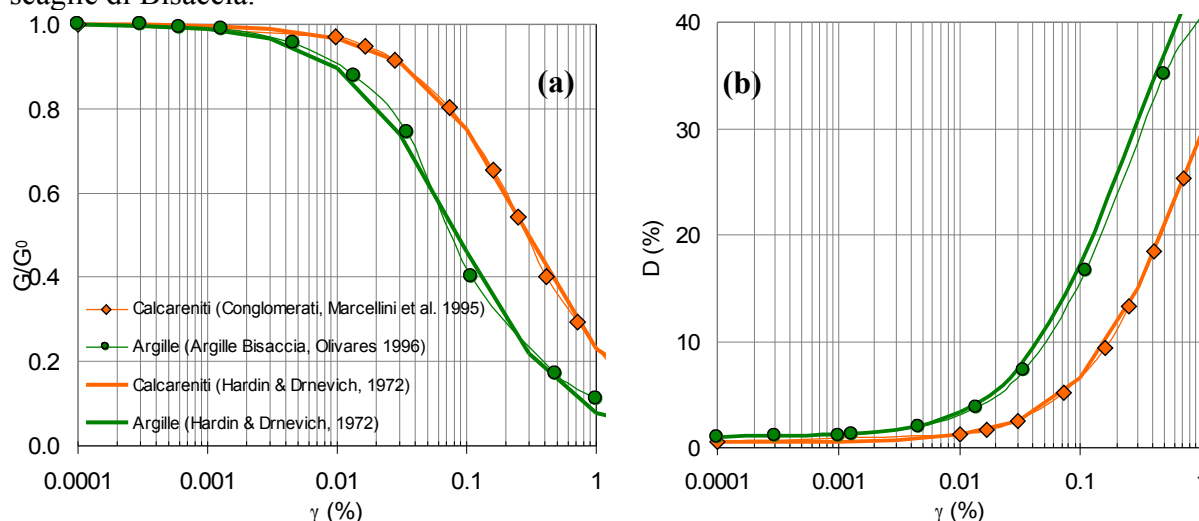


Fig. 2.3.2 Curve di decadimento della rigidezza normalizzata (a) e di incremento del fattore di smorzamento (b) assunte per i terreni del modello elementare: dati sperimentali e modello iperbolico.

Dalle curve sperimentali sono state ottenute le funzioni analitiche del modello iperbolico (Hardin & Drnevich, 1972), caratterizzate da una deformazione di riferimento γ_r (i.e. il valore di γ per cui $G=0.5G_0$) di 0.085% per le argille e di 0.3% per le calcareniti. Alle curve del fattore di smorzamento sono stati aggiunti i valori dello smorzamento iniziale D_0 assunti per i due materiali (cfr. Fig. 2.3.2b).

2.3.2.1 Moto di riferimento

L'input sismico applicato al contatto tra basamento di roccia e argille è stato espresso da segnali accelerometrici di tipo sintetico (Costanzo, 2007). Sono stati generati due accelerogrammi artificiali mediante serie di impulsi “Ricker wavelet di tipo beta” (Fig. 2.3.3). La scelta di tali forme d'onda è giustificata dal più ampio contenuto in frequenze rispetto a semplici funzioni armoniche monofrequenza.

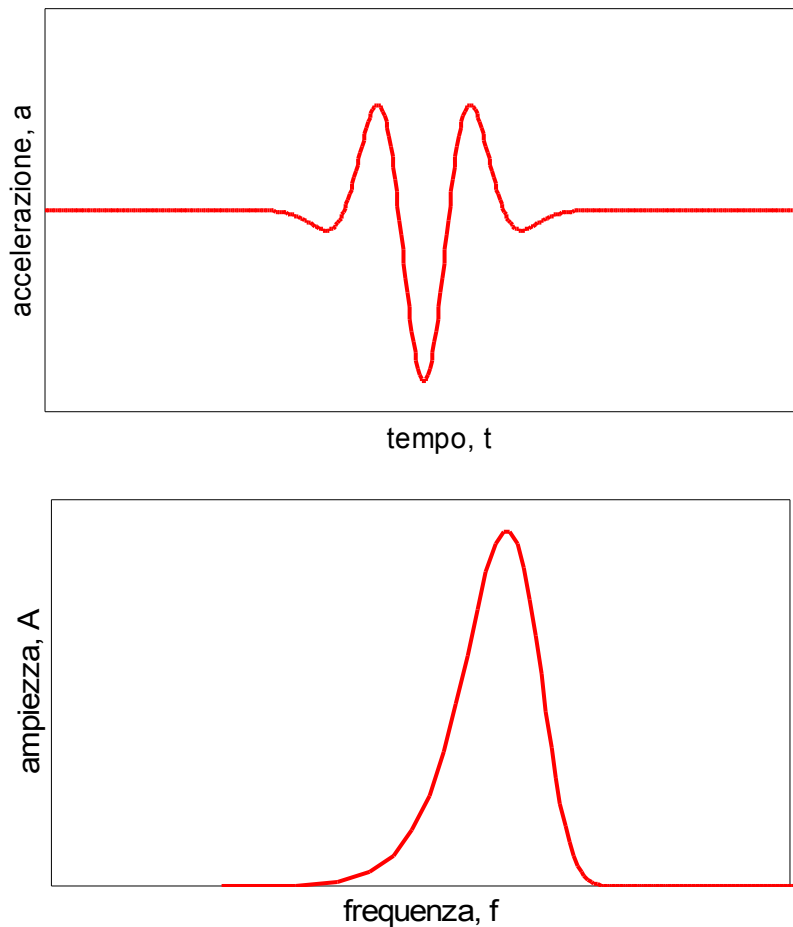


Fig. 2.3.3 Forma d'onda (a) e spettro di Fourier (b) per il segnale sintetico 'Ricker wavelet di tipo beta'.

Il primo segnale (RW1) è composto da una serie di wavelets con ampiezza $a_{\max}=0.15g$ e frequenza caratteristica f_0 pari a 0.85 Hz. La forma d'onda è stata ripetuta 7 volte fino ad ottenere un'intensità di Arias I_a di 1.28 m/s, valore molto prossimo a quello valutato per il caso di Gerace mediante leggi di attenuazione (Costanzo, 2007). In tal modo la durata del segnale risulta di circa 150s, che si avvicina ai 3 minuti del terremoto del 05.II.1783 (durata riportata da testimonianze dell'epoca!).

Il secondo segnale (RW2) è stato ricavato imponendo la stessa ampiezza $a_{\max}$ di RW1 e fissando la frequenza fondamentale a 2 Hz, quindi un periodo medio T_m di 0.54s, prossimo a quello stimato per il primo evento del 1783, sempre mediante leggi di attenuazione (Costanzo, 2007). Ripetendo 12 volte il wavelet fino ad una durata complessiva del segnale di circa 150 s, si ottiene un'intensità di Arias di quasi 0.96 m/s.

In [Figura 2.3.4](#) sono riportati gli spettri dei due segnali sintetici e quello ottenuto con la legge di attenuazione generalizzata di Pugliese & Sabetta (1989); il confronto evidenzia come la differenza sostanziale tra i due segnali artificiali sia il contenuto in frequenze.

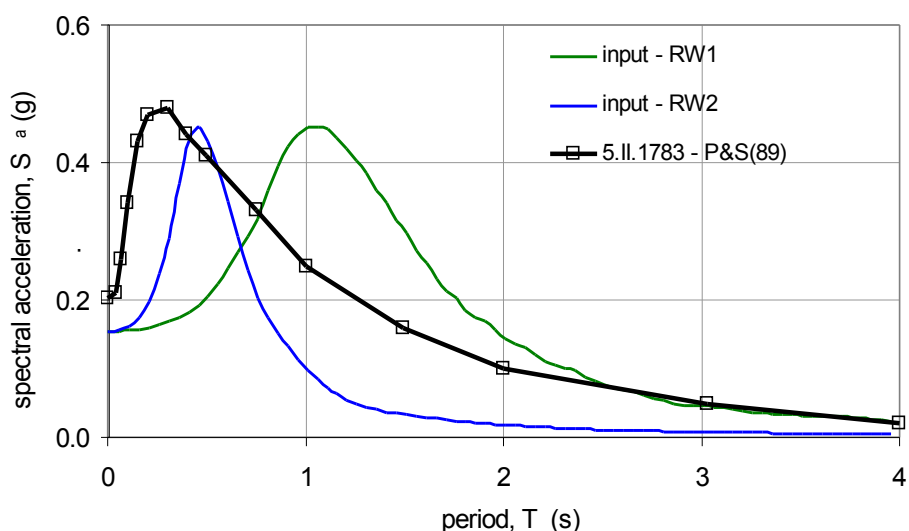


Fig. 2.3.4 Spettrocompatibilità tra il terremoto del 05/02/1783, i segnali sintetici costruiti con wavelets.

2.3.2.2 Analisi numeriche

Le analisi di risposta sismica della colonna stratigrafica sono state eseguite con i codici di calcolo riportati in [Tabella 2.3.1](#); i risultati sono di seguito sintetizzati e confrontati in termini di profili verticali di accelerazioni, tensioni tangenziali e deformazioni massime.

Utilizzando come input il segnale RW1, si sono effettuati i confronti dei risultati, dapprima nell'ipotesi di legame puramente elastico lineare ([Fig. 2.3.5](#)). Successivamente si è introdotto uno smorzamento viscoso pari a D_0 (cfr. [Fig. 2.3.1](#)), indipendente dalla frequenza in EERA e DESRA, e modellato con la formulazione di Rayleigh in FLAC, con l'approccio 'a singola frequenza di controllo', ed in QUAD4M, 'a doppia frequenza di controllo' ([Fig. 2.3.6](#)).

Infine, sono state effettuate analisi in cui è stata introdotta la non linearità attraverso le curve G/G_0 : γ e D : γ riportate in [Figura 2.3.2](#), introdotte per punti in EERA e QUAD4M, ed attraverso il modello iperbolico di Hardin & Drnevich (1972) in DESRA e FLAC ([Fig. 2.3.7](#)).

Ulteriori confronti tra EERA, QUAD4M e FLAC sono stati condotti utilizzando l'input RW2, sempre con le stesse curve di non linearità e lo stesso smorzamento viscoso utilizzati nel caso precedente ([Figura 2.3.8](#)).

CODICE DI CALCOLO	GEOMETRIA, CONDIZIONI AL CONTORNO	LEGAME COSTITUTIVO	METODO DI ANALISI	FONTE
EERA	1-D Frontiera e base elastica	Monofase Lineare equivalente Viscoelastico	Continuo Dominio frequenze	Bardet et al. (2000)
DESRA	1-D Frontiera rigida	Bifase Lineare equivalente Isteretico	Discreto Dominio tempi	Matasovic (1995)
QUAD-4M	2-D Base rigida, superficie libera qualsiasi	Monofase Lineare equivalente Viscoelastico	F.E.M. Dominio tempi	Hudson et al. (1994)
FLAC 5.0	2-D Base e superficie libera qualsiasi, frontiera laterale assorbente	Tensioni effettive Lineare equivalente Viscoelastico Elastoplastico	F.D.M. Dominio tempi	Itasca (2005)

Tabella 2.3.1. Sintesi delle caratteristiche dei codici di calcolo utilizzati.

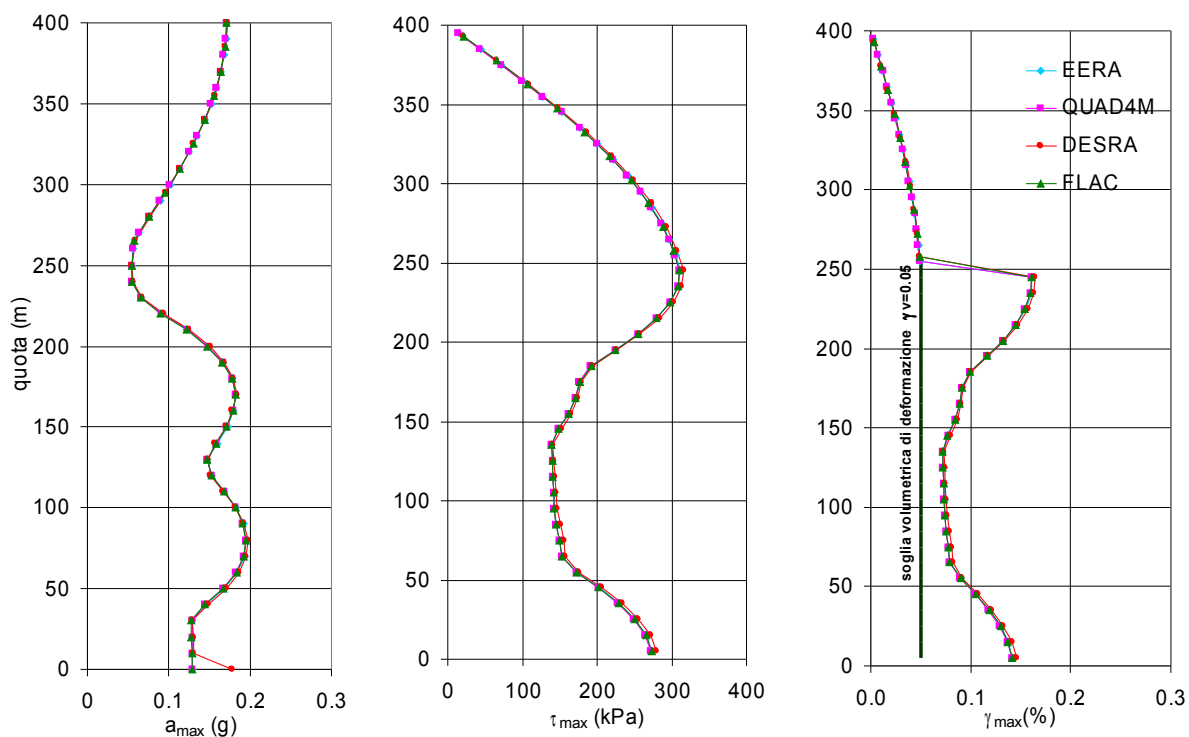


Fig. 2.3.5 Analisi lineare (input RW1): confronti EERA, QUAD4M, DESRA e FLAC

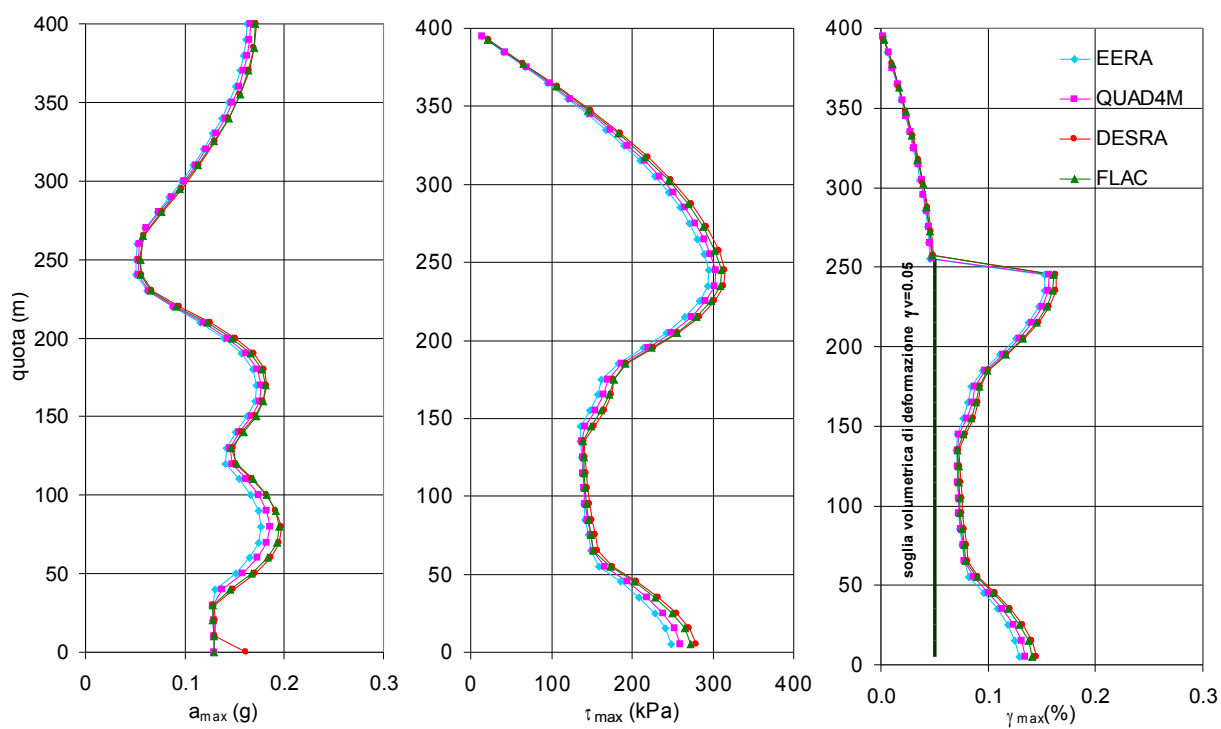


Fig. 2.3.6 Analisi lineare con smorzamento viscoso (input RW1): confronti EERA, QUAD4M, DESRA e FLAC

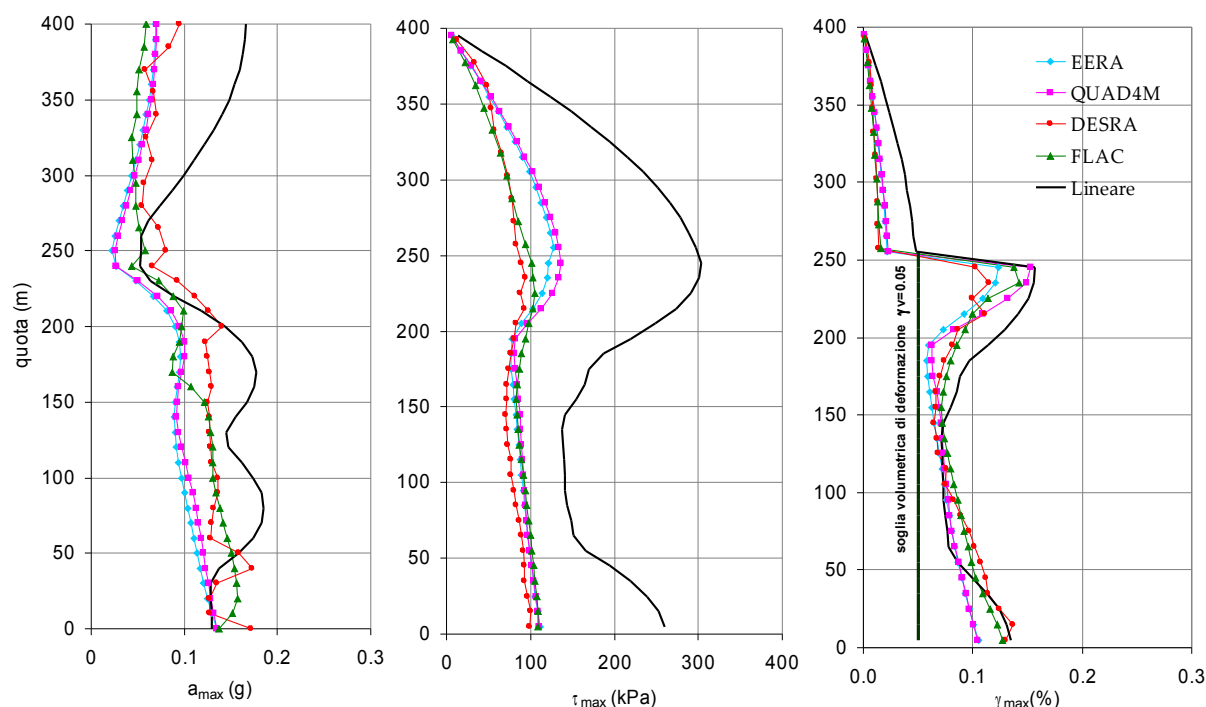


Fig. 2.3.7 Analisi non lineare (input RW1): confronti EERA, QUAD4M, DESRA e FLAC

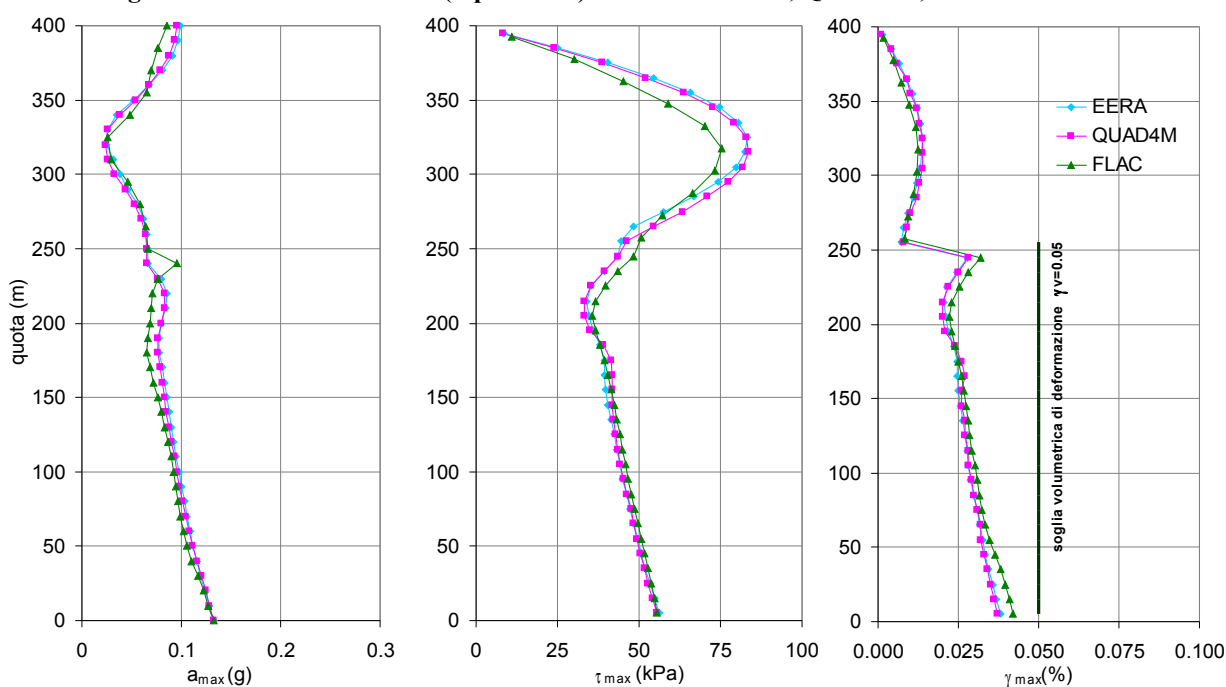


Fig. 2.3.8 Analisi non lineare (input RW2): confronti EERA, QUAD4M e FLAC

Dal confronto si può notare che, in campo lineare, tutti i codici di calcolo definiscono una risposta perfettamente sovrapponibile; introducendo invece la non linearità, si mostrano alcune differenze presumibilmente dovute ai diversi metodi di integrazione di ciascun codice.

La risposta del profilo di terreno varia con le caratteristiche dell'input sismico; i risultati sono confrontabili in termini di accelerazioni massime, che, nelle analisi lineari, sono leggermente amplificate in superficie rispetto al valore al bedrock; risultano però sistematicamente attenuate in quelle non lineari. La risposta simulata appare invece molto più influenzata dal contenuto in frequenza del moto di riferimento in termini di deformazioni. Queste superano la soglia volumetrica γ_v nel caso dell'input RW1, il che comporta, in condizioni non drenate, generazione ed accumulo di

sovrappressioni interstiziali.

La frequenza fondamentale del modello elementare, stimata con diversi metodi semplificati applicabili ad un sottosuolo stratificato (cfr. Lanzo, 2005), è pari a circa 0.25 Hz. Approssimando la stratigrafia ad un sottosuolo omogeneo equivalente, si può verificare che, mentre la frequenza caratteristica dell'input RW1 ($f_0=0.85\text{Hz}$) si avvicina a quella corrispondente al secondo modo di vibrare del banco, quella propria dell'input RW2 ($f_0=2\text{Hz}$) è prossima al quarto modo di vibrare. Peraltro, in condizioni di comportamento visco-elastico, i picchi di risonanza si riducono all'aumentare del fattore di frequenza, dipendendo sia dallo smorzamento del terreno che da quello radiativo, indotto dal contrasto di impedenza tra i terreni (Lanzo & Silvestri, 1999). Tutte le considerazioni suesposte fanno attendere accelerazioni più elevate nel caso dell'input RW1.

La [Figura 2.3.9](#) mostra un confronto tra gli spettri di risposta normalizzati, ottenuti per entrambi gli input dalle analisi con il codice FLAC, e quelli elastici proposti dalla normativa vigente (OPCM 3274, 2003) per i differenti tipi di terreno; considerando una $V_{s,30}=600\text{ m/s}$ il modello elementare ricadrebbe nella tipologia di terreno B. Si può notare come nel caso dell'input RW2 lo spettro di Normativa è cautelativo in tutto il campo di periodi; invece, nel caso dell'input RW1, per periodi superiori ad 1s l'accelerazione spettrale calcolata risulta decisamente più elevata, approssimando lo spettro relativo ai terreni di tipo D.

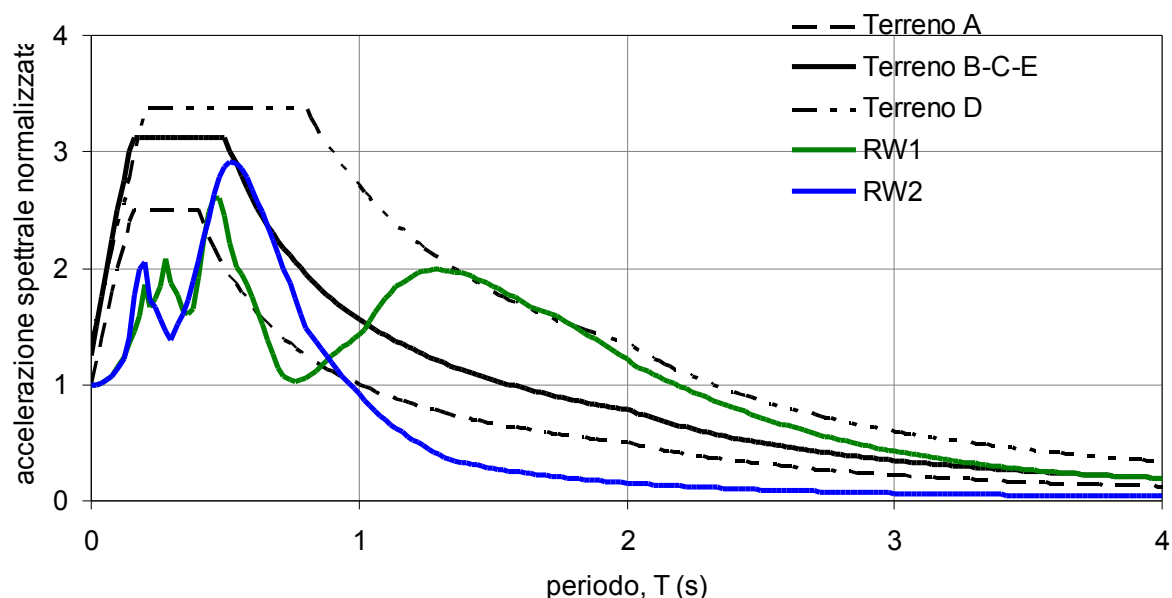


Fig. 2.3.9 Confronto tra gli spettri di risposta normalizzati in superficie e quelli proposti dalla normativa (OPCM 3274, 2003)

2.3.3 Un caso complesso: Gerace

Di seguito vengono illustrati i risultati di analisi numeriche condotte sulla rupe di Gerace, con la finalità di simulare gli effetti prodotti dalla inusuale sequenza sismica della Calabria del 1783, e confrontarli con quelli riportati dalle cronache storiche.

Gerace è sita a quota 480 m s.l.m. su una rupe orientata in direzione NW-SE ([Fig. 2.3.10](#)), tra i bacini dei fiumi Novito e Gerace, caratterizzata da continua erosione con effetto sull'instabilità dei versanti.



Fig.2.3.10 Vista panoramica della rupe di Gerace e evidenze dell'instabilità dell'area.

La parte superiore della rupe è formata da un piastrone costituito, in sequenza, da uno strato di rocce tenere del Pliocene di spessore complessivo di circa 70m, formato da calcareniti (fratturate in superficie, intatte oltre i 15m) e da arenarie debolmente cementate. L'ammasso roccioso sovrasta una formazione di marne argillose potente circa 90m, poggiante a sua volta su un banco di conglomerati e sabbie con spessore di circa 30m. Il piastrone 'galleggia' su un banco di argille a scaglie varicolori dell'Oligocene, con spessore stimato dell'ordine di 200m. La geomorfologia attuale è il risultato di intensi processi erosivi, che hanno prodotto nella valle la rimozione dei terreni sovrastanti la formazione argillosa (Monteleone, 1993).

La rupe di Gerace è soggetta da tempo a complessi problemi di instabilità; evidenziati da fratture e crolli di blocchi dal piastrone, ma anche da scivolamenti e scorrimenti. Le cronache storiche riportano che i fenomeni osservati sono stati ciclicamente riattivati in corrispondenza di piogge intense (Petrucci & Polemio, 2000); inoltre, esiste testimonianza di significativi danni all'ambiente fisico occorsi in concomitanza di eventi sismici di elevata energia (Romeo & Delfino, 1997). Negli ultimi anni, questi movimenti hanno richiesto interventi di consolidamento di carattere intensivo, consistiti principalmente nella realizzazione di muri ed ancoraggi.

Studi geomorfologici su ampia scala hanno peraltro ipotizzato che questi dissesti localizzati possano essere evidenze superficiali di fenomeni gravitativi profondi e più diffusi, innescati nelle argille varicolori ed estesi all'interno delle formazioni sovrastanti (cfr. Monteleone, 1993).

La carta geologica in [Fig. 2.3.11](#) mostra i limiti stratigrafici tra le differenti formazioni (come riportati da Monteleone, 1993) e tutti i siti di indagine presi in considerazione in questo studio.

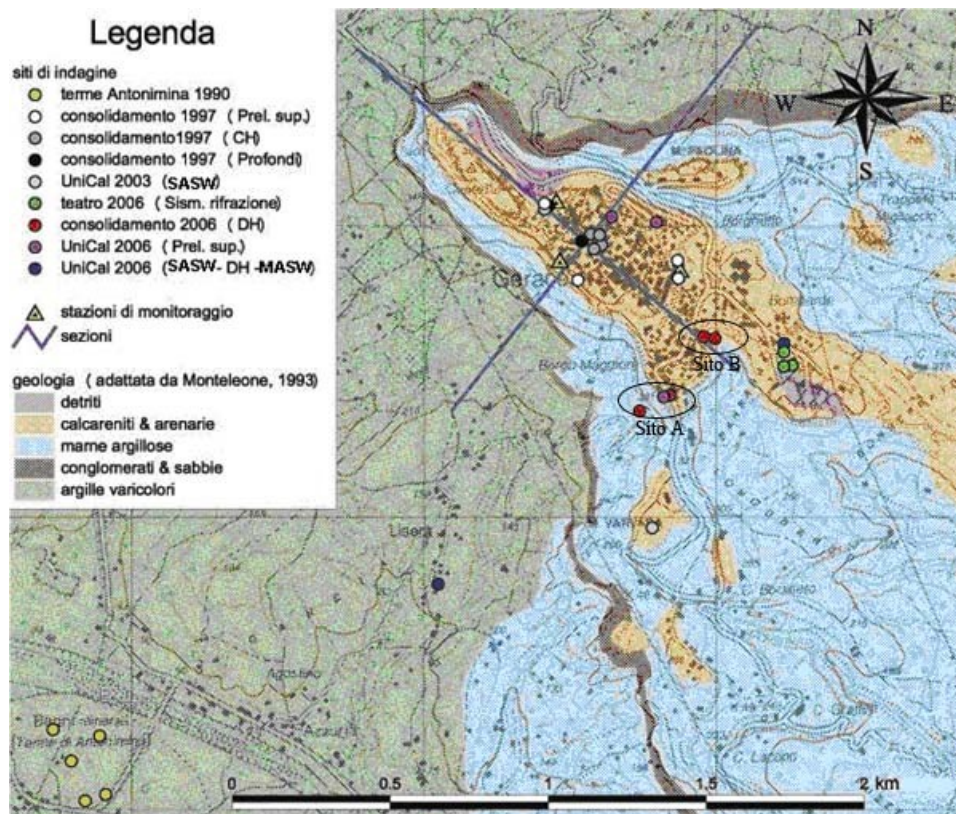


Fig.2.3.11 Carta geologica con i siti di indagine.

2.3.3.1 Scenario sismico di riferimento

Tra il 5 febbraio ed il 28 marzo 1783, in meno di sessanta giorni, nella Calabria Meridionale si verificarono cinque forti terremoti, con magnitudo compresa tra 5.9 e 6.9 (Figura 2.3.12).

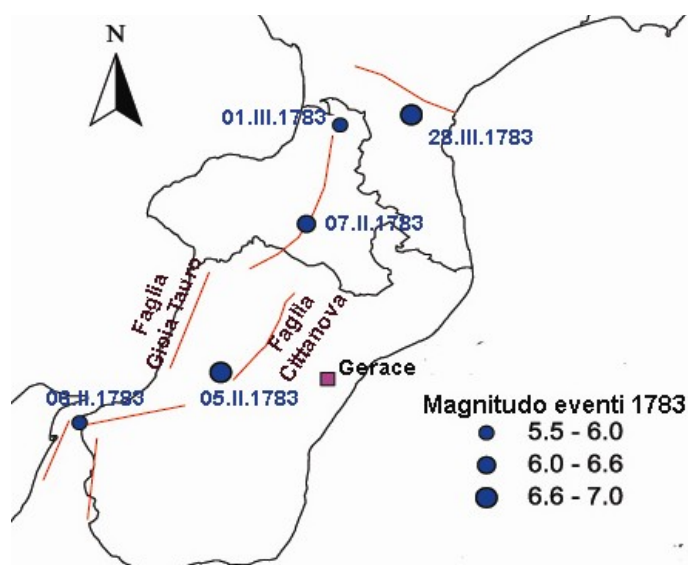


Fig. 2.3.12 Sorgenti sismogenetiche della sequenza sismica della Calabria del 1783.

Lo scenario sismico di riferimento è stato caratterizzato attraverso differenti approcci: uno *macrosismico*, basato su intensità e distanza epicentrale ed un altro invece *sismogenetico*, fondato sulla conoscenza delle caratteristiche delle sorgenti sismiche (cfr. Costanzo, 2007). Sulla base dei parametri sintetici del moto così definiti, fissando intervalli ristretti di magnitudo e distanza, sono

state selezionate, da *database* sismici *on-line*, nove differenti registrazioni come possibili moti di riferimento per la simulazione del primo evento ($M_S=6.9$). La Figura 2.3.13 mostra la verifica di spettrocompatibilità tra il moto di riferimento, definito ancora secondo Pugliese & Sabetta (1989), e quattro degli accelerogrammi selezionati.

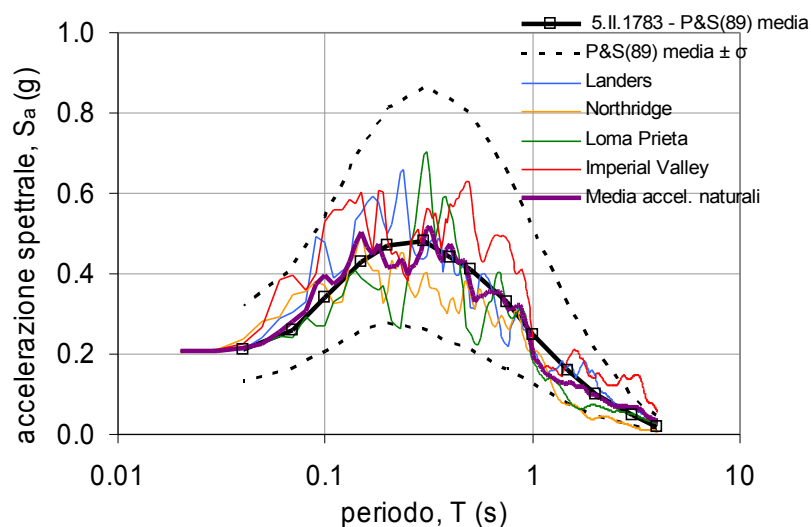


Figura 2.3.13. Spettrocompatibilità degli accelerogrammi selezionati per l'evento del 5.II 1783.

2.3.3.2 Caratterizzazione geotecnica

Il modello di sottosuolo per l'analisi di risposta sismica del sito è stato ottenuto dalla combinazione di dati ricavati da precedenti campagne e dai risultati sperimentali ottenuti dall'UR7 attraverso indagini sismiche in sito (Down-Hole, MASW e SASW) e prove avanzate di laboratorio.

Queste ultime sono state eseguite presso l'Università Federico II di Napoli, utilizzando l'attrezzatura THOR (d'Onofrio et al., 1999) per prove di Colonna Risonante (RC) e Taglio Torsionale Ciclico (CTS), allo scopo di caratterizzare il comportamento ciclico lineare e non-lineare delle differenti unità litologiche in un ampio campo di sollecitazioni.

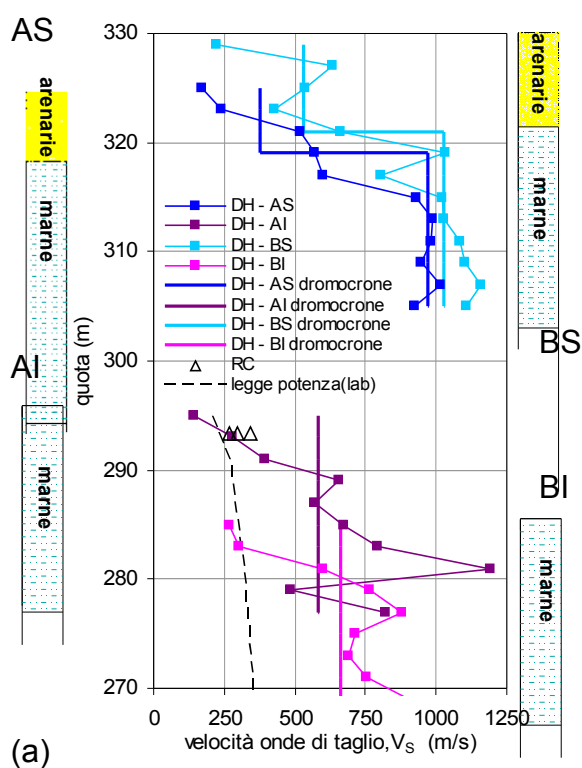
Le misure della velocità delle onde di taglio V_S nelle marne argillose (Fig. 2.3.14a) sono state ottenute dalle prove Down-Hole (DH) effettuate lungo due scarpate (A e B) nella zona a SE (cfr. Fig. 2.3.11). In ciascuno di questi siti sono stati esplorati due verticali, una in corrispondenza del ciglio (S) e l'altra al piede della scarpata (I).

I profili riportati in Fig. 2.3.14a mostrano valori V_S crescenti con la profondità fino a circa 10m, dove il sottosuolo è costituito da una copertura di arenarie nei sondaggi superiori, e da marne alterate in quelli a quota inferiore. Per il profilo AI, le misure DH risultano confrontabili con quelle da prove RC su un campione indisturbato prelevato a circa 2.5m di profondità. Un percorso di consolidazione a gradini di carico (*multi-stage*), tra tensioni di 200 e 850 kPa, eseguito nel corso delle prove di taglio torsionale ciclico e dinamico, ha permesso di definire la legge di variazione di V_S con la profondità, riportata in Fig. 2.3.14a con una linea tratteggiata. Nel modello di sottosuolo considerato per l'analisi di risposta sismica (Fig. 2.3.14d), per questo terreno è stato assunto un valore costante di 800m/s, ottenuto mediando i valori ottenuti dalle dromocrone dei quattro profili. Nella parte affiorante, più alterata, della stessa formazione, si è assunto invece $V_S=350$ m/s.

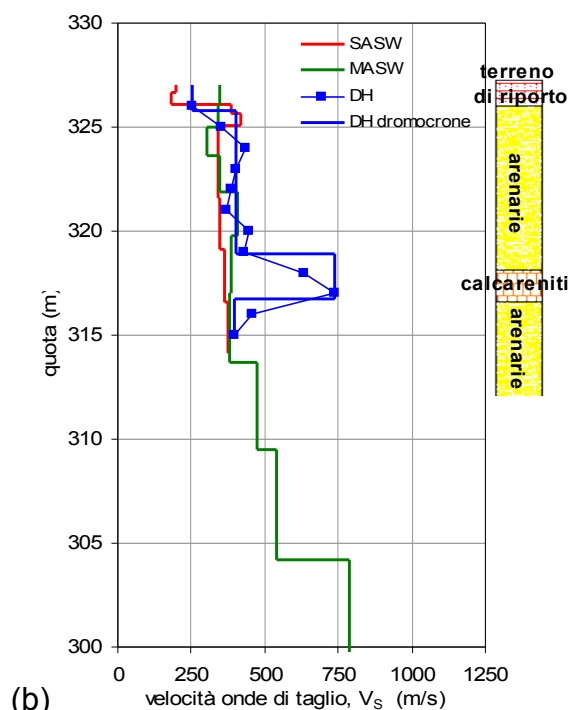
Nei due siti di indagine dove affiorano le unità di arenarie ed argille varicolori (cfr. Fig. 2.3.11), sono state eseguite prove sismiche di superficie (SASW, MASW) ed in foro (DH). Nella formazione delle arenarie, il confronto tra i profili di V_S ottenuti con le diverse tecniche (Fig. 2.3.14b) ha mostrato una buona sovrapposizione tra i risultati, a conferma dell'attendibilità delle prove eseguite, ed in accordo con i valori misurati nella copertura arenacea delle verticali AS e BS in Fig. 2.3.14a. Pertanto, nel modello geotecnico (Fig. 2.3.14d), alla formazione delle arenarie è

stato attribuito un valore medio di $V_s=400\text{m/s}$. Nel profilo stratigrafico è presente inoltre un livello di calcarenite a 8-10m di profondità, identificato nella prova DH (profilo blu in Fig. 2.3.14b), ma non individuato dalle prove sismiche di superficie (profili verde e rosso). Sulla base di queste misure, alle calcareniti intatte è stato assegnato un valore di $V_s=750\text{ m/s}$ (Fig. 2.3.14d); a quelle fratturate della parte sommitale della rupe, sono stati invece assegnati valori di $V_s=400\text{m/s}$, in base ai risultati della prova Cross-Hole eseguita nella campagna del 1997.

Maggiore attenzione è stata posta alla caratterizzazione delle argille varicolori. Nel sito di indagine, in direzione SW ai piedi della rupe, è stato eseguito un primo foro per l'installazione di due piezometri Casagrande, che hanno permesso di rilevare la superficie piezometrica a circa 10m di profondità, al di sotto dei terreni di copertura (Fig. 2.3.14c), di origine perlopiù detritica. Un secondo foro è stato rivestito per l'esecuzione di prove DownHole; come già verificato per le arenarie, le differenti indagini geofisiche in foro (DH) ed in superficie (SASW, MASW) hanno fornito profili di V_s confrontabili (Fig. 2.3.14c). Durante la fase di perforazione, sono stati prelevati quattro campioni indisturbati a varie profondità, sui quali sono state condotte diverse prove di taglio torsionale ciclico e dinamico.



(a)



(b)

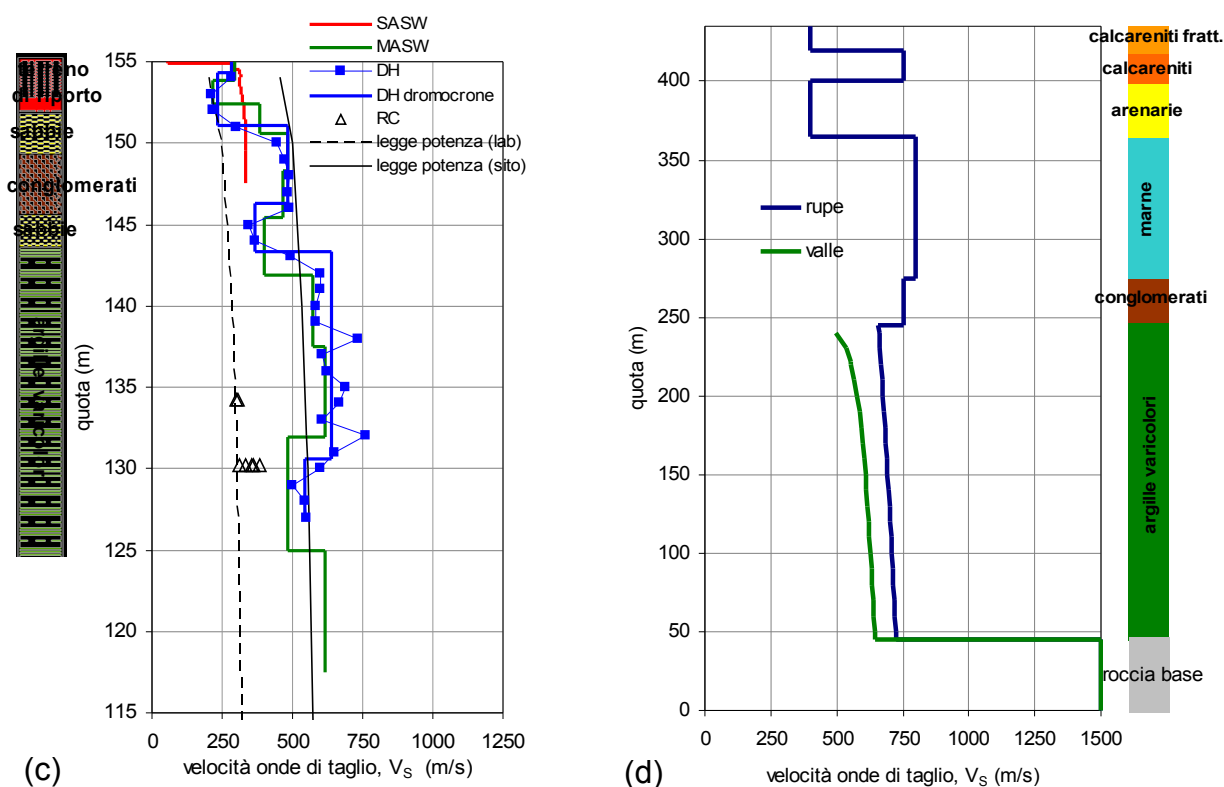


Fig. 2.3.14. Profili stratigrafici e di velocità delle onde di taglio misurate nelle marne (a), arenarie (b) ed argille varicolori (c); modello di sottosuolo assunto per le analisi di risposta sismica del sito (d).

Il programma sperimentale è stato indirizzato alla caratterizzazione della dipendenza del legame tensio-deformativo ciclico da stato e storia tensionale del deposito, distinguendo la compressione indotta dal sovraccarico della rupe sulla formazione argillosa sottostante, dal rigonfiamento di quella affiorante nei valloni, per effetto dell'erosione. A tal fine, nelle prove RC-TS sono stati riprodotti percorsi tensionali che simulano diverse storie tensionali. Due provini sono stati sottoposti ad altrettante sequenze *multi-stage*, dapprima riproducendo lo stato tensionale in sito al di sotto del piastrone di rocce tenere (≈ 400 kPa) e poi consolidandoli fino a 800 e 1200 kPa; un altro provino, invece, è stato lasciato rigonfiare ad una tensione media efficace di 200 kPa, minore di quella litostatica per il campione di provenienza.

I profili di V_s per l'argilla sotto la rupe ed in corrispondenza dei valloni sono stati ottenuti analizzando la dipendenza della rigidità a piccole deformazioni, G_0 , dallo stato e dalla storia tensionale (cfr. Costanzo et al., 2007), secondo l'approccio proposto da Rampello et al. (1994). I profili di velocità delle onde di taglio ottenuti sono mostrati in Fig. 2.3.14c-d; si osservino valori di velocità più ridotti (450-650 m/s) per il profilo relativo alla zona di erosione nei valloni, rispetto a quelli del profilo al di sotto del piastrone (660-725 m/s).

Le prove di laboratorio hanno permesso inoltre di descrivere il comportamento non-lineare dei terreni a grana fine. Le Fig. 2.3.15a-b mostrano la dipendenza dalla deformazione tangenziale, γ , del modulo di taglio normalizzato, G/G_0 , e del fattore di smorzamento, D , rispettivamente per le marne argillose e le argille varicolori.

I punti sperimentali, derivati dai risultati delle prove CTS, sono stati interpretati attraverso il modello iperbolico (Hardin & Drnevich, 1972), e le curve così ottenute introdotte nelle analisi numeriche. I dati relativi alle argille varicolori, sottoposte a percorsi di compressione e rigonfiamento, sono stati espressi attraverso differenti relazioni, che evidenziano un comportamento non lineare più marcato e valori di smorzamento più elevati per la formazione nei valloni. Le curve per le arenarie (Fig. 2.3.15a) ed i conglomerati (Fig. 2.3.15b) sono state ottenute attraverso indicazioni di letteratura, rispettivamente riportate da Lo Presti et al. (1997) e Marcellini et al.

(1995), per terreni con litologia confrontabile.

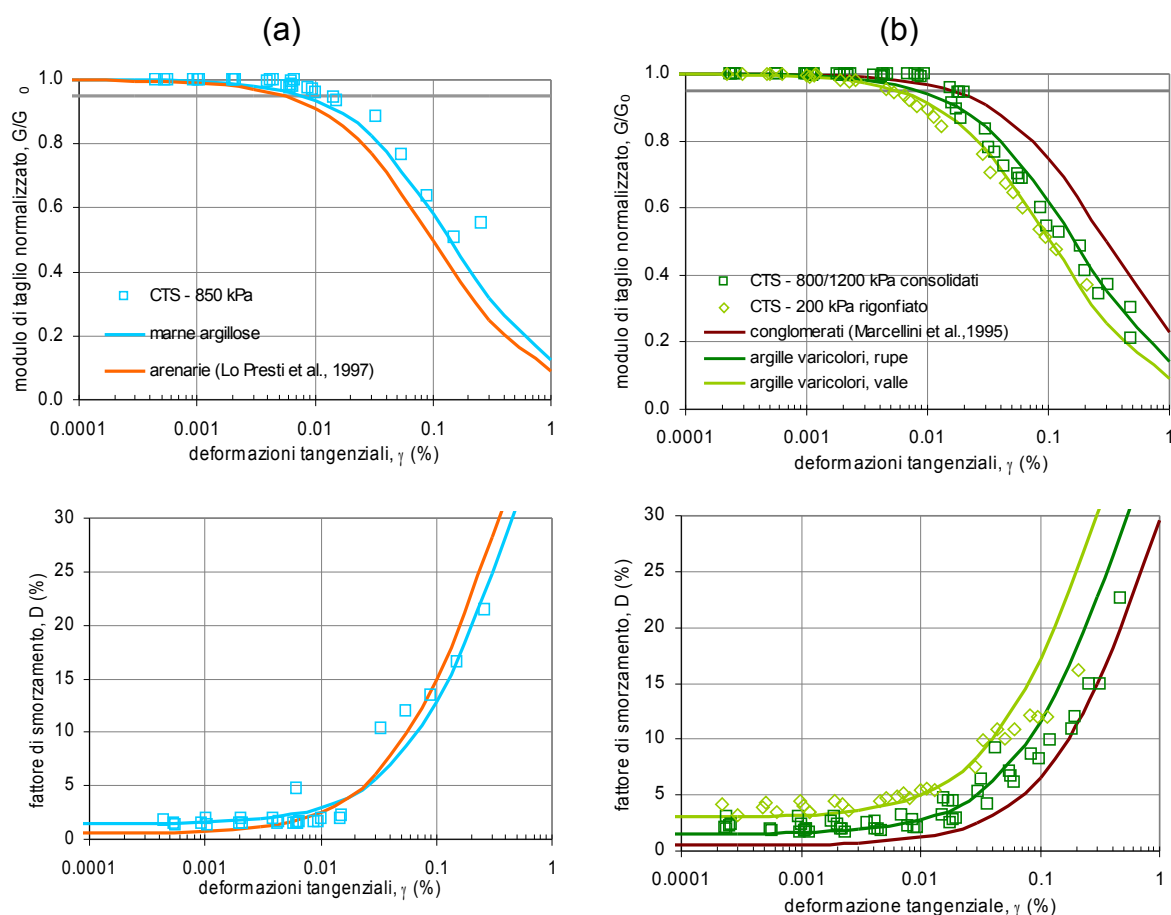


Fig. 2.3.15 Valori sperimentali e curve ottenute con il modello iperbolico del modulo di taglio normalizzato e del fattore di smorzamento in funzione delle deformazioni tangenziali: arenarie e marne (a), conglomerati ed argille varicolori (b).

In [Tabella 2.3.2](#) è riportata una sintesi dei parametri usati per le simulazioni numeriche. La velocità delle onde di taglio V_S è posta costante per le differenti formazioni, eccezion fatta per le argille varicolori, per le quali V_S è variabile con la profondità. Le misure di velocità delle onde di compressione, V_P , nelle prove Down-Hole hanno permesso di determinare i coefficienti di Poisson per tutti i terreni.

I moduli di taglio e compressione, G e K , sono stati ottenuti dalle velocità V_S e V_P , e dal peso dell'unità di volume γ misurato su campioni indisturbati. Lo smorzamento a piccole deformazioni D_0 è stato assunto a partire dai risultati delle prove CTS per i terreni a grana fine, imposto in base a considerazioni di letteratura negli altri casi (Costanzo, 2007). Alla calcarenite è stato assegnato un comportamento lineare, così come al substrato, rappresentato come semispazio di roccia rigida. Il comportamento non lineare degli altri terreni è espresso attraverso la deformazione di riferimento γ_r del modello iperbolico; l'accoppiamento di deformazioni distorsionali e volumetriche, invece, è atteso per valori di deformazione tangenziale superiori alla soglia volumetrica di deformazione γ_v , corrispondente al valore di γ per cui $G=0.65G_0$. I parametri di resistenza in termini di tensioni efficaci, c' e ϕ' , delle arenarie ed dei terreni a grana fine sono stati ottenuti da prove di taglio diretto su campioni indisturbati, quelli delle calcareniti da prove di compressione uniassiale (cfr. Costanzo, 2007); la resistenza per i conglomerati è stata assunta analoga a quella indicata da Marcellini et al. (1995) per rocce tenere con litologia simile.

Terreno	γ	V_s	ν	G	K	D_0	φ'	c'	γ_r	γ_v
	(kN/m ³)	(m/s)		(MPa)	(MPa)	(%)	(°)	(kPa)	(%)	(%)
Calcareniti fratturate	16.69	400	0.250	267	445	0.5	35	7	Lineare	
Calcareniti	16.69	750	0.250	939	1565	0.5	40	700		
Arenarie e sabbie	16.94	400	0.322	271	671	0.5	35	54	0.100	0.048
Marne	18.05	800	0.332	1155	3053	1.5	32	34	0.140	0.060
Conglomerati e sabbie	19.51	750	0.285	1097	2186	0.5	30	1000	0.300	0.160
Argille varicolori (rupe)	21.00	658	0.400	909	4243	1.5	25	0	0.164	0.068
	21.00	725		1104	5151	1.5			0.164	
Argille varicolori (valloni)	20.87	454	0.361	430	1404	3.0	25	0	0.103	0.040
	20.87	643		863	2816	3.0			0.103	
Roccia base	22.00	1500	0.300	4950	10725	Lineare				

Tab. 2.3.2 Parametri fisico-meccanici dei terreni.

2.3.3.3 Risultati delle analisi

I grafici nelle Figure 2.3.16-17 riportano i profili dell'accelerazione orizzontale di picco, ottenuti dalle simulazioni numeriche 2D del primo evento della sequenza sismica, lungo le due sezioni della rupe, con riferimento alla registrazione accelerometrica del terremoto di Landers del 1992 presso la stazione di Morongo Valley, che ha mostrato la migliore spettrocompatibilità (cfr. Fig. 2.3.13).

La linea verde rappresenta l'accelerazione al tetto delle argille varicolori, mentre quella blu è riferita ai valori calcolati in superficie; i punti colorati indicano i contatti stratigrafici tra i differenti terreni. I valori di $a_{\max}$ al tetto delle argille al di sotto del piastrone sono minori (NW-SE) o tutt'al più confrontabili (SW-NE) con l'ampiezza del moto di input (linea nera), mentre l'argilla affiorante ai piedi della rupe mostra un'evidente amplificazione, più pronunciata in direzione SW-NE (Fig. 2.3.16). Lungo questa sezione, nettamente più acclive, la focalizzazione delle onde induce significativi effetti topografici, come evidenziato dal profilo di accelerazione lungo la superficie della rupe (Fig. 2.3.16). Il profilo lungo la sezione NW-SE mostra invece un andamento più smussato (Fig. 2.3.17); la sequenza di amplificazioni ed attenuazioni lungo i versanti va attribuita a fenomeni di interazione tra onde incidenti e diffratte.

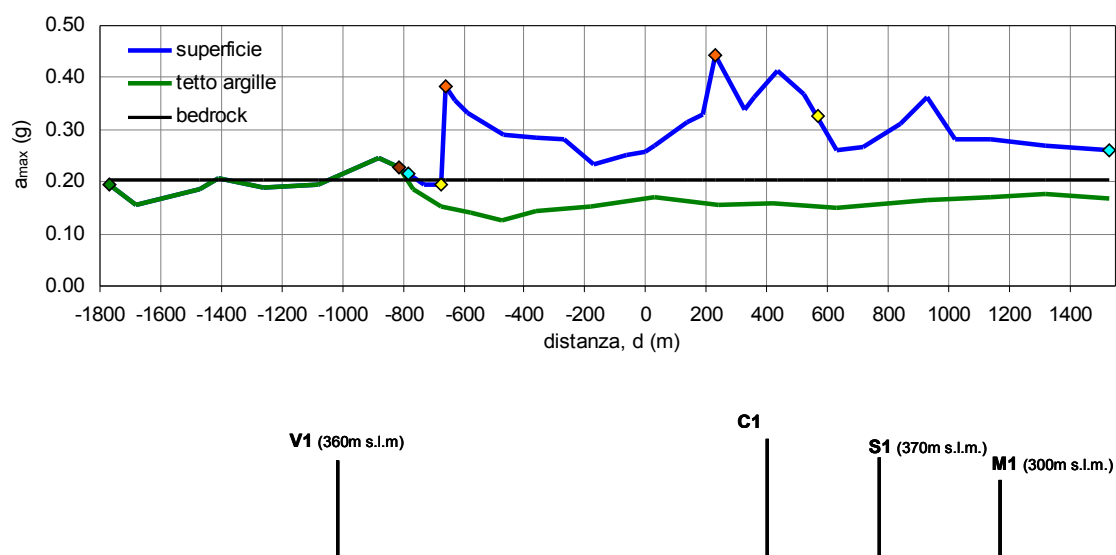


Fig. 2.3.16 Profili orizzontali di accelerazioni, in superficie ed al tetto argille, lungo la sezione NW-SE.

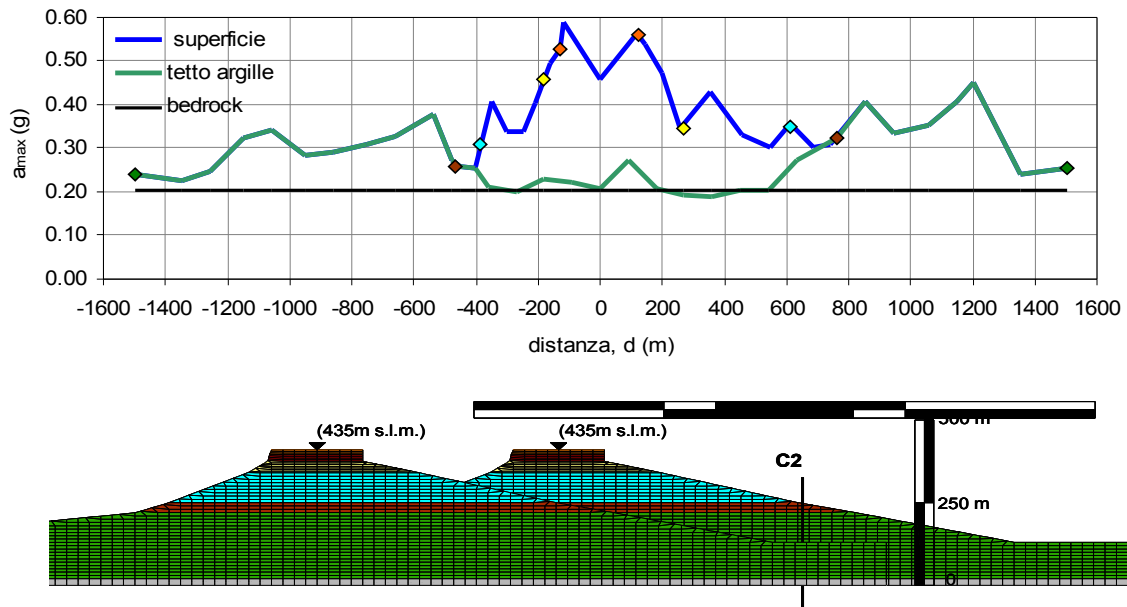


Fig. 2.3.17 Profili orizzontali di accelerazioni, in superficie ed al tetto delle argille, lungo la sezione SW-NE.

In [Figura 2.3.18](#) vengono rappresentati i profili di accelerazioni e deformazioni massime per le due sezioni lungo la stessa verticale al di sotto del piastrone calcarenitico. I risultati sono differenti a seconda che si consideri l'una o l'altra sezione; per la sezione della rupe meno acclive risulta in superficie $a_{max} = 0.28g$, valore prossimo a quello ottenuto dalle analisi monodimensionali ($0.25g$). Per la sezione SW-NE l'effetto della topografia produce un'amplificazione del moto in superficie tale che a_{max} assume valore di $0.46g$, quasi doppio rispetto alle analisi 1D. L'amplificazione dell'accelerazione sembra localizzarsi al contatto tra arenarie e marne, dove è evidente un forte contrasto di impedenza tra i materiali dovuto all'inversione della velocità. Inoltre, nella stessa zona si concentra l'accumulo di deformazioni, che in tutto il banco di arenarie provoca deformazioni ben oltre la soglia volumetrica, specialmente lungo il profilo inerente la sezione più acclive.

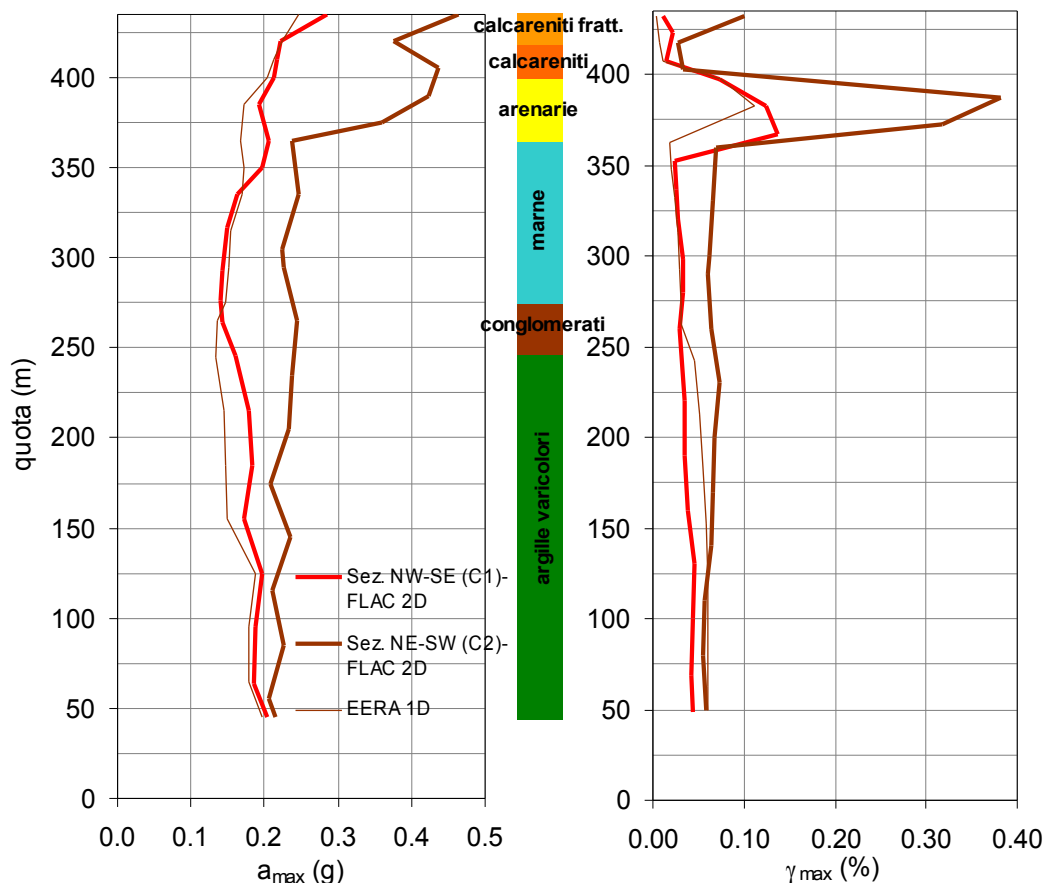


Fig. 2.3.18. Profili di velocità (a) e deformazioni (b) massime lungo la verticale in asse alla rupe.

La [Figura 2.3.19](#) rappresenta i contorni delle deformazioni tangenziali plastiche, sovrapposti ad una foto della rupe, sulla quale sono state riportate le tracce dei fenomeni gravitativi profondi ipotizzati da precedenti studi geomorfologici (Monteleone, 1993). Le elevate deformazioni plastiche concentrate al piede della rupe sul fronte NW, al di sotto ed attraverso il piastrone di roccia tenera, indicano un moto asincrono di due blocchi, delimitati da scorrimenti concentrati proprio in corrispondenza della principale frattura del plateau. Anche sul fronte SE, al piede del piastrone, si concentrano deformazioni permanenti, con valori superiori a 0.1%, che potrebbero aver dato origine a cinematismi di scorrimento in corrispondenza del Borgo Maggiore di Gerace ([Fig. 2.3.19](#)).

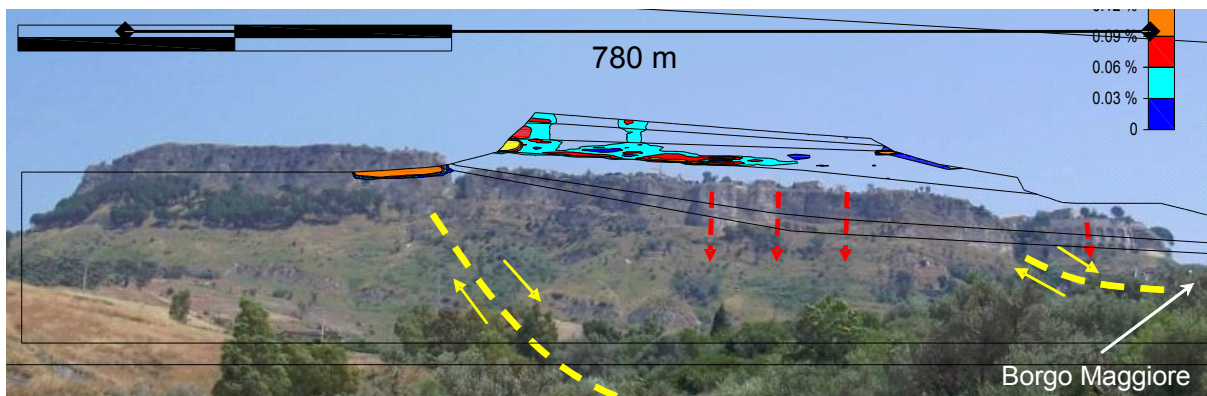


Fig. 2.3.19. Campo di deformazioni deviatoriche residue a seguito della sequenza sismica del 1783.

In [Figura 2.3.20](#) sono indicati i contorni ed i vettori degli spostamenti residui sulla sezione trasversale alla rupe. In corrispondenza degli affioramenti di argille varicolori, fino al contatto con la formazione dei conglomerati, si generano spostamenti con valori superiori ad 1 m lungo il versante esposto a NE, ed a 50 cm per quello a SW; la distribuzione complessiva sembra mettere in

luce un cinematismo da scorrimento rotazionale alla base della rupe. Quest'effetto è evidentemente attribuibile agli incrementi delle forze d'inerzia indotte dall'amplificazione del moto nella formazione argillosa rigonfiata e più deformabile. Un meccanismo analogo è riconoscibile a SW del piastrone, nelle formazioni arenacee superiori fino al contatto con le marne. In questo caso, il meccanismo sembra più che altro favorito dalla localizzazione delle deformazioni nello strato di arenaria.

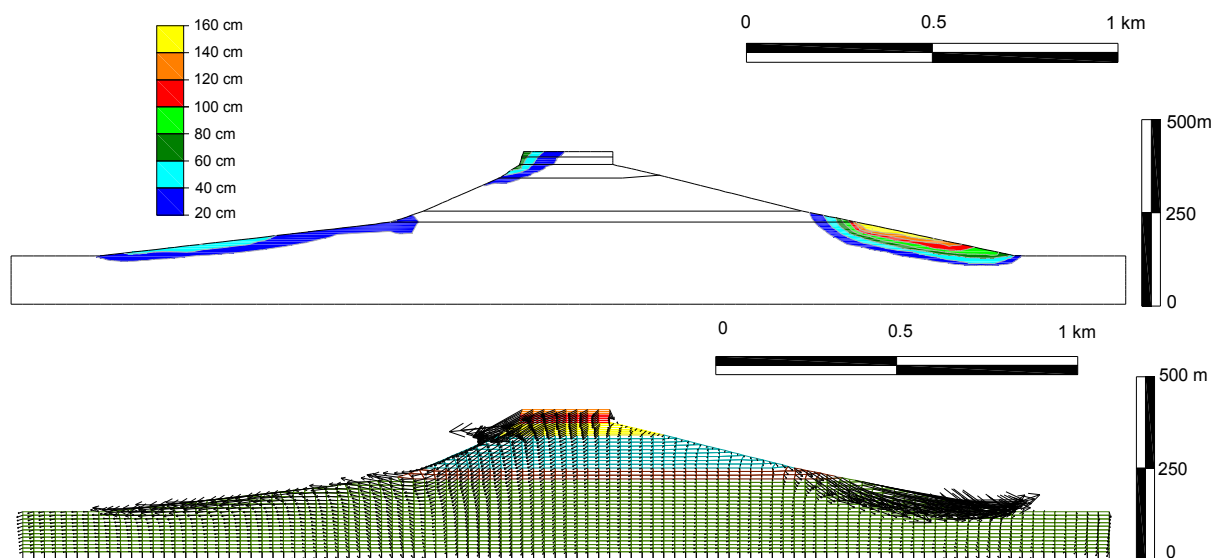


Fig. 2.3.20. Distribuzione degli spostamenti permanenti nella sezione SW-NE a seguito della sequenza sismica del 1783.

In [Figura 2.3.21](#) è proposto un confronto tra gli spettri di risposta in superficie, per i siti che ricadono nel centro storico di Gerace (C1, C2) e nel Borgo Maggiore (S1), e quelli elastici previsti dalla Normativa (OPCM 3274, 2003) per un terreno di classe B, in quanto risulta $V_{S,30} \approx 520$ m/s. Questi ultimi sono ancorati a $a_g = 0.20g$ (valore relativo alla zona sismica in cui ricade la rupe) e moltiplicati per il fattore di amplificazione stratigrafica $S=1.15$ (per terreno B), e successivamente anche per $S_T=1.4$ per tener conto degli effetti topografici. Dalla figura è possibile verificare come le accelerazioni spettrali calcolate in assenza di significativi effetti topografici (C1 e S1) risultino superiori a quelle del corrispondente spettro elastico proposto dalla normativa, soprattutto alle basse frequenze, per effetto dell'inversione di velocità su grande scala. Se poi si considera anche l'effetto dell'amplificazione topografica, si osservi come lo spettro di normativa, confrontato con quello calcolato al sito C2, risulti ben poco cautelativo fino a periodi prossimi a 0.8s, e sottostimi notevolmente le accelerazioni spettrali a periodi più elevati.

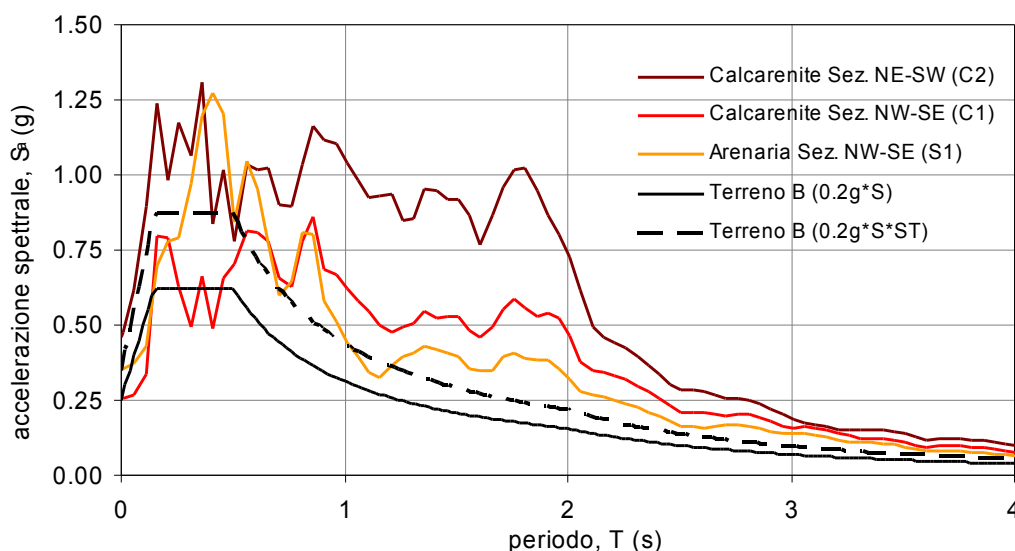


Fig. 2.3.21 Confronto tra gli spettri di risposta in superficie, su affioramento di calcareniti e arenarie, e quello elastico secondo normativa (OPCM 3274).

Nel corso del Progetto, una stazione accelerometrica 3D ETNA-Kinematics, messa a disposizione dall'UniBas, è stata installata nella cripta della Cattedrale di Gerace dietro un altare, forse di origine pagana, scavato in un affioramento della formazione calcarenitica. L'operazione è stata effettuata il 18.X.2006 dopo aver ottenuto l'autorizzazione necessaria dalla Sovrintendenza dei Beni Culturali di Reggio Calabria, competente sul Museo Civico ospitato dalla cripta.

La stazione è risultata particolarmente proficua per la calibrazione del modello geotecnico di sottosuolo, in quanto l'analisi del contenuto in frequenze della registrazione dell'evento del 26.X.2006 (con epicentro a Stromboli) ha consentito di dedurre la profondità del substrato rigido sottostante le argille (cfr. Costanzo, 2007). Alcune registrazioni di bassa energia hanno permesso una conferma più significativa delle ipotesi formulate sul modello di sottosuolo. In [Figura 2.3.22](#) viene mostrato un confronto tra la funzione di amplificazione sperimentale, ottenuta con il metodo proposto da Nakamura (H/V) e quelle risultanti dalle analisi numeriche sia 1D che 2D; quest'ultima è stata valutata mediando i risultati ottenuti per le due sezioni NE-SW e NW-SE. La funzione sperimentale e quella calcolata con modellazione 2D sembrano mostrare amplificazioni confrontabili nell'intervallo di frequenze tra 2 e 6 Hz, evidenziando in particolare gli stessi picchi a frequenze dell'ordine di 3, 4 e 5.5 Hz. Non altrettanto può affermarsi per le frequenze esterne: in particolare, le rilevanti amplificazioni a frequenze fino a 2 Hz, osservabili nelle funzioni analitiche e non in quella sperimentale, potrebbe essere attribuita alla non linearità dei terreni sottoposti a sollecitazioni più elevate nelle simulazioni numeriche. Ad alte frequenze, invece, la funzione di amplificazione calcolata è condizionata dalla risoluzione del modello numerico, dipendente dalla dimensione degli elementi della mesh, che riproducono fedelmente la risposta fino a circa 6 Hz.

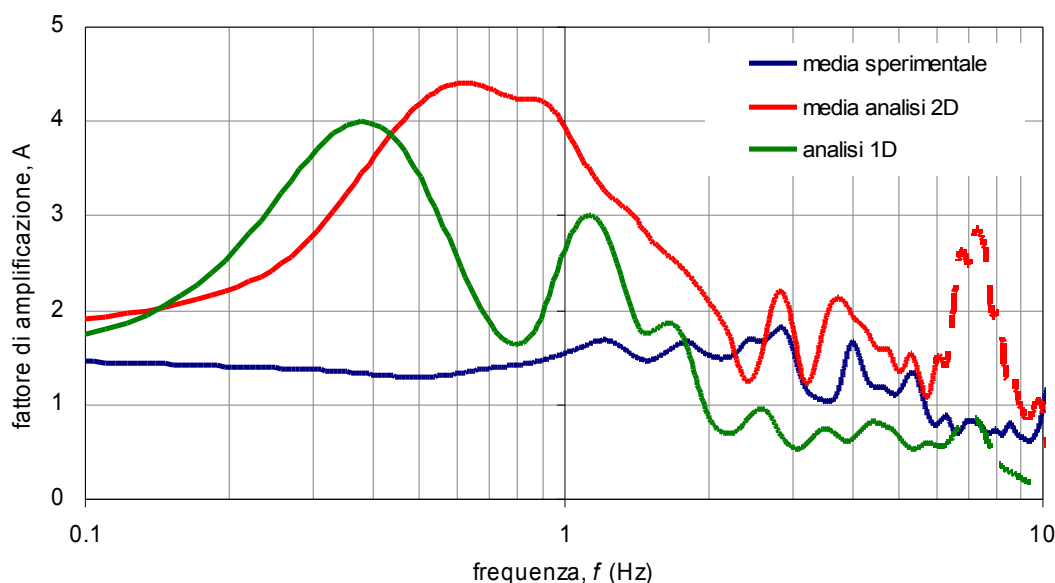


Fig. 2.3.21 Confronto tra le funzioni di amplificazione sperimentale e calcolate.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Bardet J.P., Ichii K., Lin C.H., 2000, “*EERA a computer program for equivalent-linear earthquake site response analyses of layered soil deposits*”, Univ. of Southern California, Dep. of Civil Eng..
- Costanzo A., 2007, “*Analisi di fenomeni deformativi di pendii e rilievi in condizioni sismiche : il caso di Gerace*”, Ph.D.thesis, Università della Calabria.
- Costanzo A., Silvestri F., Lampitiello S., Olivares L., Lanzo G., Tommasi P., 2004, “*Vulnerabilità sismica di centri storici su rilievi: i casi di Bisaccia, Orvieto, Gerace*”, XI Congresso Nazionale “L’Ingegneria Sismica in Italia” Genova, ANI-DIS, Roma.
- Costanzo A., D’Onofrio A., Silvestri F., 2007, “*Analisi dei danni registrati nel borgo di Gerace durante gli eventi sismici della Calabria del 1783*”, XI Congresso Nazionale “L’ingegneria Sismica in Italia”, ANIDIS, 10-14 Giugno, Pisa.
- Cotecchia V., Guerricchio A., Melidoro G., 1986, “*The Geomorphogenetic Crisis Triggered by the 1783 Earthquake in Calabria (Southern Italy)*”, Symposium: Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Volume 6, Bari.
- D’Onofrio A., Silvestri F., Vinale F., 1999, “*New torsional shear device*”, ASTM. Geotechnical Testing Journal, vol 22(2), 107-117.
- EN 1998-1, 2003, “*Eurocode 8: Design of structure for earthquake resistance,. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*”, CEN European Committee for Standardisation, Bruxelles, Belgium.
- Fenelli G.B., Pellegrino A., Picarelli L., 1998 “*Stability problems of old towns built o relict plateaux on clay deposits*”, Proc. Int. Symp. on Geotechnical Engineering for the Preservation of Monuments and Historic Sites, Napoli. 163-173. Rotterdam: Balkema.
- Hardin B.O., Drnevich V.P., 1972, “*Shear modulus and damping in soils: design equations and curves*” Proc. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE. 98(SM7):667-692.
- Hudson M., Idriss I.M., Beikae M., 1994, “*QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base*”, Centre for Geotechnical Modelling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, Davis California.
- Itasca Consulting Group, 2005, “*Flac 5.0 USER’S Manual*”, Minneapolis, Minnesota.

- Joyner, W.B., Boore D.M., 1981, "*Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including the records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake*", Bull. Seism. Soc. Amer., 71, 2011-2038.
- Lanzo G., 2005 "*Soluzioni approssimate per il calcolo del moto sismico in superficie*". In 'Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica - Linee Guida AGI'. Associazione Geotecnica Italiana. Edizione provvisoria. Patron, Bologna.
- Lanzo G., Silvestri F., 1999, "*Risposta sismica locale - Teoria ed esperienze*", Hevelius Edizioni, Benevento.
- Lo Presti D.C.F., Jamiolkowski M., Pallara O., Cavallaro A., Pedroni S., 1997, "*Shear modulus and damping of soils*", Geotechnique, XLVII (3): 603-618, Thomas Telford, London.
- Marcellini A. et al., 1995, "*The Benevento Seismic Risk Project. I – Seismotectonic and geotechnical background.*" Proc. V Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice.
- Matasovic N., 1995, "*D-MOD_2. A computer program for seismic response analyses of horizontally layered soil deposits, earthfills dams and soil waste landfills*", GeoSyntec Consultants. Huntington Beach, California.
- Monteleone S., 1993, "*Deformazioni gravitative profonde e grandi frane indotte dalle argille varicolori scagliose a Gerace e liquefazione nei terreni del territorio di Locri*", D.Sc. thesis, Università della Calabria.
- Olivares L., Silvestri F., 2001., "*Analisi della risposta sismica e della subsidenza post-sismica del colle di Bisaccia a seguito del terremoto irpino-lucano del 1980*", X Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia, Potenza-Matera. Roma: ANIDIS.
- Olivares L., 1996., "*Caratterizzazione dell'argilla di Bisaccia in condizioni monotone, cicliche e dinamiche e riflessi sul comportamento del colle a seguito del terremoto del 1980*", Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- OPCM 3274, 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*", Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n. 105-8/5/03.
- Petrucci O., Polemio M., 2000, "*Il dissesto della rupe di Gerace: patrimonio artistico e fattori idrogeologici di rischio*", Convegno GEOBON, Torino.
- Pugliese A. , Sabetta F., 1989, "*Stima di spettri di risposta da registrazioni di forti terremoti italiani*", Ingegneria Sismica, 6:2.
- Rampello S., Silvestri F., Viggiani G., 1994, "*The dependence of small strain stiffness on stress state and history for fine-grained soils: the example of Vallericca clay*", Proc. I Symp. on Pre-failure Deformations of Geomaterials, 1:273-279. Rotterdam: Balkema.
- Romeo R., Delfino L., 1997, "*CEDIT: Catalogo Nazionale degli effetti deformativi del suolo indotti da forti terremoti*", Technical report SSN/RT/97/04, Department of Civil Protection, Rome.

2.4 Ammassi Fratturati

1. INTRODUZIONE

Obiettivo del presente progetto è stato lo studio di effetti di risposta sismica locale in ammassi carbonatici interessati da differenti stati di fratturazione ed affioranti in corrispondenza di dorsali morfologiche sulle quali sorgono centri urbani, spesso di interesse storico-monumentale.

I presupposti di tale studio risiedono nelle seguenti considerazioni:

- a) generalmente i siti in roccia vengono considerati come “siti non amplificativi” e, di conseguenza, scelti come siti di riferimento per l’analisi di effetti di risposta sismica in zone adiacenti nelle quali, al contrario, sono presenti spessori non trascurabili di sedimenti e/o detriti;
- b) siti in roccia morfologicamente rilevati possono essere soggetti ad effetti amplificativi legati a fattori topografici che, in generale, possono interessare l’ampiezza degli spostamenti indotti dalle sollecitazioni sismiche (effetto cresta s.s.) ovvero variare il contenuto in frequenza del *ground motion* registrato lungo la dorsale ed alla sua base (effetto topografico s.s.);
- c) i siti in roccia ubicati in corrispondenza di dorsali morfologiche sono generalmente interessati da elementi tettonici che conferiscono agli ammassi rocciosi una fratturazione, perlopiù in corrispondenza degli elementi tettonici stessi, che si sovrimpone alle discontinuità primarie della roccia (come quelle dovute ai piani di strato) comportando un significativo aumento dello stato di fratturazione dell’ammasso roccioso con conseguente decadimento delle caratteristiche meccaniche dell’ammasso;
- d) per ragioni di carattere storico-culturale, molti centri abitati italiani, soprattutto nell’Appennino centro-meridionale, sorgono alla sommità di dorsali morfologiche e la loro recente espansione (essenzialmente avvenuta a partire dagli anni ‘50) tende ad interessare porzioni sommitali delle dorsali stesse ben più estese di quelle originariamente occupate dagli antichi centri storici, che potrebbero presentare condizioni predisponenti all’amplificazione sismica.

2. SCELTA DEI CASI DI STUDIO

In base agli obiettivi del presente progetto sono stati selezionati due casi di studio rispettivamente la dorsale di Cerreto di Spoleto (PG) e la dorsale di Monte S.Giovanni Campano (FR).

I due casi prescelti sono accomunati dalle seguenti caratteristiche:

- 1) sono costituite da ammassi carbonatici;
- 2) presentano una morfologia collinare simmetrica, caratterizzata da sommità spianate;
- 3) sono caratterizzate da un dislivello massimo di circa 200 m dalle adiacenti piane alluvionali e/o fondivalle;
- 4) ospitano centri abitati di rilevanza storico-monumentale la cui espansione urbanistica è stata diretta verso le rimanenti porzioni sommitali delle dorsali stesse;

- 5) sono caratterizzate da un assetto tettono-stratigrafico complesso, che registra più eventi deformativi degli ammassi rocciosi sia in stile duttile (pieghe) che in stile fragile (faglie);
- 6) ricadono in aree ad elevata sismicità.

La dorsale di Cerreto di Spoleto, in provincia di Perugia, è ubicata in Alta Valnerina (Umbria) tra le valli dei Fiumi Nera e Vigi, suo affluente di destra idrografica; la dorsale di Monte S. Giovanni Campano è ubicata nel Lazio meridionale, in provincia di Frosinone, tra le valli dei Fiumi Amaseno e Liri.

3. METODOLOGIA

Per entrambi i casi di studi la metodologia seguita ha previsto:

1. Fase conoscitiva: rilevamento geologico e geologico-tecnico dell'area, indagini geofisiche di sito e individuazione di locali condizioni predisponenti a fenomeni di amplificazione sismica;
2. Fase acquisitiva ed elaborativa: progettazione di *array* di misura e registrazione di dati velocimetrici di *weak-motion* o di rumore ambientale, analisi delle registrazioni velocimetriche, nel dominio del tempo e delle frequenze;
3. Fase interpretativa: integrazione dei risultati delle analisi velocimetriche con gli elementi conoscitivi acquisiti;
4. Fase sintetica: realizzazione di una carta sintetica della risposta sismica locale, anche mediante verifica dei risultati ottenuti da fonti bibliografiche e dati di danneggiamento.

Il processo metodologico seguito è in linea con altri lavori condotti o attualmente in corso soprattutto nell'Italia centrale (Slejko et al., 1998; Albarello et al., 2000; Gruppo di Lavoro, 2004).

Tuttavia, la metodologia sperimentata, trattando problematiche relative alla microzonazione sismica di siti in roccia, costituisce un contributo innovativo considerando che la letteratura scientifica internazionale si riferisce principalmente a studi di microzonazione sismica in soft soil sites o, nel caso di rilievi morfologici, all'amplificazione sismica dovuta ad effetti topografici.

In particolare, nelle diverse fasi del processo metodologico sopra accennato, sono stati sperimentati alcuni approcci originali quali un'analisi spaziale dello stato di fratturazione dell'ammasso roccioso supportata dai risultati delle indagini geofisiche, un'analisi direzionale dell'energia associata alle componenti orizzontali del moto, l'integrazione tra i risultati della risposta sismica locale e le indicazioni relative allo stato di fratturazione dell'ammasso ai fini della realizzazione della carta di risposta sismica.

4. CASO I: CERRETO DI SPOLETO (PG)

La dorsale su cui sorge la parte più antica dell'abitato di Cerreto di Spoleto si presenta come un rilievo allungato in direzione circa NE-SW, delimitato a sud dal corso del Fiume Nera ed a nord dal corso del Fiume Vigi, suo affluente di destra. La dorsale presenta un'ampiezza variabile da circa 500m a sud a circa 1000m a nord ed un dislivello rispetto al fondovalle variabile, da sud a nord, da 155 a 230m circa (Fig.1).



Fig.1 – Vista della dorsale di Cerreto di Spoleto dalla Valnerina con il centro storico sulla sommità e la località di Borgo Cerreto a fondovalle.

In corrispondenza della dorsale di Cerreto di Spoleto affiorano termini litologici ascrivibili alle formazioni della Scaglia bianca, della Scaglia rossa e della Scaglia Variegata appartenenti alla Successione Umbro-Marchigiana (Fig.2). Verso ovest, in destra idrografica del Fiume Vigi, affiorano anche termini superiori della successione, riferibili alle formazioni della Scaglia Cinerea e del Bisciario. Tutti i litotipi affioranti con comportamento lapideo sono in generale caratterizzati da un intenso stato di fratturazione (Figg.3, 4), che è stato possibile descrivere più in dettaglio grazie alla caratterizzazione geomeccanica effettuata. L'area in esame è caratterizzata da un complesso assetto tettonico che vede sovrapposti gli effetti di una tettonica polifasica dovuta al coinvolgimento di questo settore nei processi di strutturazione della catena appenninica, a partire dal Miocene superiore (Calamita & Deiana, 1995; Calamita et al., 1995).

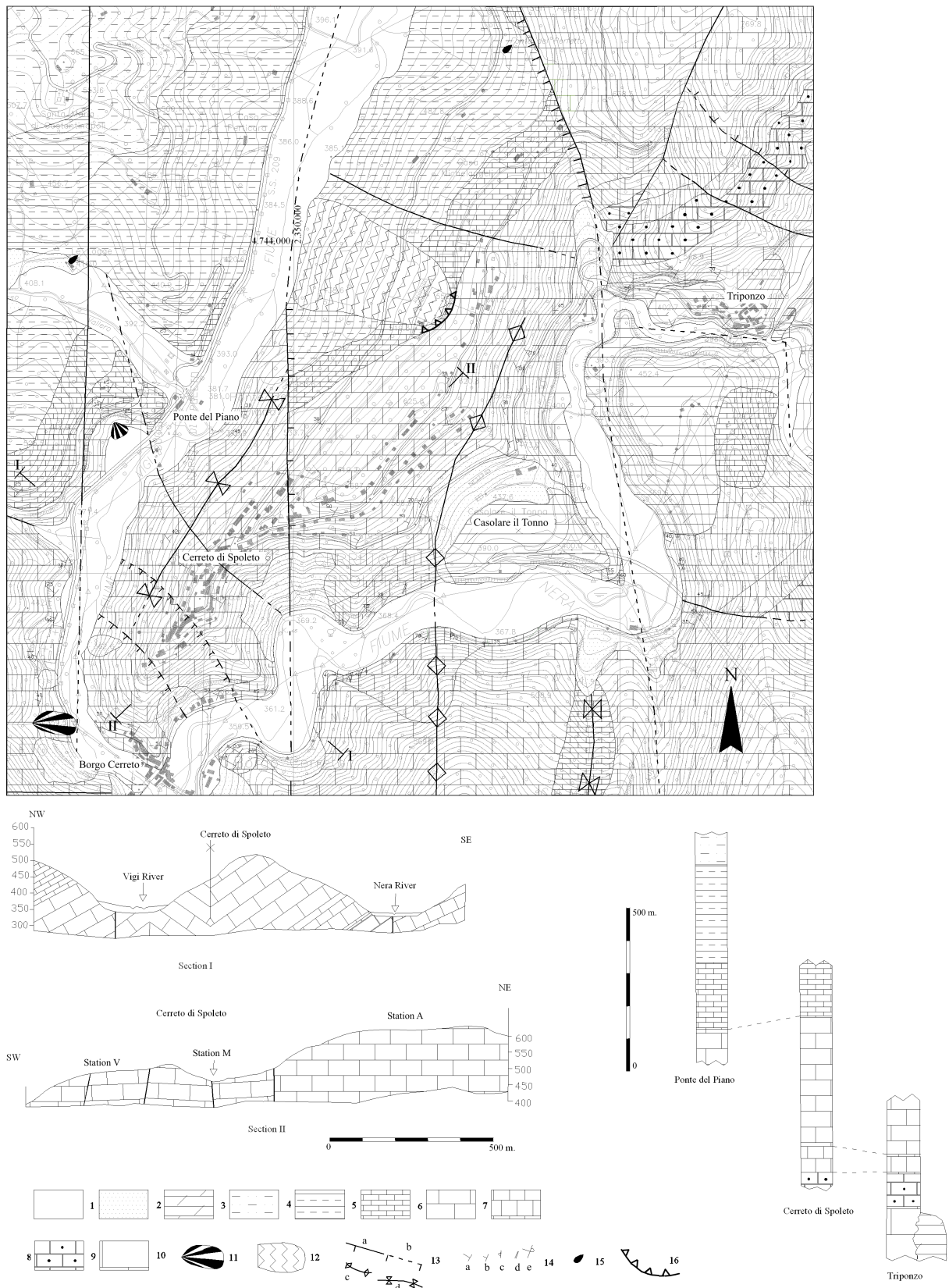


Fig.2 – Carta geologica della dorsale di Cerreto di Spoleto: 1) depositi alluvionali; 2) detrito di versante; 3) travertini; 4) Bisciario (Miocene inf. – medio); 5) Scaglia Cinerea (Miocene inf. – Eocene); 6) Scaglia Variegata (Eocene medio-sup.); 7) Scaglia Rossa (Cretaceo- Eocene medio); 8) Scaglia Bianca (Cretaceo inf.-medio); 9) Marne a Fuoidi (Cretaceo inf.); 10) Maiolica (Giurassico sup); 11) conoidi alluvionali; 12) detrito di frana; 13) faglia certa (a) ed incerta (b); 14) giacitura degli strati; 15) sorgente; 16) scarpata di frana.

Le strutture plicative riconosciute nell'area hanno asse orientato in direzione circa appenninica e sono rappresentate da una sinclinale con nucleo nella Scaglia rossa a nord est dell'abitato di Cerreto di Spoleto cui segue, più a sud, un'anticlinale con nucleo in Scaglia bianca. Una serie di piccole scaglie tettoniche sono state riconosciute nel settore più occidentale della dorsale di Cerreto di Spoleto. Inoltre, alla scala di affioramento, nei termini della Scaglia rossa e della Scaglia bianca, sono riconoscibili fitti motivi di pieghe isoclinaliche con vergenza a SE, soprattutto in prossimità dei nuclei delle strutture plicative di scala maggiore. Tali motivi testimoniano il carattere marcatamente pervasivo dello stile plicativo.



Fig.3 – Scaglia rossa fratturata affiorante in corrispondenza della dorsale di Cerreto di Spoleto.

Le evidenze di tettonica disgiuntiva sono legate sia al regime compressivo sia a quello distensivo-transtensivo (Lavecchia et al., 1984; Boccaletti et al., 1986). Al primo sono riferibili i *thrust* che delimitano le piccole scaglie tettoniche, al secondo la presenza di due principali sistemi di faglie: un primo NS $\pm$ 10° a carattere transtensivo, un secondo circa N25W a carattere principalmente distensivo.

In particolare, il sistema con orientazione NS $\pm$ 10° può essere relazionato a circuiti di acque profonde e di conseguenza sia alla distribuzione di importanti emergenze sorgentizie minerali (Fonte Misia, Fonte Le Logge) sia alla formazione ed all'attuale localizzazione dei depositi travertinosi. Al secondo sistema di faglie, con orientazione circa N25W, appartengono i lineamenti tettonici individuati nella porzione sud occidentale della dorsale di Cerreto di Spoleto che attraversano l'intera dorsale producendone il ribassamento verso est nel settore più orientale e verso ovest in quello più occidentale.



Fig. 4 - Milonite di faglia in affioramento nei pressi degli edifici scolastici a Cerreto di Spoleto.

La caratterizzazione geomeccanica in corrispondenza della dorsale di Cerreto di Spoleto ha preso in esame i litotipi ascrivibili alle Formazioni della Scaglia rossa e della Scaglia bianca ed è stata finalizzata alla valutazione del grado di fratturazione delle rocce affioranti, mediante la misura del numero volumetrico delle discontinuità J_v e dell'indice della dimensione dei blocchi I_b (ISRM, 1978; 1993).

A tal fine, sono state individuate 26 stazioni geomeccaniche in corrispondenza di affioramenti di roccia caratterizzati da sufficiente estensione e da un basso grado di alterazione superficiale. Le stazioni sono state scelte in modo da coprire il più uniformemente possibile l'area della dorsale o da ricadere in settori di particolare interesse dal punto di vista geologico per la microzonazione sismica. In modo specifico, tali settori corrispondono a importanti elementi tettonici e a zone prossimali a contatti con i depositi alluvionali di fondovalle o con le coltri detritiche di versante. La distanza media tra i punti di misura così ottenuti è di circa 250m.

In corrispondenza di ogni stazione sono stati individuati i principali sistemi di fratture, a scala di affioramento, misurando le giaciture delle fratture visibili ed attribuendo ad ogni sistema la giacitura media da esse ottenuta; per ogni sistema, inoltre, sono state misurate l'apertura, la spaziatura ed il tipo di riempimento delle fratture visibili.

In corrispondenza delle singole stazioni geomeccaniche sono state riconosciute le seguenti tipologie di ammasso relazionate alla forma dei blocchi (ISRM, 1978; 1993):

- *tabulare*: una dimensione considerevolmente più piccola delle altre due;
- *a blocchi*: dimensioni circa uguali;
- *irregolare*: notevoli variazioni in forma e dimensioni dei blocchi;
- *frantumata*: roccia intensamente giuntata fino a milonitica.

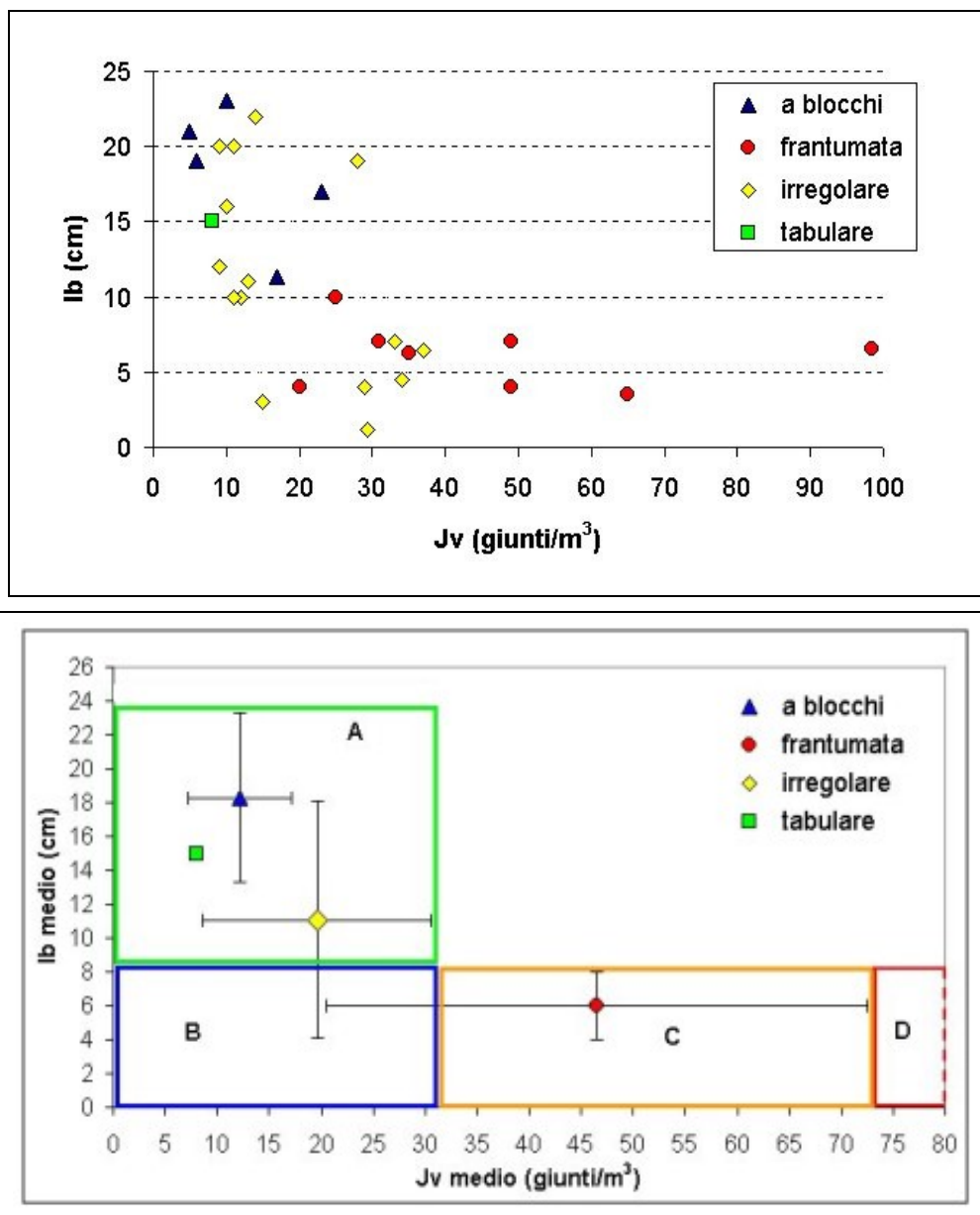


Fig.5 – Correlazione Ib vs Jv ottenuta per la Scaglia Rossa affiorante sulla dorsale di Cerreto di Spoleto e relativa suddivisione in classi d'ammasso.

Le giaciture medie dei piani dei singoli sistemi di fratture sono state proiettate sul piano equatoriale del reticolo equiareale di Schmidt (proiezione dall'emisfero inferiore) e confrontate con le giaciture dei principali elementi strutturali, quali piani di faglie e assi di pieghe.

L'esame dei dati raccolti nelle stazioni geomeccaniche scelte in corrispondenza della dorsale di Cerreto di Spoleto ha consentito di valutare il grado di fratturazione degli ammassi rocciosi affioranti ed ha reso possibile evidenziare interessanti correlazioni tra lo stato di fratturazione e l'assetto tettonico e stratigrafico dell'area esaminata.

Il numero di giunti a metro cubo per le diverse tipologie di ammasso riconosciute, espresso dal valore medio di Jv, varia da 20 a poco più di 30 per gli ammassi da tabulari a irregolari, mentre è comprese tra 30 e 70 per gli ammassi frantumati. In base ai valori medi di Jv per le diverse tipologie di ammasso è possibile definire le dimensioni dei blocchi degli affioramenti esaminati come variabili da piccole a molto piccole (ISRM, 1978; 1993) (Fig.5).

Dall'analisi dei risultati ottenuti si evince che affioramenti irregolari e frantumanti, corrispondenti ad un alto stato di fratturazione della roccia, sono rappresentati al 68% e quindi nettamente più diffusi di ammassi tabulari e a blocchi, corrispondenti ad un medio stato di fratturazione della roccia (Fig.5).

Nel complesso, dunque, risulta una buona correlazione tra i valori dei parametri relativi alla caratterizzazione geomeccanica degli ammassi e la descrizione qualitativa degli stessi, effettuata in base alle evidenze di affioramento.

La distribuzione areale dei valori di I_b e J_v è stata confrontata con l'assetto tettonico e stratigrafico rilevato, evidenziando l'associazione delle stazioni in cui l'ammasso risulta frantumato, e dunque con valori molto alti di J_v e molto piccoli di I_b , con zone a maggiore tettonizzazione, corrispondenti a fasci di faglie o a principali nuclei di pieghe, ben rappresentati nel settore orientale della dorsale di Cerreto di Spoleto.

Ammassi di tipo irregolare, a blocchi o tabulare, si ritrovano, invece, in posizione più distale rispetto ai principali elementi tettonici o in prossimità di elementi disgiuntivi minori, per i quali si può supporre un carattere meno pervasivo della tettonica e di conseguenza un movimento più solidale dei blocchi (porzione occidentale della dorsale di Cerreto di Spoleto).

Gli ammassi rocciosi esaminati sono in generale caratterizzati da discontinuità chiuse (ISRM, 1978; 1993), variabili da strette (0.1-0.25mm) a parzialmente aperte (0.25-2.5mm), con riempimento di tipo prevalentemente marnoso, a luoghi particolarmente alterato. Raramente discontinuità parzialmente aperte sono riempite da concrezioni calcitiche perlopiù riconducibili a processi di percolazione delle acque di infiltrazione.

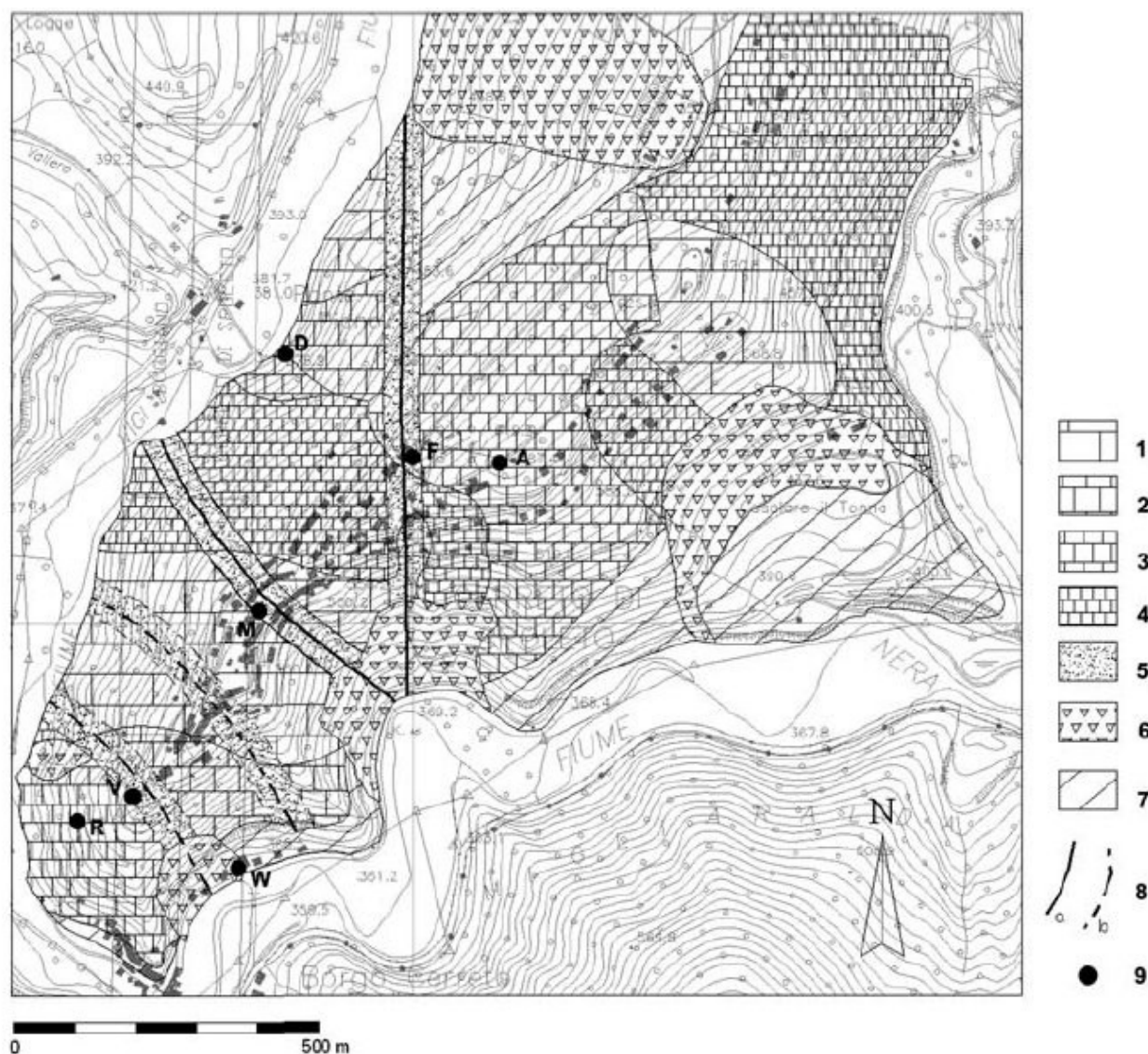


Fig.6 - Carta dello stato di fratturazione dell'ammasso roccioso. 1) classe A; 2) classe B; 3) classe C; 4) classe D; 5) classe E; 6) detriti di versante e di frana; 7) travertini.

Indagini di sismica a rifrazione sono state effettuate in corrispondenza della dorsale carbonatica di Cerreto di Spoleto per la misura delle V_p in corrispondenza di porzioni di ammasso a diverso stato di fratturazione e compatibilmente con lo spazio disponibile per la disposizione degli strumenti e con la viabilità urbana. Le stese sono state effettuate ad un singolo punto di scoppio con l'uso di un geofono piezoelettrico e di un acquisitore a due canali. Questo tipo di configurazione di misura è stata utilizzata in dorsale. I risultati ottenuti mostrano una buona correlazione tra le V_p misurate e lo stato di fratturazione dell'ammasso roccioso espressa i termini di J_v ed I_b , con valori variabili da circa 900 m/s a circa 1300 m/s per J_v rispettivamente variabili da 65 a 30 giunti/m³.

A partire dalla caratterizzazione geomeccanica degli ammassi rocciosi è stata ottenuta una carta dello stato di fratturazione di ammasso secondo un criterio di intersezione delle condizioni dimensionali che verificano i campi di esistenza delle cinque classi d'ammasso individuate e riportate si seguito:

Classe A , ammassi moderatamente fratturati: $8 < I_b < 24$ cm, $J_v < 31$ giunti/m³. Ricadono in questa classe tutti i tipi di ammasso (irregolare, tabulare e a blocchi) ad esclusione di quello frantumato.

Classe B, ammassi altamente fratturati: $0 < I_b < 8$ cm, $J_v < 31$ giunti/m³. Ricadono in questa classe gli affioramenti che non possono essere considerati intensamente fratturati per il basso numero di discontinuità osservato in campagna; essa è costituita prevalentemente da ammassi di tipo irregolare.

Classe C, ammassi frantumati: $0 < I_b < 8$ cm, $J_v > 31$ giunti/ m³.

Classe D, ammassi frantumati con un valore di $J_v > 73$ giunti/m³. Questa classe rappresenta affioramenti in cui non è significativo eseguire una stazione geomeccanica dato l'elevato grado di frantumazione dell'ammasso .

Classe E, ammassi frantumati a cavallo di zone di faglia di ampiezza pari a circa 60 m.

La distribuzione areale delle classi d'ammasso ha costituito la base interpretativa per le indagini sismometriche condotte in corrispondenza della dorsale carbonatica installando un array temporaneo. I dati sono stati acquisiti strumentando più postazioni di misura, sincronizzate con temporizzazione assoluta GPS, mediante terne di velocimetri a 1Hz, SS1 KINEMATRICS, ed acquisitori K2 a 12 canali con scheda di acquisizione PCMCIA da 20Mb, alimentabili sia a batteria che a corrente. Per le misure di eventi sismici gli acquisitori sono stati settati in STA/LTA, mentre le misure di rumore ambientale (Nakamura, 1989) sono state effettuate con campionamenti di 10 minuti in diversi orari del giorno.

L'array, comprendente 7 postazioni (Figg.16, 17), è stato progettato con l'obiettivo di monitorare eventuali effetti di amplificazione dovuti a morfologia, presenza di elementi tettonici e variazioni dello stato di fratturazione dell'ammasso roccioso (Li et al., 2000; Di Bucci et al., 2001; Spudich & Olsen, 2001; Azzara et al., 2001). Pertanto, le postazioni di misura sono state distribuite longitudinalmente (R, C, M, F, C) e trasversalmente (W, M, D) rispetto alla struttura della dorsale, a cavallo di alcune discontinuità tettoniche ed in corrispondenza di porzioni di ammasso frantumato (F, D) (Fig.16). La “stazione di riferimento locale” (R) è stata ubicata alla base della dorsale in corrispondenza di un affioramento in roccia con un moderato grado di fratturazione.

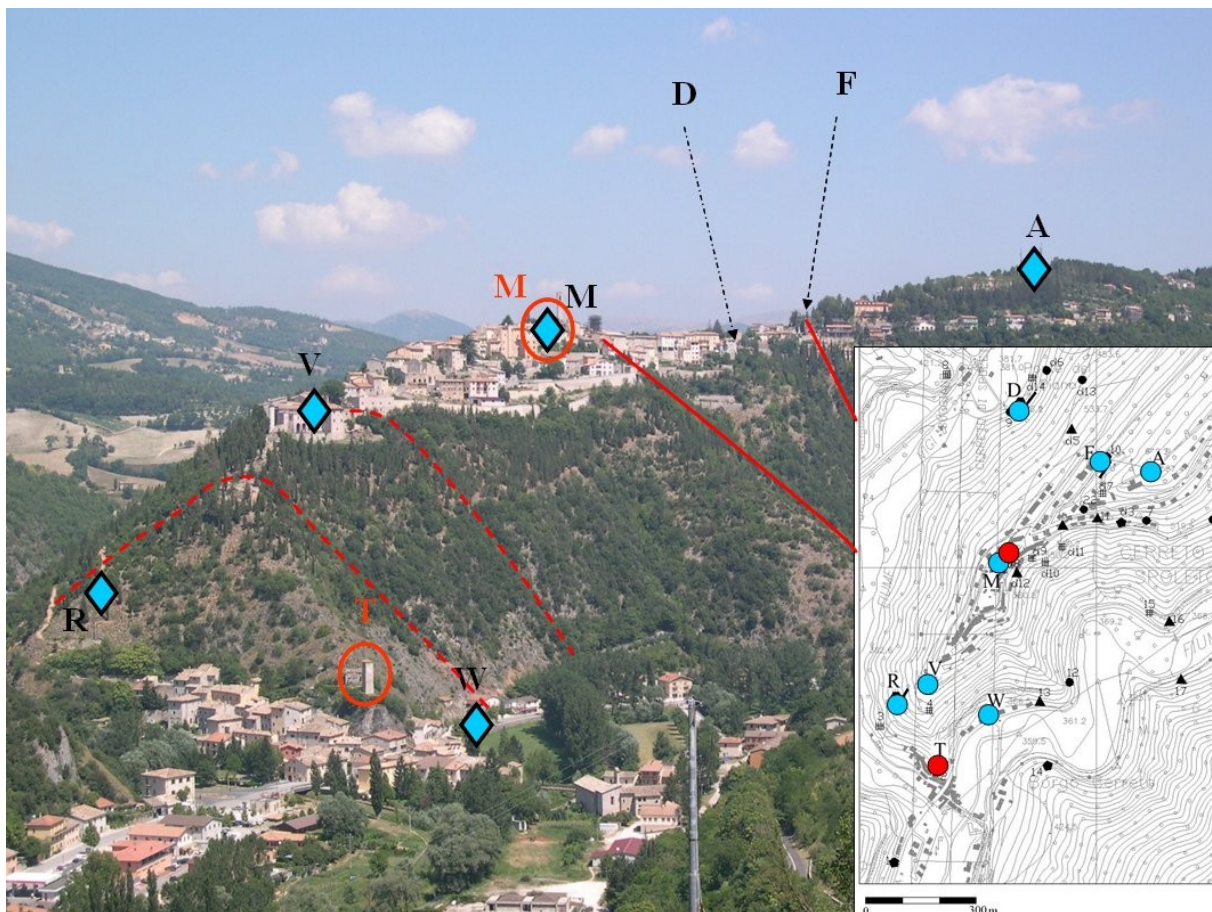
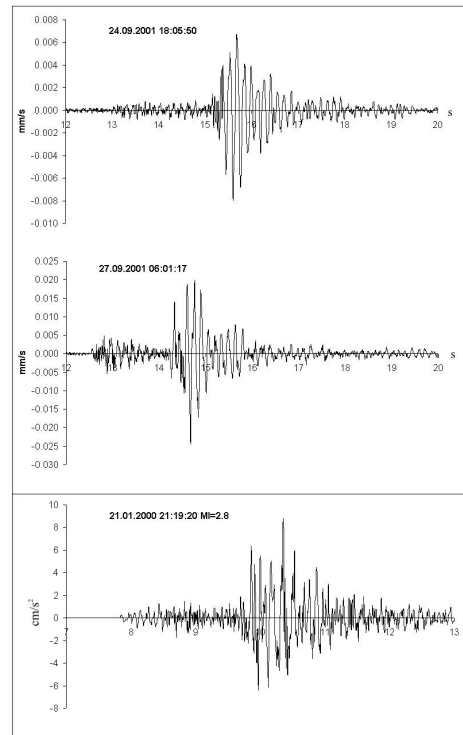
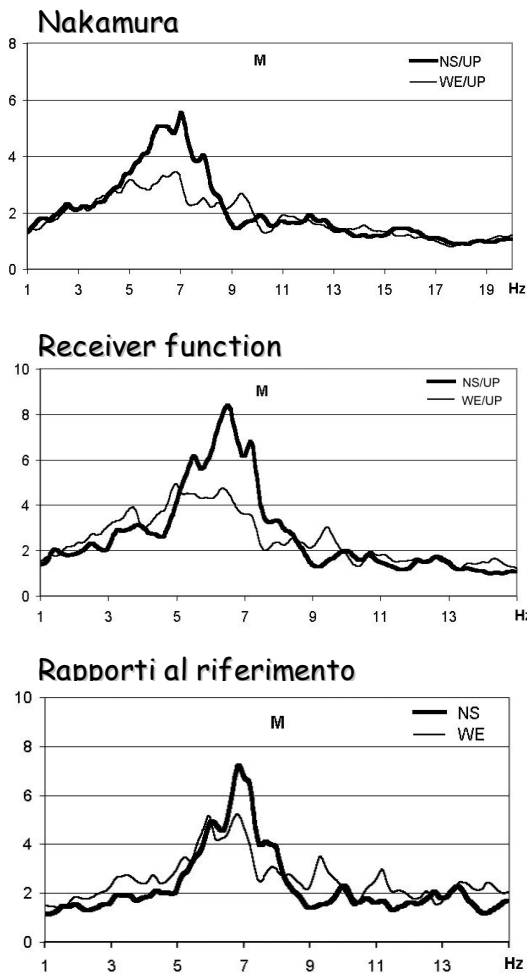


Fig.7 – Ubicazione delle stazioni dell'array sismometrico temporaneo (rombi celesti) e delle stazioni accelerometriche della rete fissa ENEA (cerchi rossi).

Le registrazioni di *rumore ambientale* e di *weak motion* ottenute dall'array temporaneo hanno portato alle seguenti conclusioni:

- 1) in corrispondenza di zone di ammasso ad intensa fratturazione, in coincidenza con zone di faglia di ampiezza pari a circa 60 m, e poste in adiacenza a zone in cui l'ammasso risulta significativamente meno fratturato, possono manifestarsi fenomeni di intrappolamento di onde sismiche (*trapped mode* – Rovelli et al., 2002; Martino et al., 2006) come gli effetti amplificativi osservati a frequenze superiori ai 6Hz e forme d'onda caratteristiche date da pacchetti monofrequenziali successivi ai primi arrivi delle onde S (stazione M) (Fig.8);
- 2) non si osservano effetti amplificativi dovuti a topografia ma una marcata direzionalità delle onde sismiche registrata alla sommità della dorsale lungo la direzione ortogonale a quella di allungamento della dorsale carbonatica (stazioni F ed A), visibile sia dal *particle motion* che dalla distribuzione *azimutale* dell'energia (Fig.9);
- 3) non si osservano né effetti amplificativi né effetti direzionali nelle postazioni localizzate alla base della dorsale carbonatica (stazioni R e W).



stazione M



Fig.8 – Risultati delle registrazioni alla stazione M: negli esempi di timehistory riportate in alto a destra sono visibili i pacchetti d'onda monocromatici dovuti ai moti intrappolati nella fault zone che amplificano a frequenza di 6-7Hz.

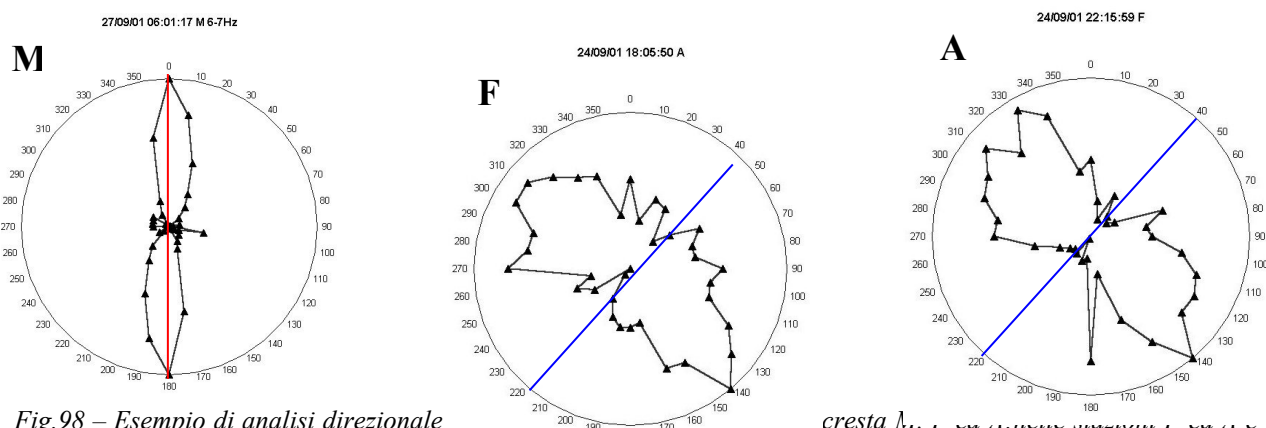


Fig.98 – Esempio di analisi direzionale
visibile una orientazione dell'energia ortogonamente alla dorsale carbonatica; nella stazione F, invece, l'effetto del moto intrappolato direziona l'energia parallelamente all'elemento tettonico.

I valori di amplificazione per le registrazioni di weak motion sono stati ottenuti in termini di rapporti degli integrali di Housner $SI_{stazione}/SI_{riferimento}$ con valori massimi di 2.5 ottenuti nelle zone di faglia amplificative. Il confronto delle deduzioni sopra riportate con dati di danneggiamento prodotti nel centro storico di Cerreto di Spoleto dai terremoti del 1979 e del 1997, entrambi di $M=5.9$, porta ad individuare come zone di maggiore

danneggiamento quelle localizzate lungo le fasce d'ammasso da frantumato a milonitico, corrispondenti ad allineamenti di faglia orientati circa N10°W, ed adiacenti ad ammassi poco fratturati. Sulla base di tali considerazioni è stata proposta una carta delle zone amplificative nella dorsale di Cerreto di Spoleto ottenuta sovrapponendo i seguenti strati informativi (*layers*):

- 1) geologia ed assetto tettonico;
- 2) stato di fratturazione degli ammassi rocciosi;
- 3) risposta sismica locale.

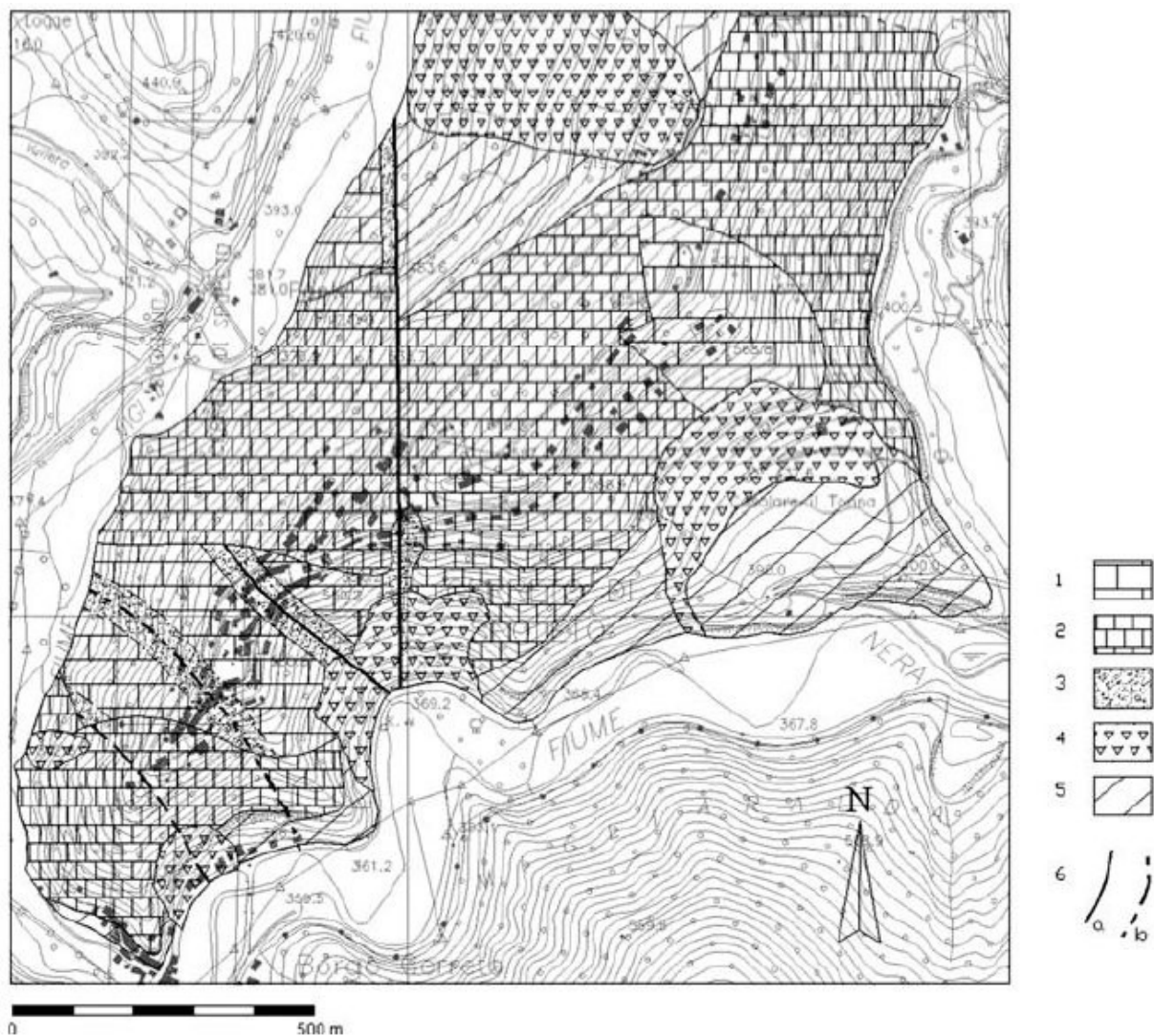


Fig.10 – Carta delle zone amplificative nella dorsale di Cerreto di Spoleto: 1) ammasso poco fratturato; 2) ammasso intensamente fratturato; 3) zone di faglia amplificative; 4) detrito di versante e/o di frana; 5) ammasso roccioso non classificato; 6) faglie certe (a) ed incerte (b).

5. CASO II: MONTE S.GIOVANNI CAMPANO (FR)

In corrispondenza della dorsale di Monte S.Giovanni Campano affiorano calcari cretaci e miocenici di piattaforma carbonatica con un contatto stratigrafico paraconcordante; il complesso assetto tettonico che li interessa risulta da fasi plicative e disgiuntive legate al coinvolgimento nell'orogene appenninico del dominio di Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese. I calcari miocenici passano in successione stratigrafica a depositi silicoclastici da arenacei a pelitici ascrivibili a torbiditi pliocenici (Fig. 5.1).

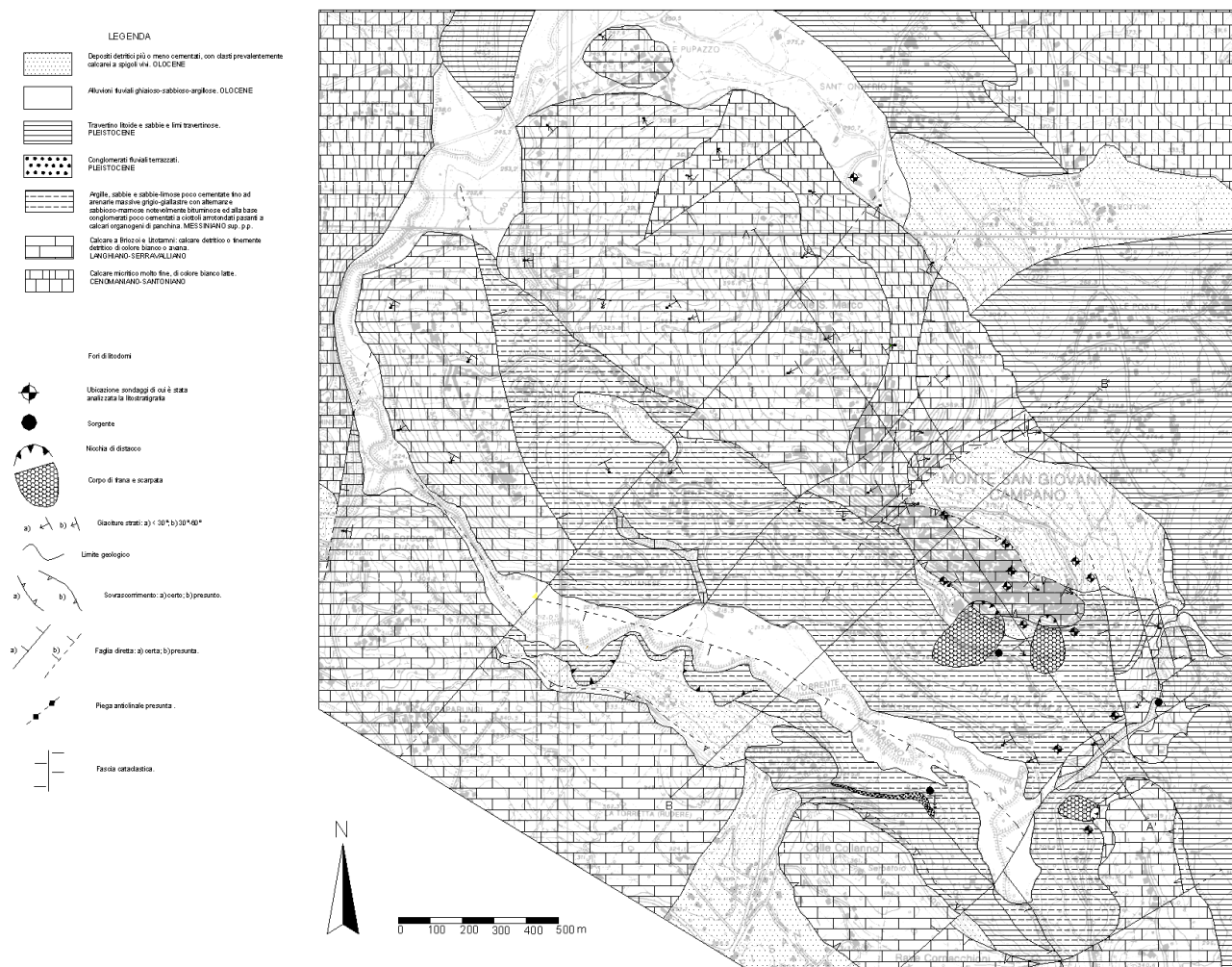


Fig. 11 – Carta geologica della dorsale di Monte S.Giovanni Campano.

L'assetto tettonico vede la successione carbonatica miocenico-cretacica ribassata in corrispondenza del centro storico dell'abitato da un importante elemento tettonico, orientato circa NNE-SSW; in tale settore, inoltre, i calcari miocenici si ritrovano al di sopra dei flysch messiniani per contatto tettonico dovuto a sovrascorrimento, dando origine ad un klippe che corrisponde alla sommità del rilievo collinare sul quale sorge il centro storico di Monte S. Giovanni Campano, comprensivo della rocca e delle abitazioni del borgo (Figg. 11,12).

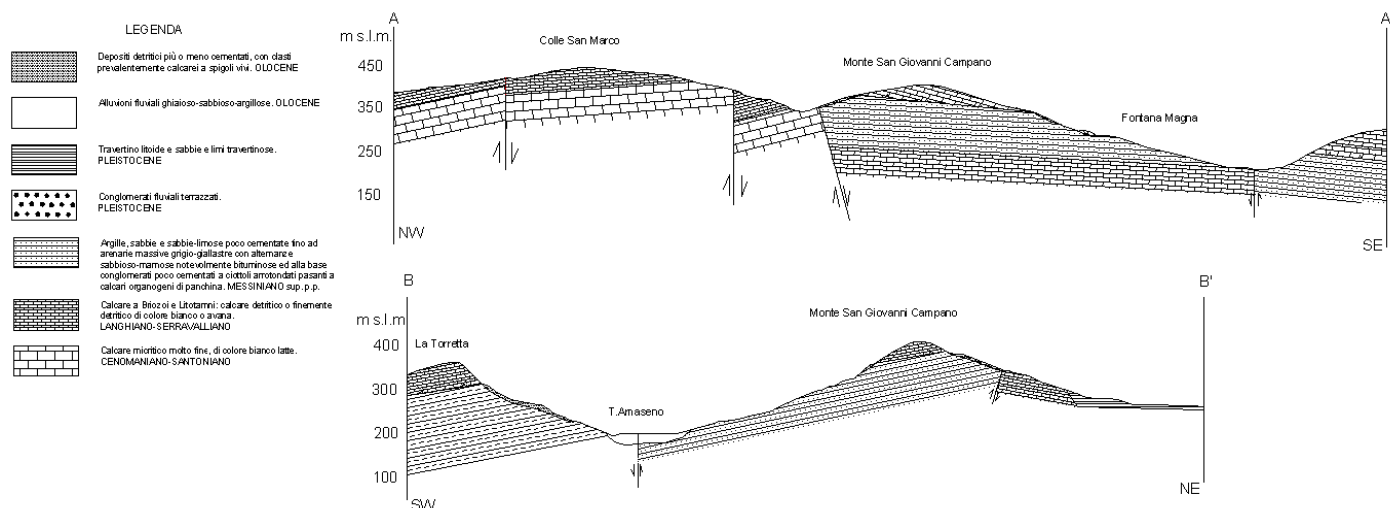


Fig. 12 – Profili geologici lungo le sezioni AA' e BB' di Fig.10 della dorsale di Monte S.Giovanni Campano.

In corrispondenza del restante settore nordoccidentale della dorsale (Colle S.Marco) affiora, invece, la sola successione carbonatica miocenico-cretacica con locali dislocazioni tettoniche dovute ad elementi distensivi orientati circa NNE-SSW.

L'intero versante sudoccidentale della dorsale è interessato da un elemento tettonico distensivo che ribassa il flych messiniano portandolo a contatto con i calcari miocenici nell'intero settore di Colle S.Marco (Figg. 11, 12). Il versante nordorientale, invece, è interessato da dislocazioni a carattere distensivo che coinvolgono sia i calcari cretatici che quelli miocenici determinandone il rilassamento verso l'adiacente piana alluvionale dei Fiumi Liri ed Amareno.

I depositi alluvionali di tale piana sono caratterizzati dalla presenza di estesi corpi travertinosi di ambiente lacustre attribuibili alla presenza nel corso del Pleistocene dell'esteso Lago Lirino.

Dall'assetto tettono-stratigrafico precedentemente descritto deriva il peculiare conformazione morfologica della dorsale di Monte S.Giovanni Campano, che presenta un'accentuata sella morfologica in corrispondenza dell'elemento tettonico distensivo che ribassa l'intera successione in corrispondenza del centro storico. La suddetta sella morfologica, in particolare, separa il rilievi di Colle S.Marco dal colle sul quale sorge il centro storico dell'abitato di Monte S.Giovanni Campano. Al rilevamento geologico di dettaglio condotto in corrispondenza dell'intera dorsale e restituito sulla base cartografica 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale è stato associato un rilevamento geologico-tecnico finalizzato, in particolare, alla caratterizzazione dello stato di fatturazione degli ammassi carbonatici affioranti a partire dalla determinazione degli indici geomeccanici di ammasso Ib (indice di dimensione dei blocchi) e Jv (numero di discontinuità per metro cubo) (ISRM, 1978; 1993). In base alla correlazione di tali indici riferita alla litologia carbonatica dominante (ovvero il calcare miocenico) deducibile dalla curva caratteristica di ammasso, è stato possibile suddividere

cinque classi d'ammasso, delimitate da specifici campi di esistenza dei due indici misurati. Le classi individuate sono:

Classe A: ammassi moderatamente fratturati e perlopiù di tipo tabulare, con Ib compreso tra 11 e 35 cm e Jv inferiore a 13 giunti/m³;

Classe B1: ammassi intensamente fratturati e perlopiù di tipo irregolare, con Ib compreso tra 0 e 22 cm e Jv inferiore a 23 giunti/m³;

Classe B2: ammassi intensamente fratturati e perlopiù di tipo irregolare, con Ib compreso tra 22 e 35 cm e Jv minore di 23 giunti/m³;

Classe C: ammassi frantumati, con Ib compreso tra 0 e 24 cm e Jv variabile tra 23 e 31 giunti/m³;

Classe D: ammassi da frantumanti a milonitici, con Ib compreso tra 0 e 24 cm e Jv maggiore di 31 giunti/m³.

Le classi d'ammasso individuate, sono state zonate arealmente a partire da un processo di contouring dei parametri geomeccanici misurati e verificando mediante un criterio di intersezione la validità dei campi di esistenza riferiti, per ogni classe, ai due parametri geomeccanici misurati.

La distinzione delle classi di ammasso in base ai valori degli indici geomeccanici ed i risultati della zonazione geomeccanica dell'ammasso sono riportati nella seguente Fig. 13.

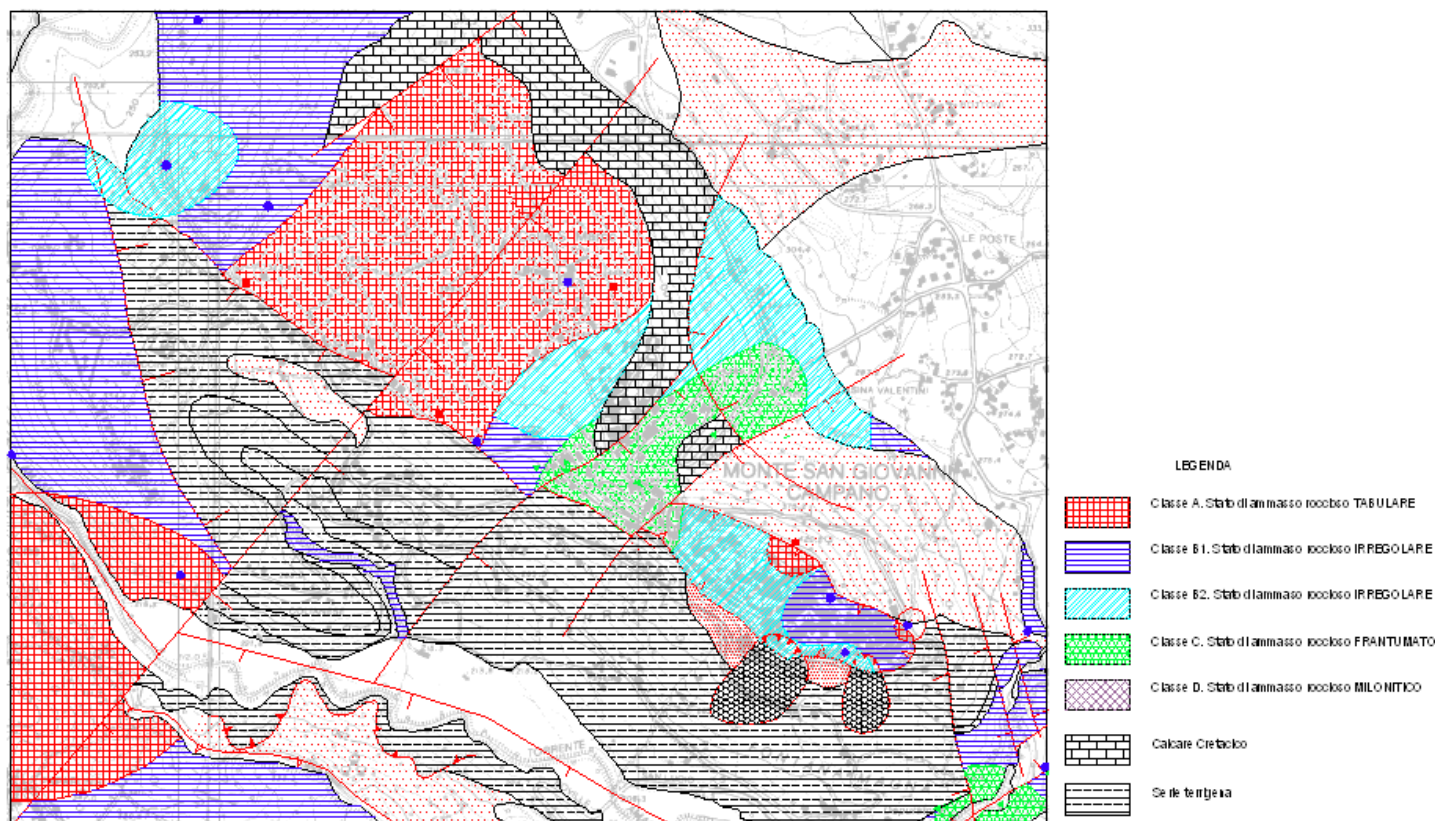


Fig. 13 – Carta dello stato di fratturazione d'ammasso riferita al calcare miocenico, estesamente affiorante in corrispondenza della dorsale di Monte S. Giovanni Campano.

La carta di zonazione dell'ammasso roccioso ottenuta consente di evidenziare la corrispondenza tra

la sella morfologica (che ospita l'elemento tettonico precedentemente discusso) ed un settore ad intensa fatturazione dell'ammasso roccioso; è possibile, inoltre, osservare l'adiacenza di tale settore ad intensa fratturazione dell'ammasso (classe C) con un settore, posto immediatamente a NW, in cui l'ammasso risulta significativamente meno fratturato (classe B) (Fig. 14).



Fig. 14 – Ammasso frantumato (classe D) in corrispondenza della sella morfologica della dorsale di Monte S.Giovanni campano (in alto), ammasso tabulare (classe A) in corrispondenza di Colle S.Marco (in basso).

Nel mese di Marzo 2007 è stata eseguita una prima campagna di misure velocimetriche di rumore

ambientale nell' area compresa tra la dorsale su cui sorge il centro storico del Comune di Monte San Giovanni Campano e il vicino Colle S. Marco. La campagna è stata finalizzata alla raccolta di dati da elaborare con il metodo dei rapporti spettrali H/V (*metodo di Nakamura*), per evidenziare eventuali situazioni amplificative locali e individuare i corrispondenti intervalli di frequenza.

Le stazioni di misura del rumore ambientale (in totale 24) sono state distribuite secondo criteri di natura geologica e geomorfologica, considerando le condizioni logistiche per l'installazione e la corretta esecuzione delle misure (Fig. 15).

In particolare, sono state analizzate le seguenti situazioni:

- 1) settore sommitale del colle del centro storico e settore perimetrale della corrispondente rupe;
- 2) settore della sella morfologica tra il colle del centro storico ed il Colle S. Marco;
- 3) settore basale del versante sudoccidentale del colle del centro storico
- 4) settore sommitale del colle S. Marco.

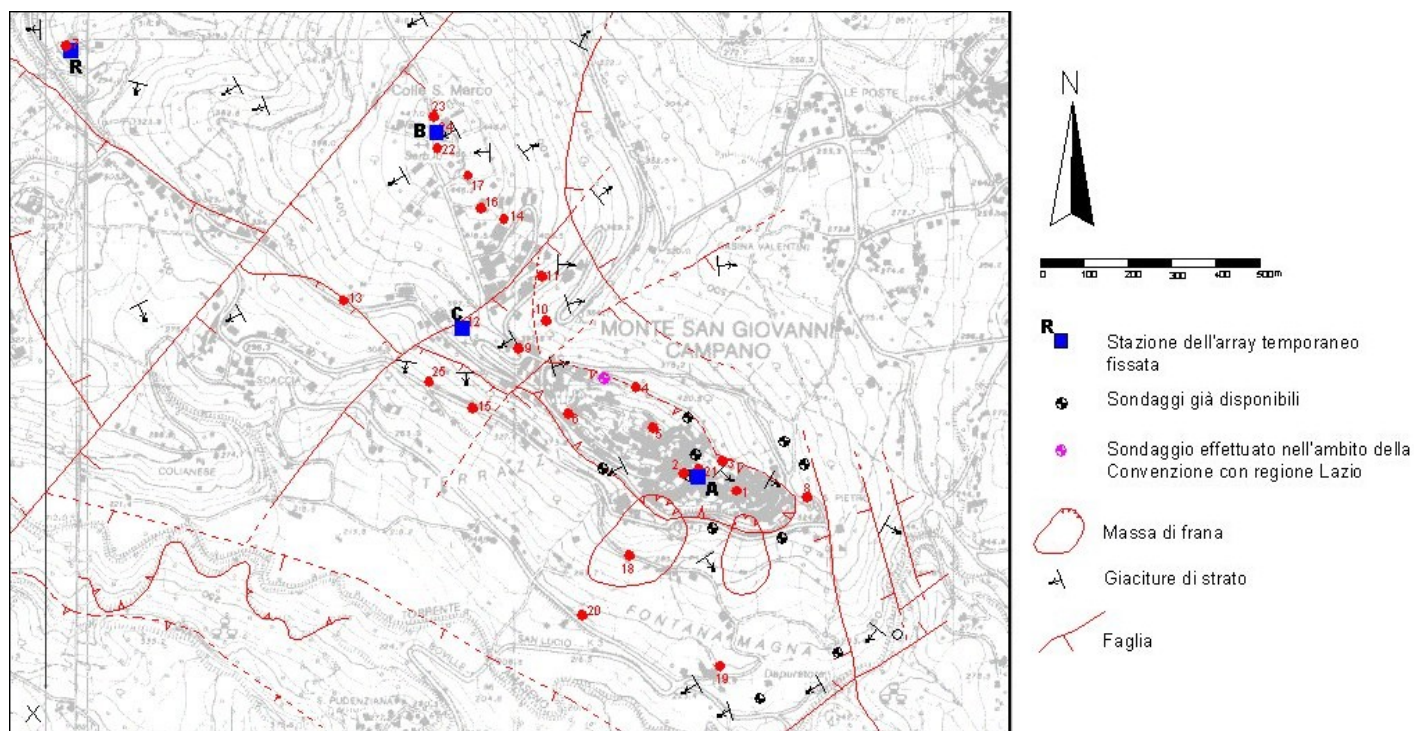


Fig. 15 – Ubicazione delle postazioni di registrazione di rumore ambientale e delle stazioni dell'array sismometrico temporaneo.

Le stazioni sono state posizionate ad una distanza compresa tra 50 e 200 m, in modo da ottenere una copertura areale il più possibile completa dell'area di interesse (Fig. 15).

Nella disposizione delle stazioni è stata considerata la presenza di edifici e/o strutture di interesse strategico quali: il comune (stazioni 2 e 21), la scuola (stazione 14), la caserma dei Carabinieri (stazione 12), le strutture annesse al campo sportivo (stazione 17), il castello (stazione 5).

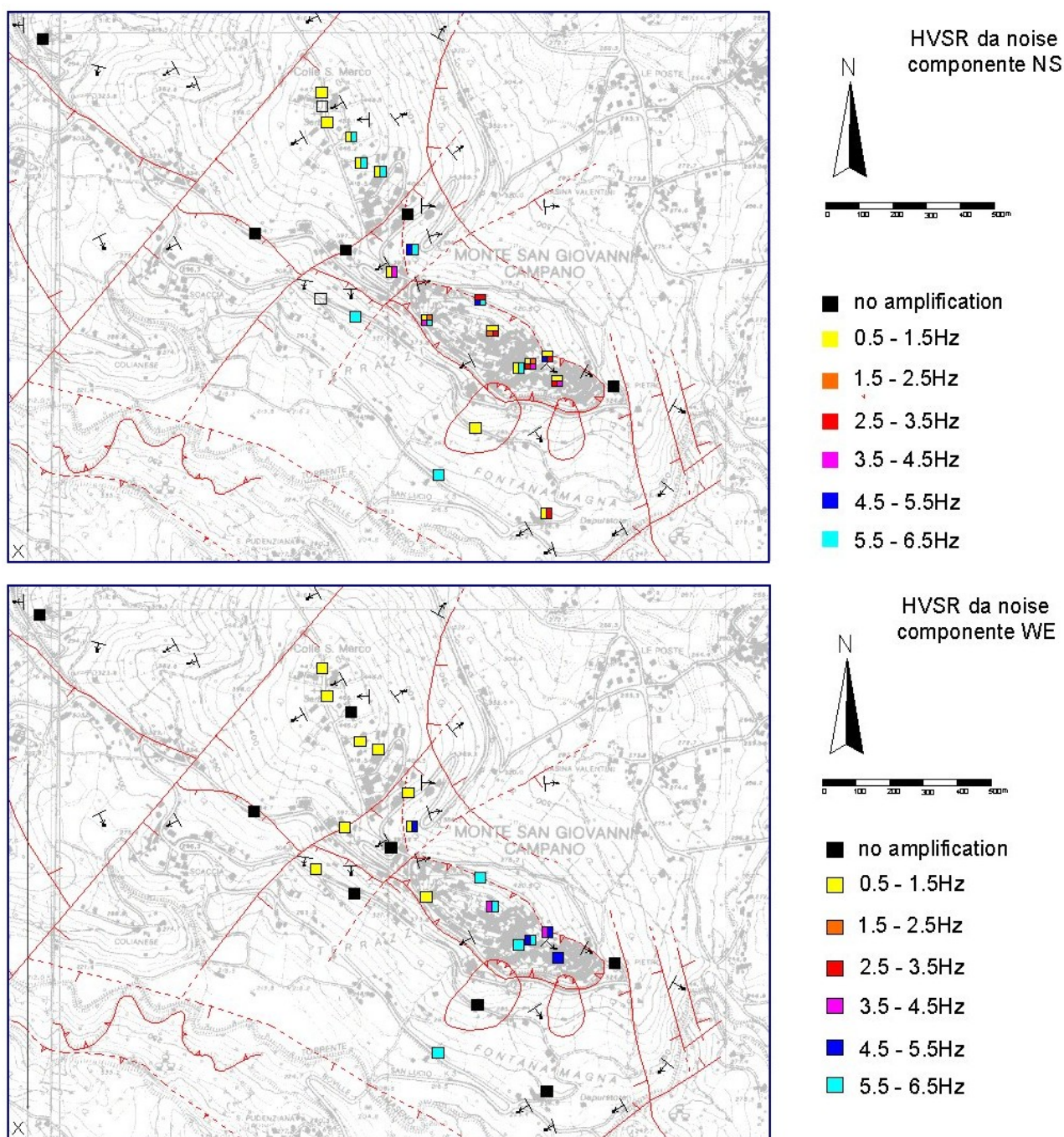


Fig. 16 – Valori dei rapporti spettrali H/V ottenuti dalle misure preliminari di rumore nella campagna di Marzo 2007 a Monte S. Giovanni Campano centro storico e Colle S. Marco.

Le registrazioni di rumore della campagna di Marzo sono già state elaborate in forma preliminare per ottenere una prima distribuzione delle classi di frequenza per le quali si osserva amplificazione e dei siti che risultano non amplificativi secondo il metodo dei rapporti spettrali H/V (Fig. 16). Da tali elaborazioni risultano rappresentate diffusamente le classi di frequenze comprese tra 0.5 e 6.5Hz. Sono state restituite distintamente le distribuzioni dei valori di frequenze che mostrano amplificazione per le due componenti orizzontali del moto riferite alle direzioni geografiche NS e

WE, in quanto si è osservata una significativa differenza nella risposta registrata.

La campagna preliminare del Marzo 2007 è stata anche fondamentale per la localizzazione delle stazioni di misura di una rete velocimetrico-accelerometrica temporanea finalizzata alla registrazione di dati *weak/strong motion*; le eventuali registrazioni ottenute da tale rete potranno essere utilizzate per analizzare la risposta sismica locale col metodo dei rapporti spettrali al riferimento.

A integrazione delle attività legate all'analisi della risposta sismica locale, il dr. Paolini dell'ENEA sta effettuando una ricerca sui risentimenti osservati nel centro storico e nelle frazioni del comune di Monte San Giovanni Campano a seguito dei maggiori terremoti che hanno colpito l'area: si allega la relazione relativa agli effetti del terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915. Una sintesi di epicentri ed intensità dei principali terremoti storici che hanno interessato l'area di Monte S. Giovanni Campano è riportata in Fig. 17.

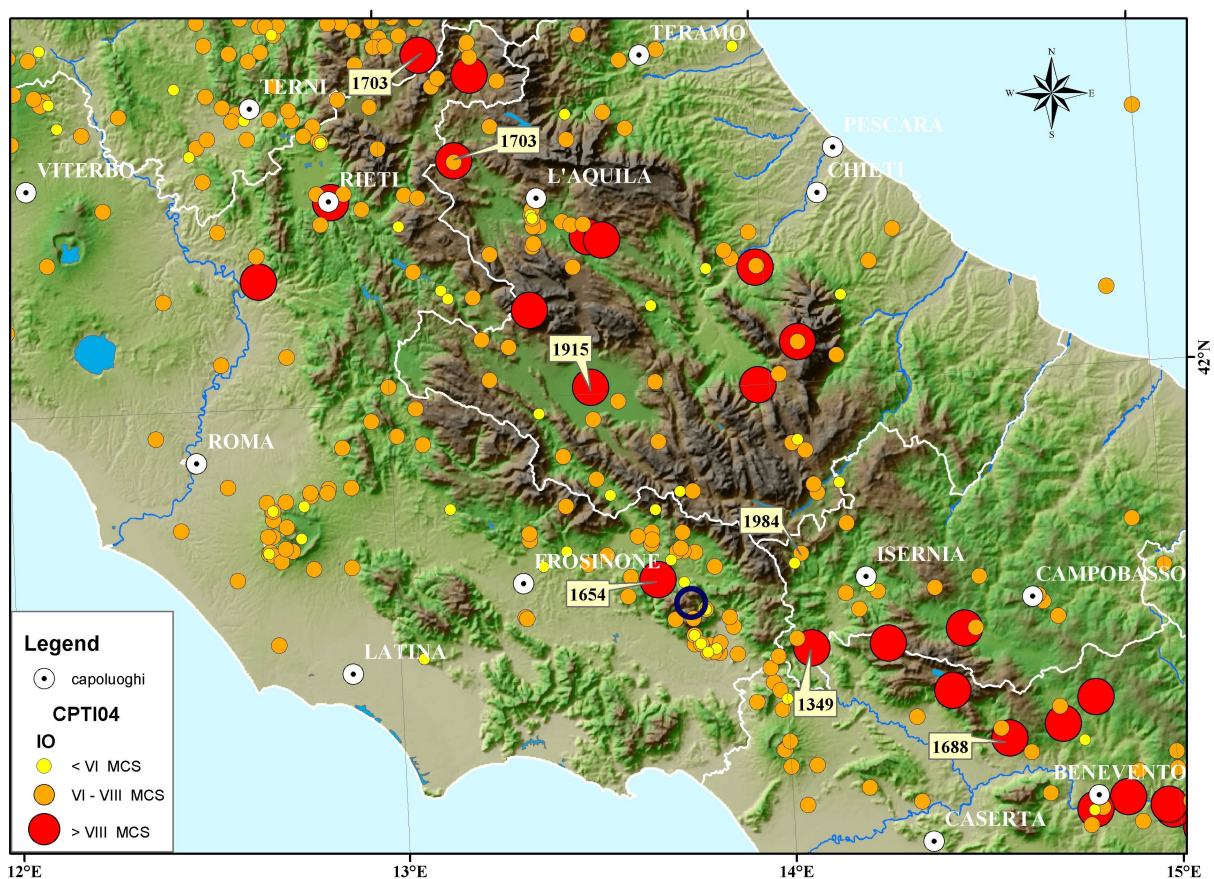


Fig. 17 – Principali eventi sismico storici nel Lazio Meridionale; il cerchio blue indica la posizione del comune di Monte S. Giovanni Campano.

Nel mese di Giugno 2007 è stata eseguita una seconda campagna di misure velocimetriche di rumore ambientale, per integrare i dati ottenuti durante la campagna di Marzo 2007. Sono stati registrati ulteriori campioni nelle stazioni precedentemente esaminate e sono state prese in esame

altre 5 stazioni, due delle quali posizionate nella frazione Porrino.

Si è osservato che durante le ore diurne il rumore prodotto dalle attività antropiche è molto elevato e quindi per non falsare l'acquisizione e la successiva interpretazione dei dati è fondamentale eseguire i campionamenti durante la notte.

Sempre nel mese di Giugno 2007 è stata installata nel territorio comunale di Monte San Giovanni Campano una rete velocimetrico-accelerometrica temporanea composta da 4 stazioni, al fine di registrare dati *weak/strong motion*. Ciascuna stazione è stata equipaggiata con un acquisitore digitale K2 Kinematics con terna accelerometrica interna, una terna triassiale di velocimetri SS1 Kinematics a 1Hz e un GPS per la temporizzazione assoluta.

Le stazioni sono state posizionate nei punti riportati in Fig. 15. In particolare, la posizione di base dorsale è stata selezionata in quanto sito di riferimento in roccia, come già risultante dalla precedente campagna di rumore ambientale.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I risultati ottenuti nell'ambito del progetto per i due casi di studio dimostrano la possibile occorrenza di effetti amplificativi dovuti a risposta sismica locale anche in corrispondenza di dorsali costituite da ammassi rocciosi.

In entrambi i casi studiati tali effetti risultano principalmente connessi a condizioni di adiacenza di ammassi rocciosi a diverso grado di fratturazione ed aventi, pertanto, una significativa diversificazione anche in termini di proprietà meccaniche e caratteristiche dinamiche. Solo secondariamente risultano significativi anche effetti amplificativi dovuti a condizioni topografiche; tali effetti, dove osservabili, sono più marcatamente messi in risalto da una marcata direzionalità del *ground motion* con conseguente polarizzazione del suo contenuto energetico.

Nel caso specifico di Cerreto di Spoleto, gli studi finalizzati alla risposta sismica del sito di hanno evidenziato come la risposta sismica locale sia condizionata dalle diverse condizioni di fratturazione degli ammassi rocciosi affioranti, a loro volta strettamente connesse all'assetto strutturale. Tali condizioni di fratturazione degli ammassi rocciosi sono state quantificate in termini di entità delle discontinuità presenti nel volume unitario mediante indici convenzionali introdotti dall'ISRM (1978) e pertanto di comune e diffuso utilizzo nell'ambito della meccanica degli ammassi rocciosi e recepiti dalle raccomandazioni ISRM (1993). In particolare, si è constatato come la contiguità di ammassi in condizioni di fratturazione significativamente differenti predisponga ad effetti di amplificazione per intrappolamento d'onda in relazione a specifiche condizioni geometriche, quali fasce di intensa fratturazione o milonitizzazione lungo zone di faglia la cui estensione è dell'ordine del centinaio di metri.

Queste evidenze sono state elementi guida nella realizzazione della carta di microzonazione, ottenuta a partire da una carta di classificazione dello stato di fratturazione d'ammasso combinando i diversi livelli conoscitivi secondo criteri di unione o di intersezione.

Le ricerche già condotte dimostrano tra l'altro l'importanza di moti d'onda intrappolati ai fini della risposta locale e rimarcano la necessità di specifiche indagini di sito volte alla loro individuazione e caratterizzazione.

Nel caso di Monte S.Giovanni Camano, invece, l'adiacenza di ammassi rocciosi a diverso stato di fratturazione non comporta fenomeni di intrappolamento d'onda dovutamente alla mancanza di una adeguata giustapposizione delle fasce di ammasso intensamente fratturato che accompagnano i

lineamenti di faglia rispetto all'adiacente ammasso poco fratturato; tuttavia, l'adiacenza con contatti ad alto angolo tra ammassi rocciosi in zona di faglia ed ammassi rocciosi significativamente meno fratturati sembra produrre, giusto lungo i settori di contatto, effetti amplificativi fin'ora risultanti dai rapporti HVSR di sole registrazioni di *rumore ambientale*. E' necessario, tuttavia, integrare tali risultati con rapporti HVSR ricavati da registrazioni di *weak motion* ed intensificare le registrazioni di *noise* in tali settori amplificativi e, soprattutto, ribadire in orari notturni vista l'elevata rumorosità dell'area urbana già riscontrata nelle campagne di misura ad oggi condotte.

L'approccio metodologico sperimentato nei due casi di studio si presta particolarmente ad applicazioni in ambiente GIS, volte ad individuare zone di adiacenza di ammassi rocciosi a differente stato di fratturazione che, come dimostrato, predispongono fenomeni amplificativi non monodimensionali la cui natura fisica, certamente complessa, richiede a tutt'oggi ulteriori studi ed approfondimenti.

In base ai risultati ottenuti, si ritiene, pertanto, che l'eventuale associazione di tali zonazioni d'ammasso a risultati di risposta sismica locale, espressi in termini di frequenze amplificative e/o funzioni amplificative, rappresenti un tematismo da intendersi a tutti gli effetti come livello informativo (*layer*) alla base del più sintetico prodotto rappresentato dalla carta di microzonazione sismica

7. POSSIBILI SVILUPPI

Alla luce di risultati ottenuti nell'ambito del presente progetto si ritiene necessario il completamento delle indagini sismometriche tuttora in corso presso la dorsale carbonatica di Monte S.Giovanni Campano. Si ritengono necessari inoltre:

- 1) analisi fisica dei fenomeni amplificativi osservati per poterne comprendere le cause fenomenologiche e dunque trasporre in analoghe casistiche la predisposizione a tali fenomeni;
- 2) individuazione e studio di ulteriori casi, eventualmente non solo sul territorio nazionale.

Analisi della esaustività dei processi metodologici seguiti, soprattutto in riferimento alla difficoltà riscontrata di disporre di numerosi record di *weak motion* nonché, specie in area urbana, dalla necessità di limitare le misure di *rumore ambientale* ad orari notturni, particolarmente privi di disturbi antropici.

8. BIBLIOGRAFIA

- Albarelli, D., Bosi, V., Bramerini, F., Lucantoni, A., Naso, G., Peruzza, L., Rebez, A., Sabetta, F., and Slejko, D. (2000). Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale. Quaderni di Geofisica, 12, ING.
- Azzara R., Cara F., Caserta A., Cultrera G., Di Giulio G., Marra F. and Rovelli A. (2001). Evidenza sperimentale della risonanza 3D di un bacino intramontano (Colfiorito, Italia Centrale). XX GNGTS National Congress (Rome, 6-8/11/2001), Extended Abstracts, 277-278.
- Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Moratti G. and Potetti M. (1986). Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene. Giornale di Geologia, serie 3, 48, 227-233.
- Calamita F. & Deiana G. (1995). Correlazione tra gli eventi deformativi Neogenico-Quaternari del settore tosco-umbro-marchigiano. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1995/1.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. and Pizzi A. (1995). Evoluzione geomorfologica e strutturale Plio-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il pre-appennino umbro e la costa adriatica. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1995/1.

- Di Bucci D., Marcucci S., Milana G., Naso G and Sanò T. (2001). Valutazione degli effetti di sito a scala nazionale attraverso la modellazione sintetica di sezioni geologiche teoriche. Proc. X National Congress "L'ingegneria sismica in Italia" (Potenza-Matera 9-13/09/2001).
- Gruppo di Lavoro (2004) Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20/03/03. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp.
- ISRM (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *International Journal of rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 15(6), 319-368.
- ISRM (1993). Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose (raccomandazioni ISRM). *Rivista Italiana di Geotecnica*, 2/93.
- La Vecchia, G., Minelli, G., and Piali, G. (1984). L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi, *Boll. Soc. Geol. It.* 103, 467-476.
- Li, Y., Vidale, J. E., Aki, K., and Xu, F. (2000). Depth-dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks, *J. Geophys. Res.* 105(B3), 6237-6254.
- Martino S., Minutolo A., Paciello A., Rovelli A., Scarascia Mugnozza G. and Verrubbi V. (2006). Seismic microzonation of jointed rock-mass ridges through a combined geomechanical and seismometric approach. *Natural Hazards*, 39, 419-449.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, *Quarterly Rept. RTRI, Jpn.* 30, 25-33.
- Rovelli, A., Caserta, A., Marra, F., and Ruggiero, V. (2002). Can seismic waves be trapped inside an inactive fault zone? The case-study of Nocera Umbra, Central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 2217-2232.
- Slejko, D., Peruzza, L., and Rebez, A. (1998). Seismic hazard maps of Italy, *Annali di Geofisica* 41, 183-214.
- Spudich P and Olsen K.B. (2001). Fault zone amplified waves as a possible seismic hazard along the Calaveras fault in central California. *Geophysical Research Letters*, 0 (0), 1-4.

2.5 Vs30 ed amplificazioni osservate

(a cura di Maria Rosaria Gallipoli, UR 4)

A seguito di alcuni progetti di microzonazione è stato possibile stimare i profili delle velocità delle onde di taglio nei primi 30 metri per 46 siti. Per 30 siti tali stime sono state ottenute da prove down-hole o cross-hole, per altri 10 da *array* di superficie mentre per 6 siti non sono state condotte alcun tipo di prova in quanto considerati in roccia. In tutti i siti è stata ricavata la frequenza principale di risonanza mediante la funzione HVNR mentre in 34 siti tale stima è stata ricavata mediante la funzione HVSr da dati di terremoti. I siti non sono stati selezionati in quanto rappresentativi di particolari situazioni geomorfologiche, quindi il campione può essere considerato casuale e rappresentativo di tutte le categorie di suolo di fondazione delle regioni Marche e Basilicata.

Borcherdt nel 1992, sulla base di alcuni dati ricavati in California, afferma che la stima delle velocità di taglio nei primi 30 metri (Vs30) è un buon parametro per classificare i siti. Il Vs30 è così introdotto nel programma di riduzione della pericolosità sismica (National Earthquake Hazards Reduction Program, NEHRP) sebbene già l'analisi di dati raccolti in altre situazioni litostratigrafiche evidenzia che il Vs30 sia un buon parametro solo in quei siti aventi un profilo di velocità che cresce monotonicamente con la profondità e in presenza di forti contrasti di velocità nelle prime decina di metri. In tutte le situazioni geologiche complesse, bacini profondi (Park & Hashash, 2004), aree tettonicamente attive (Stewart *et al.*, 2003) o in presenza di inversioni di velocità (Di Giacomo *et al.*, 2005), l'affidabilità di tale parametro sembra essere abbastanza dubbia (Wald & Mori, 2000).

Nonostante tali perplessità la normativa sismica italiana nel 2003 recepisce completamente l'Eurocodice 8 per la classificazione dei siti secondo il Vs30. La disponibilità del *batabase* di profili di Vs ha permesso di verificare se il Vs30 è un buon stimatore dell'amplificazione in siti caratterizzati da una complessa geologia e se il raggruppamento nelle diverse classi e i relativi spettri siano adeguati.

2.5.1 Analisi dei dati

In Tab. 2.5.1 sono riportati tutti i dati utilizzati nell'analisi: nella prima colonna è riportato il nome del sito, nella seconda la tecnica utilizzata per la stima del profilo Vs (H= down-hole or cross-hole, S= NASW), nella terza la classificazione del suolo, nella quarta la frequenza fondamentale di risonanza del suolo e la relativa ampiezza stimata o da dati di terremoti HVSr (quinta colonna) o da dati di rumore HVNR (sesta colonna).

La prima analisi è stata quella di raggruppare i siti secondo la classificazione vigente: suoli di categoria A aventi valori di Vs30 > 800 m/s, B aventi Vs30 compreso tra 360 < Vs30 < 800 m/s, C con valori compresi tra 180 < Vs30 < 360 m/s e D aventi valori di Vs30 < 180 m/s. In questo studio non sono stati inclusi i siti di categoria E.

La Fig. 2.5.1 riporta in nero i profili Vs raggruppati per ogni classe, è importante notare la larga variabilità dei valori dei siti B dovuta proprio al *range* ampio dei valori attribuiti dalla normativa e che solo 4 siti raggiungono un valore di Vs di 800 m/sec (valore attribuibile al *bedrock* sismico) nei primi 30 m. Sovrapposte ai profili in nero sono riportate in rosso le curve interpolanti: le velocità aumentano con la profondità secondo leggi a potenza i cui due coefficienti sono inversamente correlati.

La Fig. 2.5.2 riporta le massime ampiezze delle funzioni HVSr dei 46 siti in funzione delle classi dei suoli: sia i valori della media che della mediana aumentano anche se la mediana della classe A è molto simile a quella della classe B, inoltre ci sono molti siti appartenenti alla classe B ed alcuni alla classe C che non mostrano alcuna amplificazione (HVSr < 2). Inoltre, sebbene i siti D siano pochi per una statistica affidabile, essi mostrano minore amplificazione dei siti C. Per maggior dettaglio sono state riportate anche le funzioni HVSr medie per ogni classe di suolo evidenziando un leggero aumento delle ampiezze andando dai siti A a quelli D anche se tale incremento non è attribuibile a nessuna frequenza o banda di frequenza (Fig. 2.5.3). In generale quindi, la correlazione tra i valori di Vs30 e l'amplificazione massima è abbastanza bassa (Spermann test=0.239, passa il test di significatività a solo l'80% del livello di confidenza), inoltre intorno alla velocità di 360 m/sec, valore che rappresenta il limite tra la classe B e C, si ha la massima variazione nei valori di amplificazione (Fig. 2.5.4, in alto a sinistra). Tale statistica può essere considerata affidabile in quanto è stata effettuata solo per i dati ricavati da prove down-hole. Sono state valutate le distribuzioni delle massime ampiezze in diverse bande di frequenza ($f < 0.9$ Hz,

0.9Hz<f<3Hz, f>3Hz) in funzione del Vs30 (Fig. 2.5.4). Anche in questo caso sono state ritrovate delle correlazioni molto basse, addirittura nella banda di frequenza maggiore di 3Hz si trova una correlazione negativa tra le massime ampiezze e il Vs30.

Site	Vs30	Soil	Peak		
			Freq (Hz)	HVSR	HVNR
Aliano	S	B		1.50	
Anzi	S	A		1.50	
Avigliano	S	C	1.19	3.07	
Balvano	S	B	2.00	3.00	
Cagli Municipio	H	B	3.38	2.79	
Cagli S.Geronzio	H	A		1.50	
Cagli Vigili del Fuoco	H	C	4.16	3.59	
Castelluccio Inferiore	H	B	1.19	5.28	
Castelsaraceno	H	B			1.50
Gorgoglione	S	A	4.87	3.09	
Guardia	S	A	2.01	2.59	
Lagonegro	H	C	2.50		2.11
Maratea	H	C	3.66		4.60
Marsico Vetere	S	A	2.30	3.00	
Matera	H	C	1.09		5.56
Offida Rocca	H	B	1.48	2.06	
Offida Cappuccini	H	B	2.24	3.54	
Offida Municipio	H	C	1.82	2.12	
Offida Stadio	H	B	1.20	2.38	
Passo di Treia	H	B	3.38	3.54	
Pescopagano	S	D	1.41	2.70	
Potenza Campus	H	B	4.31	2.41	
Potenza Viale UNICEF	H	B	4.19		4.34
Rapolla	S	D	0.70	2.50	
Rotonda Alveo Mercure	H	B	0.66		3.74
Rotonda Il Cugno	H	C	2.72		3.07
Ruvo Monte	S	C	4.08	2.81	
S.Fele	S	A		1.50	
Senigallia Marchetti	H	C		1.50	
Senigallia Saline	H	C	2.40	4.25	
Senigallia Stadio	H	C	5.81	2.67	
Senise Sinnica	H	C	2.50		2.80
Serra de'Conti Deposito	H	B	1.48	2.33	
Sera de'Conti Municipio	H	B		1.50	
Sera de'Conti Scuola	H	B	1.48	2.34	
Tito Scalo	H	D	1.17	4.54	
Trecchina Balla con i Lupi	H	C	3.09		4.82
Trecchina PIP	H	B	0.59		3.85
Treia Carabinieri	H	B	2.75	2.34	
Treia Casa Riposo	H	B	0.98	2.10	
Tricarico Carmine	S	A	0.83	2.30	
Venosa	S	B	0.43	2.79	
Viggianello Pezzo la Corte	H	C	0.53		5.77
Viggianello Torbolo	H	C	0.34		6.19
Villa d'Agri Barricelle	S	C	3.50	3.00	
Villa d'Agri Scuola	S	C	1.18	2.90	

Tab. 2.5.1 Dati usati nell'analisi: da sinistra a destra nome del sito, tecnica utilizzata per la stima dei profili Vs ((H= down-hole or cross-hole, S= NASW), classificazione del suolo, frequenza fondamentale di risonanza del suolo e la relativa ampiezza stimata o da dati di terremoti HVSR (quinta colonna) o da dati di rumore HVNR (sesta colonna).

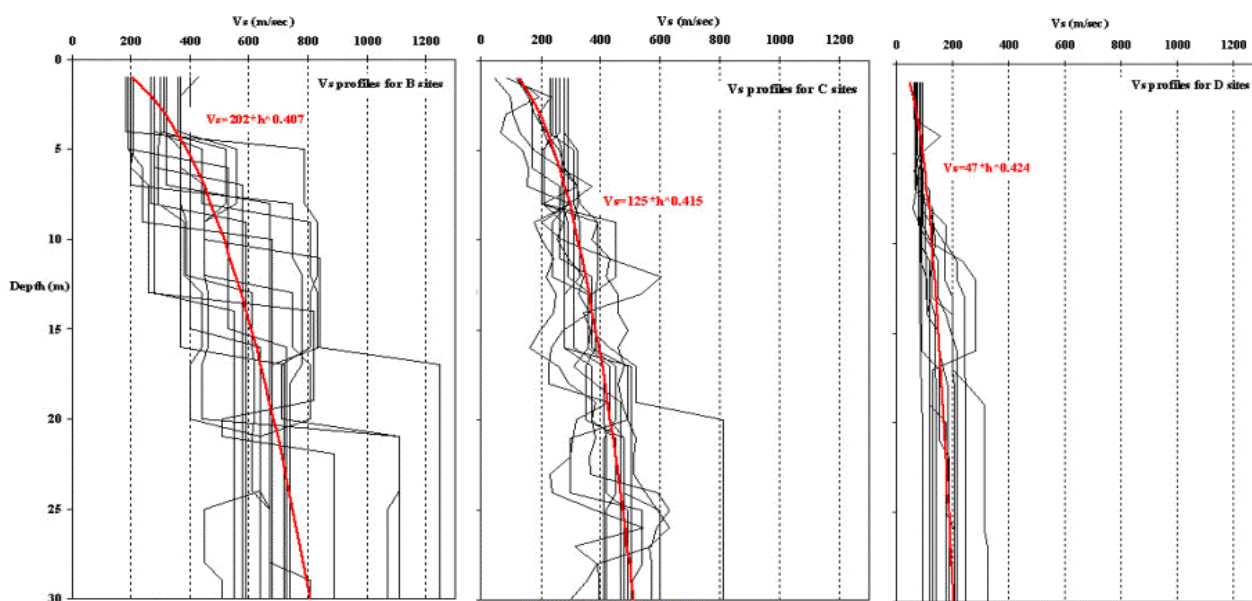


Fig. 2.5.1 Profili di Vs raggruppati per ogni classe (in nero); curve interpolanti (in rosso).

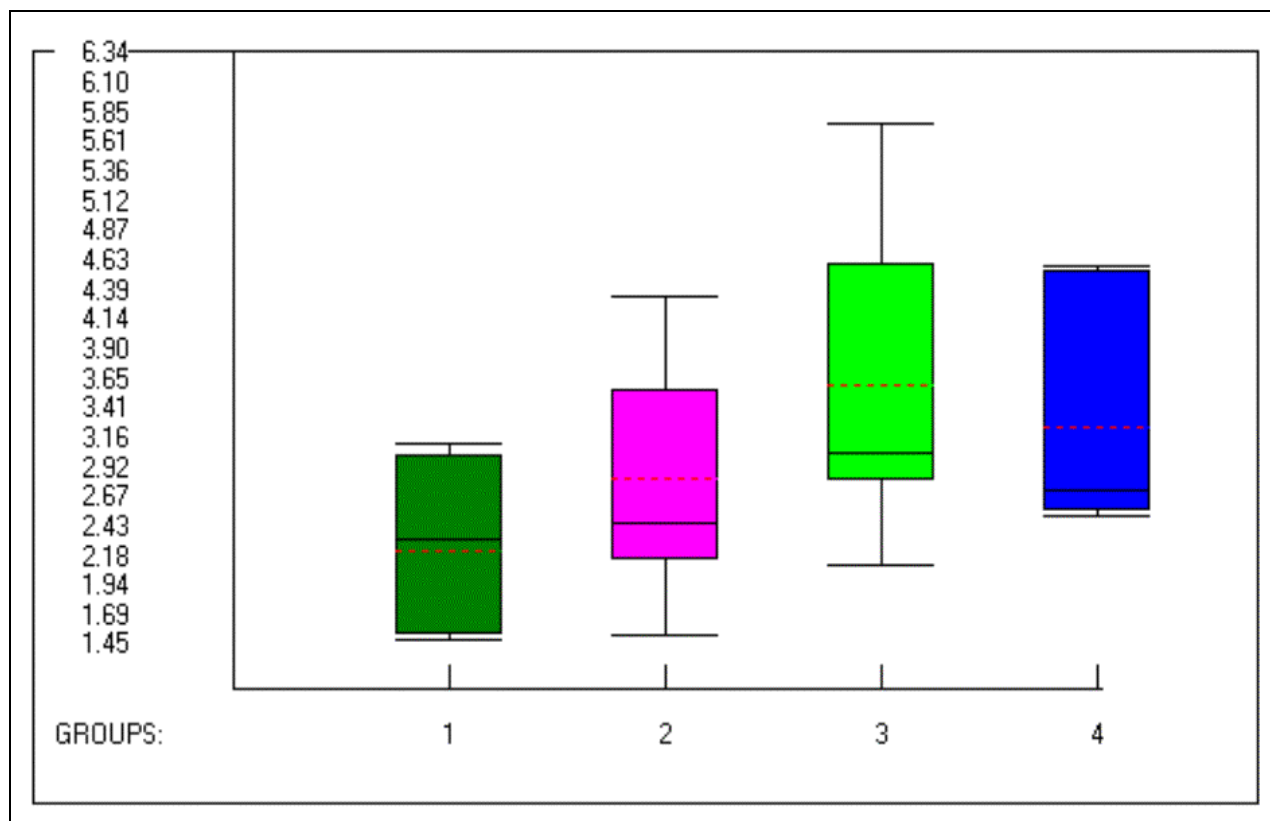


Fig. 2.5.2 Massime ampiezze delle funzioni HVSR dei 46 siti in funzione delle classi dei suoli (1=A, 2=B, 3=C, 4=D). In rosso è riportata la media, in nero la mediana e le barre rappresentano il 25 e 75 percentile.

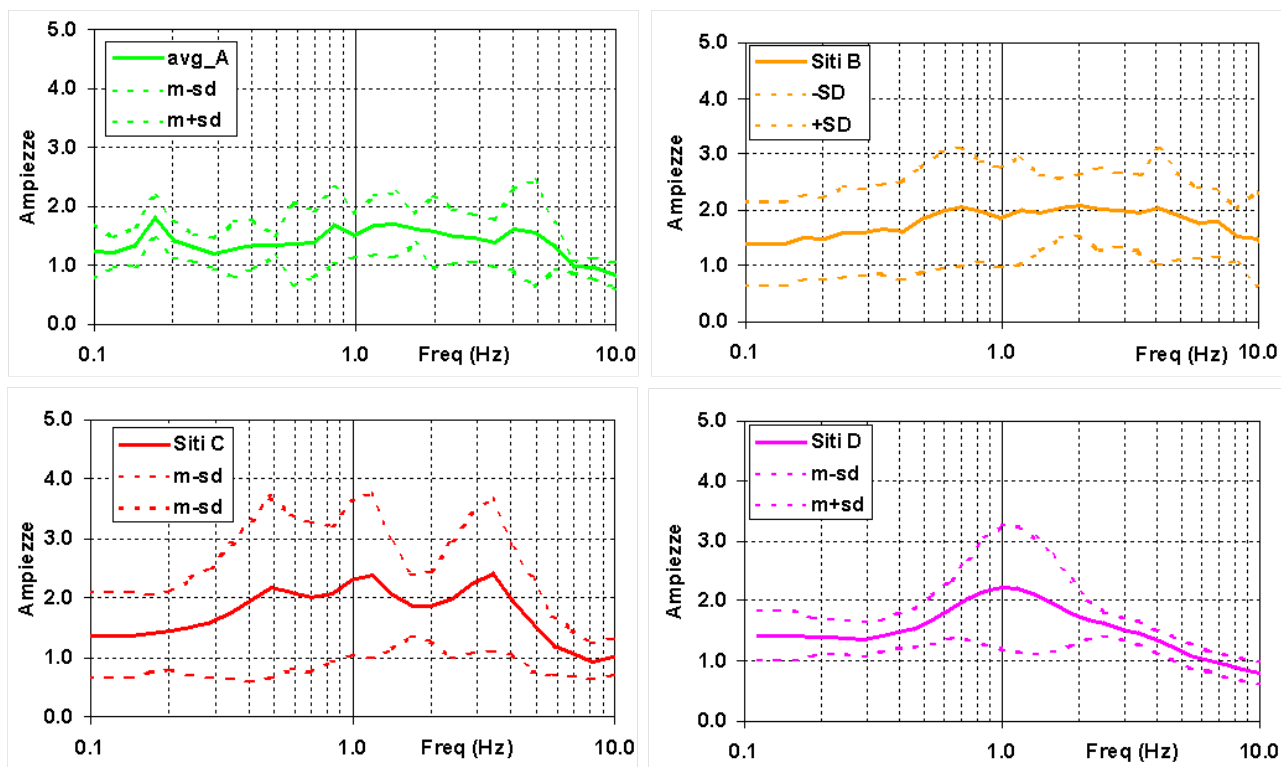


Fig. 2.5.3 Funzioni di amplificazione medie ottenute classificando i siti secondo la normativa italiana.

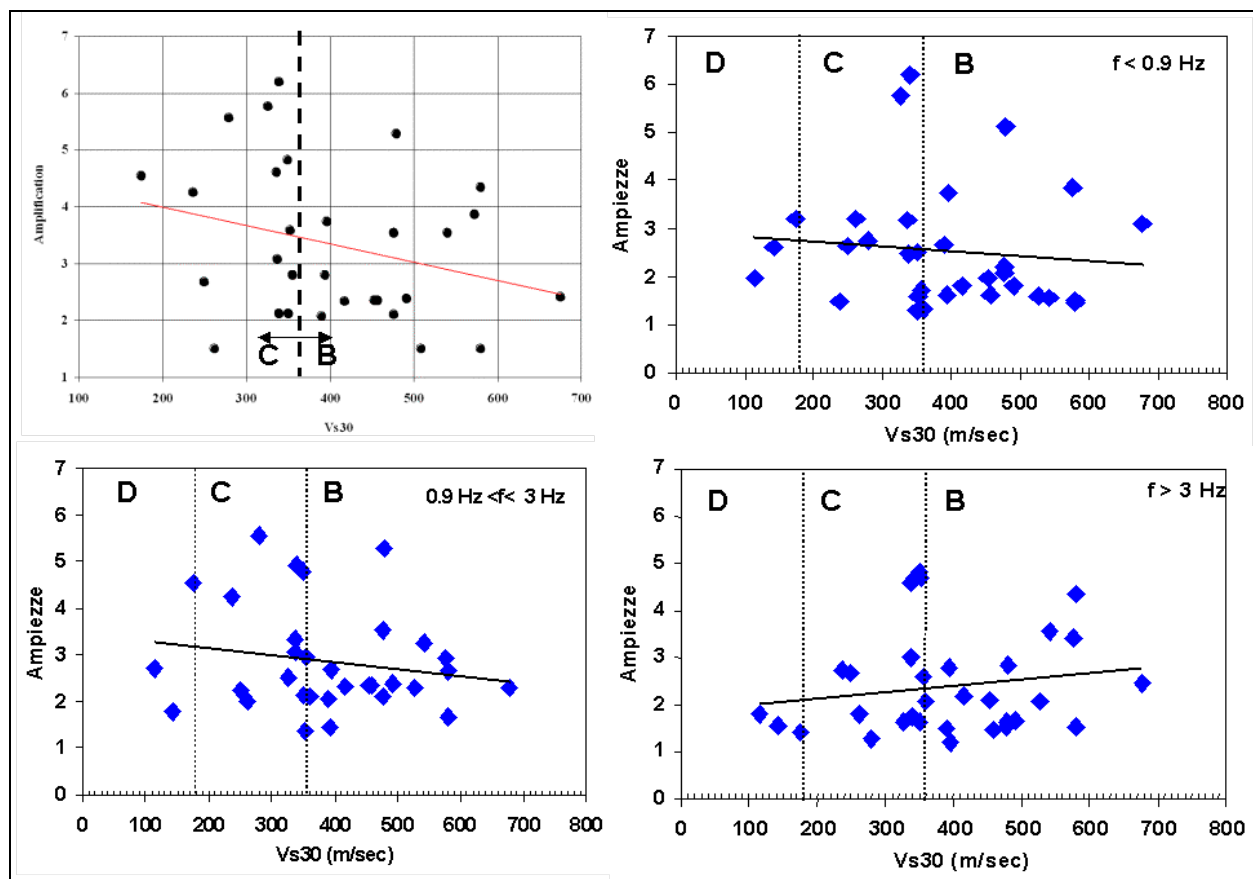


Fig. 2.5.4 Correlazione tra i valori di Vs30 e l'amplificazione massima (in alto a sinistra). Distribuzione delle massime ampiezze in funzione del Vs30 per diverse bande di frequenza ($f < 0.9\text{ Hz}$ in alto a destra; $0.9\text{ Hz} < f < 3\text{ Hz}$ in basso a sinistra; $f > 3\text{ Hz}$ in basso a destra).

Data la bassa correlazione tra le ampiezze massime delle funzioni di sito e i valori di Vs30 si è entrati nel dettaglio valutando la distribuzione dei 46 siti studiati secondo la concordanza o meno tra Vs30 e l'amplificazione. Nella Fig. 2.5.5 è evidente che, sebbene esista una percentuale di siti A senza amplificazione (spicchio retinato) e una consistente percentuale di siti B, C, e D con amplificazione maggiore di 1Hz (spicchio puntinato), nel 20% dei casi si trova amplificazione lì dove non ci sarebbe dovuta essere e viceversa: siti A con amplificazione (spicchio nero), siti B, C e D senza amplificazione. Se a questa percentuale si aggiunge quella dei siti B, C e D con amplificazione inferiore a 1Hz allora il Vs30 non può essere considerato un buon stimatore dell'amplificazione sismica nel 36% dei casi esaminati.

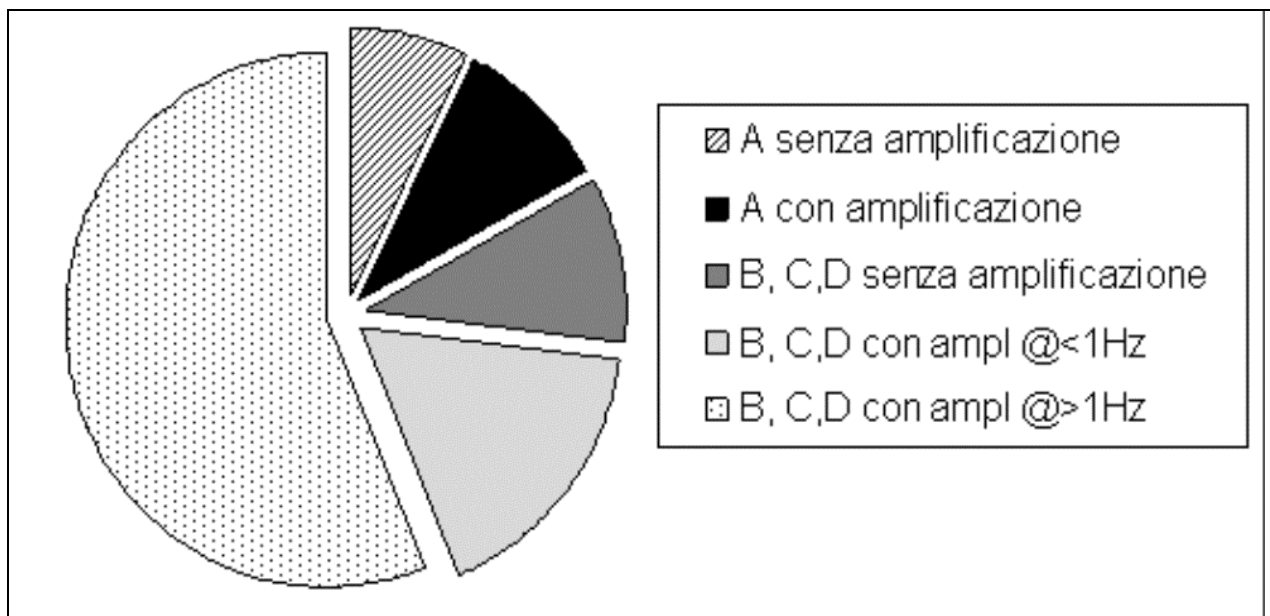


Fig. 2.5.5. Distribuzione dei 46 siti studiati secondo la concordanza o meno tra Vs30 ed amplificazione.

Il secondo aspetto che si è voluto verificare è se gli spettri di normativa previsti per ogni classe fossero confrontabili con quelli misurati. Per effettuare tale confronto si è utilizzata tale relazione (esempio per gli spettri di classe B):

$$\epsilon = \frac{[(\text{Valori spettrali di norm. B} / \text{valori spettrali di norm. A}) - \text{valori medi osservati B}]}{\text{Dev.Sta. valori osservati B}}$$

La Fig. 2.5.6 riporta i risultati dell'analisi fatta solo per i dati ricavati da prove down-hole. Per i suoli di categoria C, gli spettri di normativa sottostimano i valori spettrali osservati nel range 0.3-5 Hz, mentre, per frequenze maggiori di 5Hz, i valori di normativa sovrastimano anche di una deviazione standard nel range 7.5-8.5 Hz. Per i suoli di categoria B, i valori di normativa sottostimano quelli osservati nel range 0.3-10 Hz, eccedendo anche di 1 deviazione standard tra 2.5-3.5 Hz.

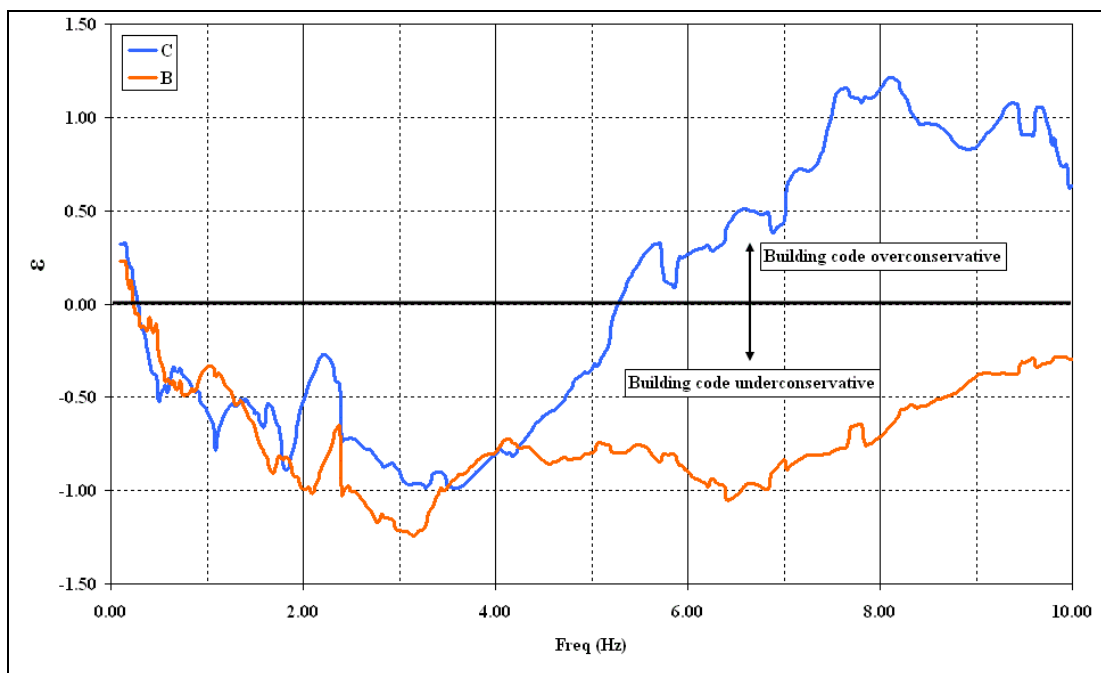


Fig. 2.5.6 Confronto tra i valori spettrali osservati e quelli previsti dalla normativa italiana per i siti B e C.

2.5.2 Discussioni e Conclusioni

Le motivazioni addotte da Wald & Mori nel 2000 possono sicuramente giustificare perchè anche nelle condizioni geologiche italiane il valore medio della V_s negli ultimi 30 m non è un parametro sufficiente per stimare completamente la risposta di sito. Valutare le proprietà dei materiali nei primi 30 m può essere limitante considerando che la complessa attenuazione causata dalle strutture profonde può dare un importante contributo al moto del suolo in superficie.

I due principali risultati da evidenziare sono:

1. **L'inaspettata amplificazione di alcuni siti A** causata non da effetti topografici, in quanto la maggior parte di essi giace sui fianchi di pendii, quanto soprattutto dalla possibile presenza di zone di faglia (Rovelli et al., 2002, BSSA), dal diverso grado di fratturazione delle rocce presenti (Martino et al., 2006, Natural Hazard) o da inversioni di velocità (Di Giacomo et al., 2006, BSSA). Quest'ultima situazione è molto frequente nel territorio italiano, solo per indicare alcuni esempi, in Toscana, in Umbria nel nord del Lazio è molto frequente trovare siti ove i sedimenti soffici sono sovrastati da strati di depositi vulcanici molto più rigidi. Anche in Puglia i conglomerati profondi e ben cementati sovrastano gli strati di argilla e sabbia. In tutti questi casi quindi, i siti sarebbero classificati come A ma, in realtà, avrebbero amplificazioni nella banda di frequenze di interesse ingegneristico causate da situazioni geologiche presenti a profondità maggiori di 30 metri.
2. **Assenza di amplificazione in alcuni siti B e C:** tale effetto è dovuto al fatto che tali siti si trovano su bacini molto profondi con un basso contrasto di impedenza tra i sedimenti superficiali e il *bedrock*. In alcuni casi la frequenza fondamentale è molto bassa, in Fig. 2.5.7 si riporta la funzione di amplificazione di un sito che giace nel bacino profondo del Mercure caratterizzato da un gradiente costante della velocità. La presenza di amplificazione al di sotto di 1 Hz causa anche una sottostima dei valori spettrali di normativa al di sotto di 5 Hz.

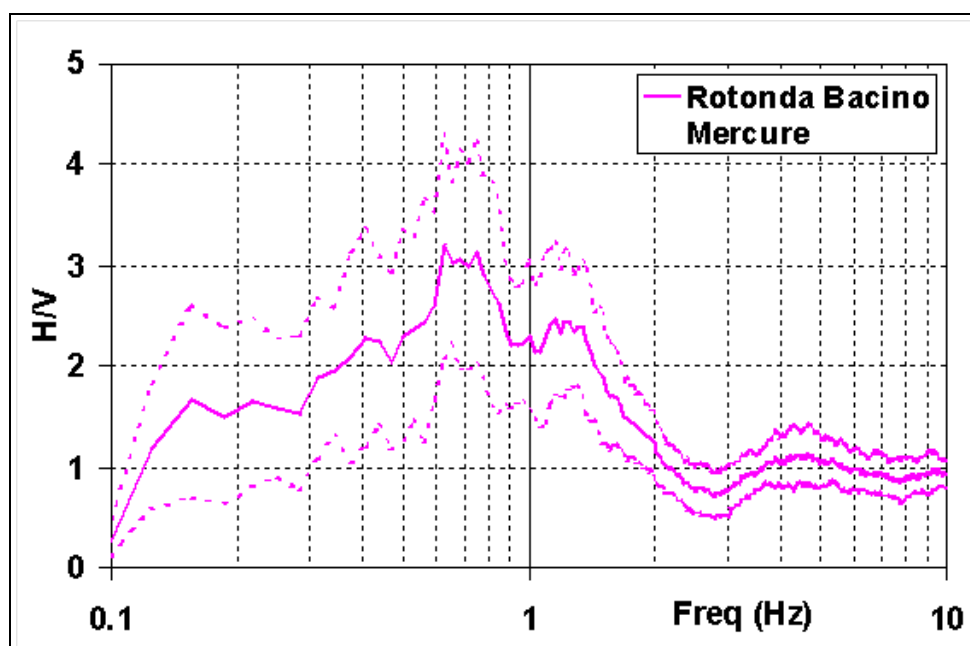


Fig. 2.5.7 Funzione di amplificazione di un sito posto in un bacino profondo e caratterizzato da un gradiente costante della velocità con la profondità.

Altra situazione che rende difficile la classificazione di alcuni siti è la presenza o meno di sottili strati ben cementati: sebbene tali strati non siano importanti ai fini del Vs30, essi lo sono per la funzione di amplificazione. In molti siti del bacino del fiume Po, di Sant'Arcangelo o della fascia costiera adriatica tale effetto è ben evidente. La città di Senigallia (AN), oggetto di uno studio di microzonazione, ha evidenziato come la presenza di strati ben cementati possa modificare significativamente la risposta di sito. In Fig. 2.5.8 sono riportate a sinistra le funzioni di amplificazione HVSR ottenute da dati di terremoti stimate in 5 siti dell'abitato di Senigallia: nei siti di Saline e Foro è evidente un picco di amplificazione a circa 2.5 Hz, il profilo Vs a destra relativo a Saline evidenzia dei contrasti di velocità causati dalla presenza di strati ben cementati intorno a 25m di profondità, al contrario nella zona del centro storico l'assenza di tali stati non causa nessuna variazione significativa delle velocità e quindi le funzioni di sito risultano abbastanza piatte. Nonostante ci sia tanta differenza, secondo la normativa italiana tutti i suoli di Senigallia sarebbero classificati come C.

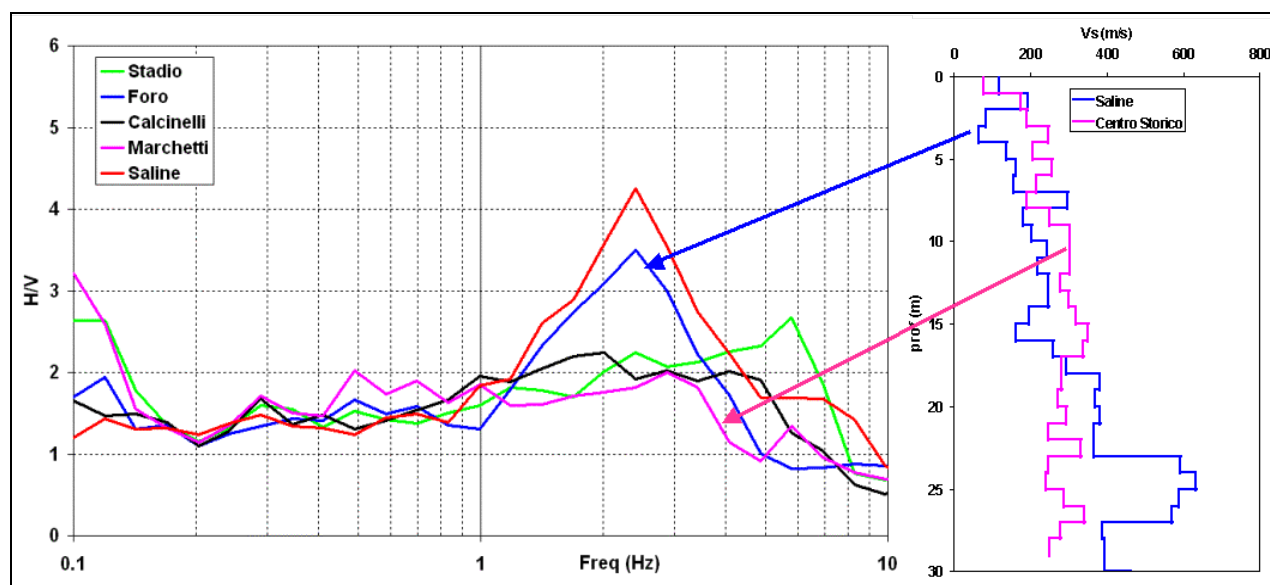


Fig. 2.5.8 Funzioni di amplificazione (a sinistra) e profili di Vs (a destra) di alcuni siti della città di Senigallia.

Recenti studi (Rodriguez-Marek et al. 2001; Stewart et al., 2003, Zhao et al., 2006) evidenziano che, ai fini di una caratterizzazione in classi, appare importante includere altri parametri quali il contrasto di impedenza o lo spessore del primo strato, ossia valutare la presenza o meno di un picco di risonanza significativo (F_0). Questo è possibile valutando la funzione HVSr da dati di terremoti o da dati di rumore ambientale, in entrambi i casi si ottengono risultati più affidabili a costi inferiori rispetto a quelli da affrontare per la stima del V_{s30} .

In Tab. 2.5.2 si riportano le classificazioni di ciascun sito in funzione del tipo di terreno e dello spessore del primo strato indicando anche le finestre di frequenze interessate da possibile amplificazione.

Site	Description	Comments	Site Period	Freq. (Hz)
A	Hard Rock	Hard, strong, intact rock; $V_s \geq 1500$ m/s	≤ 0.1 s	10
B	Rock	Most "unweathered" California rock cases ($V_s \geq 760$ m/s or < 6 m of soil).	≤ 0.2 s	5
C-1	Weathered/Soft Rock	Weathered zone > 6 m and < 30 m ($V_s > 360$ m/s increasing to > 700 m/s).	≤ 0.4 s	2.5
-2	Shallow Stiff Soil	Soil depth > 6 m and < 30 m	≤ 0.5 s	2
-3	Intermediate Depth Stiff Soil	Soil depth > 30 m and < 60 m	≤ 0.8 s	1.25
D-1	Deep Stiff Holocene Soil, either S (Sand) or C (Clay)	Soil depth > 60 m and < 200 m. Sand has low fines content ($< 15\%$) or nonplastic fines ($PI < 5$). Clay has high fines content ($> 15\%$) and plastic fines ($PI > 5$).	≤ 1.4 s	0.71
-2	Deep Stiff Pleistocene Soil, S (Sand) or C (Clay)	Soil depth > 60 m and < 200 m. See D ₁ for S or C sub-categorization.	≤ 1.4 s	0.71
-3	Very Deep Stiff Soil	Soil depth > 200 m.	≤ 2 s	0.5
E-1	Medium Depth Soft Clay	Thickness of soft clay layer 3 m to 12 m	≤ 0.7 s	1.43
-2	Deep Soft Clay Layer	Thickness of soft clay layer > 12 m.	≤ 1.4 s	0.71
F	Special, e.g., Potentially Liquefiable Sand or Peat	Holocene loose sand with high water table ($z_w \leq 6$ m) or organic peat.	≈ 1 s	1
Modificata da Rodriguez-Marek, Bray & Abrahamson, 2001, Earthq. Spectra				

Tab. 2.5.2 Classificazione dei suoli secondo la procedura di Rodriguez-Marek, Bray e Abrahamson (Earthquake Spectra, 2001).

Disponendo delle funzioni di amplificazione e quindi del picco fondamentale di risonanza dei siti appartenenti al *database*, si è proceduto ad una classificazione secondo la procedura di Rodriguez-Marek, Bray e Abrahamson (B&R-M). In Fig. 2.5.9 si ripostano le funzioni di amplificazione medie classificando i siti secondo la procedura sopra descritta.

In retinato sono riportate le bande di frequenza ove tale classificazione prevede amplificazione. Si può notare come sicuramente l'incremento delle ampiezze andando dai siti A ai siti E è più marcato rispetto a quello ritrovato classificando i siti secondo normativa italiana. La classificazione per V_{s30} (Borcherdt) raggruppa siti disomogenei, mediando su risposte molto diverse, la classificazione di Bray & Rodriguez-Marek invece, raggruppa siti con risposte molto più omogenee. La conseguenza si vede nella media e nella media+sigma, con valori molto più elevati per B&R-M (per esempio si veda la differenza tra i siti D in Fig. 2.5.3 e i siti E in Fig. 2.5.9).

La soluzione migliore sembra essere una classificazione tipo B&R-M con fasce di spessore adatte all'Italia.

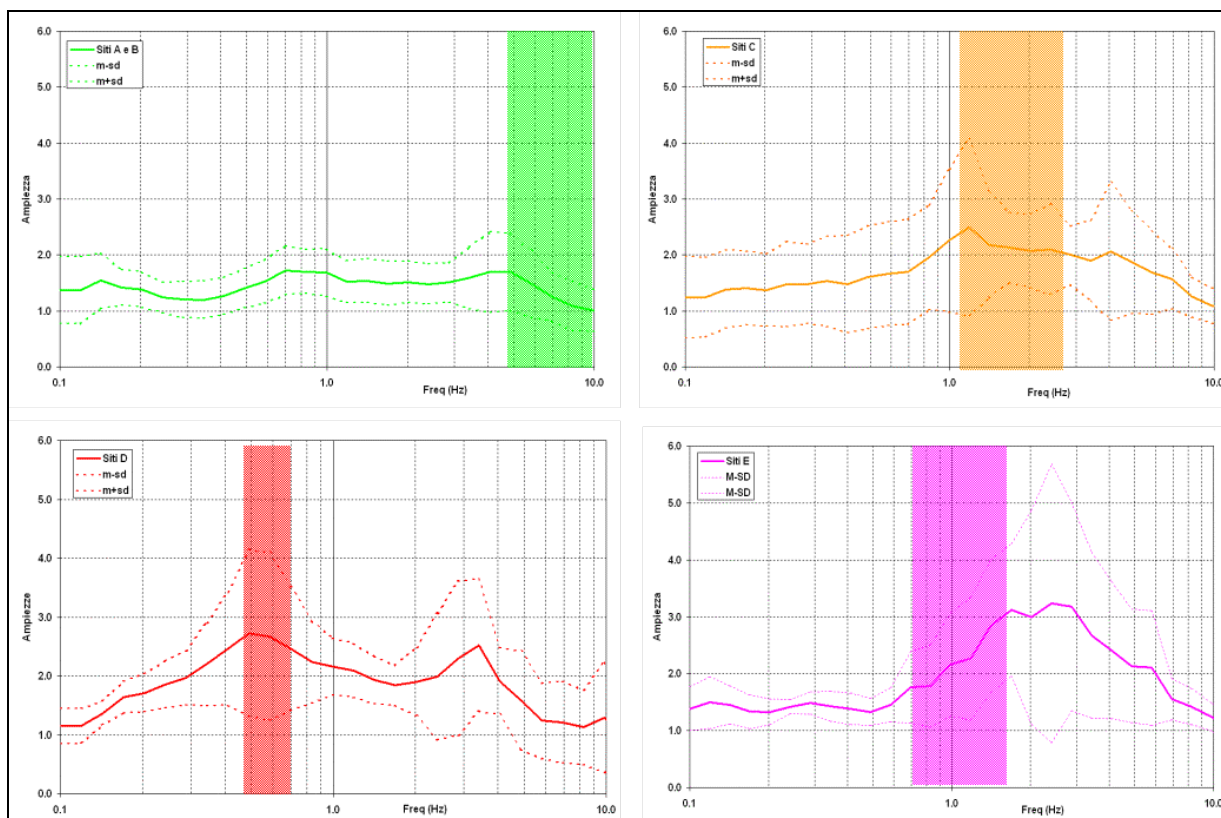


Fig. 2.5.9 Funzioni di amplificazione medie ottenute classificando i siti secondo la classificazione di Rodriguez-Marek, Bray e Abrahamson.

Bibliografia

Borcherdt R. D. (1992); Simplified site classes and empirical amplification factors for site-dependent code provisions, in Proc. NCEER, SEAOC, BSSC Workshop on Site Response during Earthquakes and Seismic Code Provisions, November 18-20, University of Southern California, Los Angeles, California.

Di Giacomo D., Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Parolai S. and S. M. Richwalski (2005); Analysis and modeling of HVSr in the presence of a velocity inversion: the case of Venosa, Italy, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2364-2372.

Martino S., Minutolo A., Paciello A., Rovelli A., Scarascia Mugnozza G. and V. Verrubbi (2006); Evidence of amplification effects in fault zone related to rock mass jointing, Natural Hazard, 39, 419-449.

Park D. and Y.M.A. Hashash (2004); Probabilistic seismic hazard analysis with non linear site effects in the Mississippi embayment, Proc. 13th World Conf. Earthq. Eng, Vancouver, CD-Rom Edition, paper n. 1549.

Rodriguez-Marek A., Bray J. D. and N.A. Abrahamson (2001); An empirical geotechnical seismic site response procedure, Earthquake Spectra, 17, 65-87.

Rovelli A., Caserta A., Marra F. and V. Ruggiero (2002); Can Seismic Waves Be Trapped inside an Inactive Fault Zone? The Case Study of Nocera Umbra, Central Italy, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2217-2232.

Stewart J. P., Liu A. H. and Y. Choi (2003); Amplification Factors for Spectral Acceleration in

Tectonically Active Regions, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 332–352.

Zhao J.X., Irikura K., Zhang J., Fukushima Y., Somerville P.G., Asano A., Ohno Y., Oouchi T., Takahashi T. and H. Ogawa (2006); An Empirical Site-Classification Method for Strong-Motion Stations in Japan Using H/V Response Spectral Ratio, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 914-925.

Wald L. A. and J. Mori (2000). Evaluation of Methods for Estimating Linear Site-Response Amplifications in the Los Angeles Region, Bull. Seism. Soc. Am., 90, S32–S42

3. SITI TEST

3.1 Tomba di Buia

Contributi: UR3 e UR2.

L'esperimento è partito dalle registrazioni di terremoti forti e deboli disponibili nei due siti accelerometrici ENEA-ENEL adiacenti di San Rocco (su roccia) e di Tomba di Buja su alluvione (Friuli; vedi figura). Scopi dell'esperimento: 1) spiegare i forti effetti locali registrati nel sito nel settembre 1976 (insorgenza di frequenze dominanti 1.5-1.9 Hz circa) dagli accelerometrici ENEA-ENEL; 2) verificare fino a che punto modelli di calcolo via via più dettagliati, basati su informazioni geofisiche di diversi dettaglio e costo, fossero in grado di riprodurre la risposta sismica del sito; 3) verificare l'accuratezza raggiungibile mediante la semplice applicazione della cosiddetta VS30 prevista dalla normativa; 4) stimare l'importanza del margine di soggettività insito nella formulazione di modelli a partire da dati sperimentali incompleti; 5) valutare la possibile presenza di fenomeni di anelasticità.

Le figure 1 e 2 mostrano rispettivamente l'ubicazione (cerchietto) del sito accelerometrico ENEA-ENEL di Tomba di Buja, e stratigrafia e profilo cross-hole ENEA-ENEL (forma grafica originale).

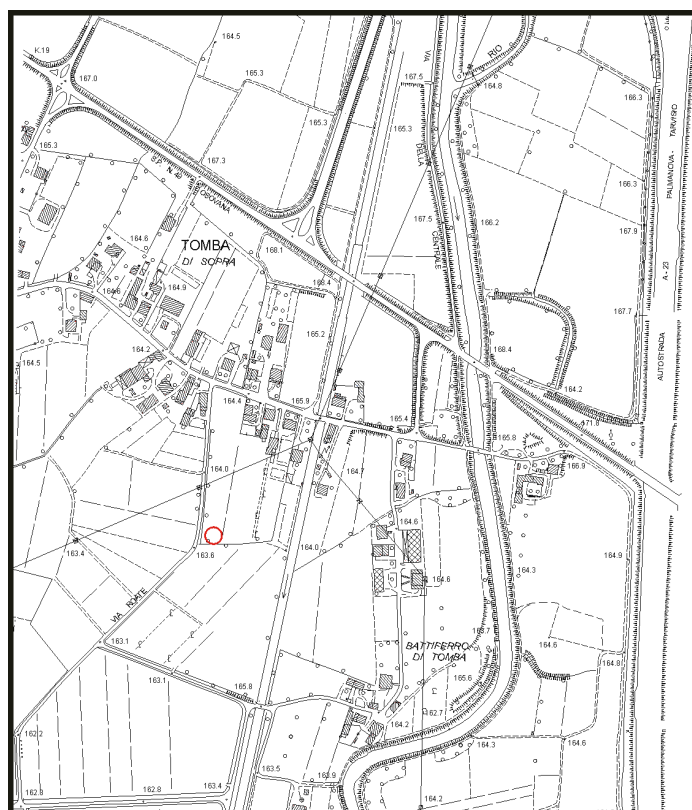


Fig. 3.1.1.

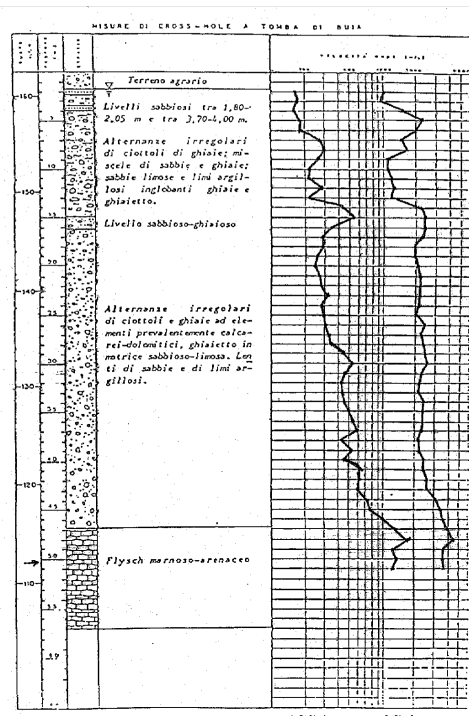


Fig. 3.1.2.

3.1.1. TOMOGRAFIA SISMICA DEL SITO (Bohm)

Inizialmente, si è eseguita un'acquisizione sismica 3D centrata sul pozzo ENEL (v. Fig. 3.1.1.1) con sorgente minivibratore Minivib I.V.I. Inc. montato su camion e 100 geofoni a tre componenti (10 Hz) su griglia quadrangolare 90x90 m (ancora Fig. 3.1.1.1; le sorgenti sono in rosso).

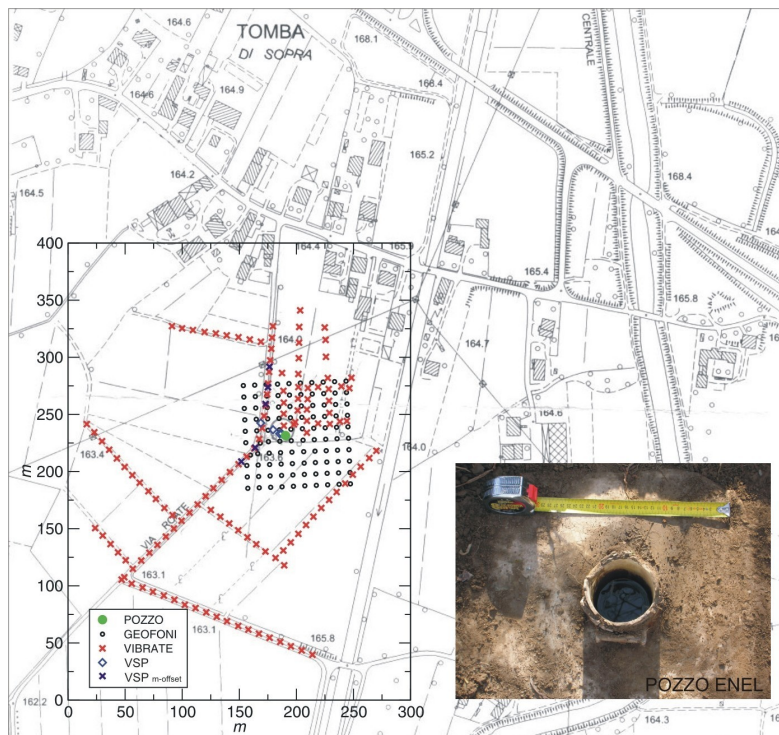


Fig. 3.1.1.1 – Posizione dell'acquisizione 3D.

Purtroppo, l'elaborazione tomografica 3D non ha dato esito soddisfacente, nonostante la buona copertura dei raggi perché non è stato possibile individuare gli eventi riflessi associabili a strutture superficiali (causa principalmente l'elevato rumore e l'uso di frequenze troppo basse). Fra l'altro, parte dell'acquisizione è avvenuta sotto la pioggia e spesso con acqua stagnante sul terreno con conseguente cattivo accoppiamento sorgente-terreno e sensori-terreno.

3.1.1.1 Acquisizione 2D

Si è quindi eseguita una seconda acquisizione con 3 linee 2D posizionate attorno al pozzo ENEL (vedi Fig. 3.1.1.2) con sorgenti MiniVib (configurazioni P ed S) e “fionda” (PWD, power assisted weight drop, della Geometrics; per soli arrivi P), con geofoni verticali da 100 Hz, e tricomponenti da 10 Hz per la sorgente S; sempre con intertraccia 2 m.

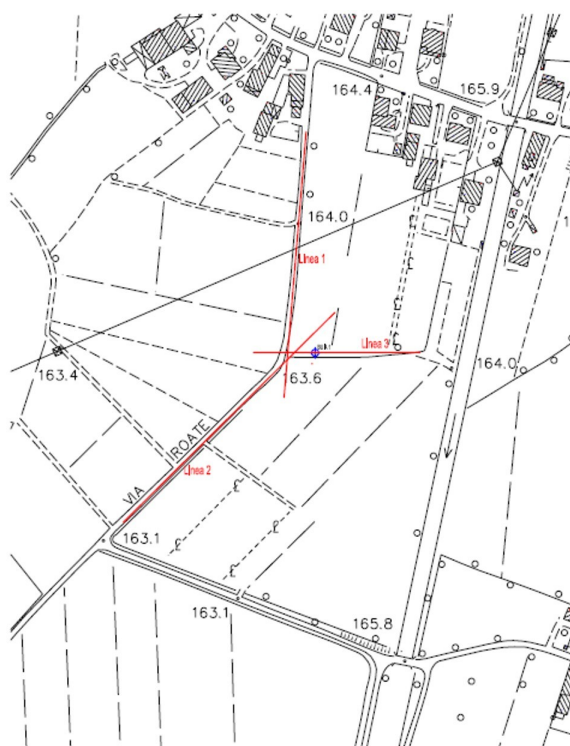


Fig. 3.1.1.2 – Schema dell'acquisizione 2D; in rosso le tre linee acquisite.

3.1.1.2 Tomografia della linea 3

Mostriamo l'inversione tomografica della linea che passa esattamente sopra il pozzo (n. 3). Oltre ai primi arrivi (“common shot”, tacche rosse in fig. 3.1.1.3), è stato individuato un evento riflesso presente su tutti gli scoppi dello stendimento (orizzonte 1 in fig. 3.1.1.3, tacche azzurre). La loro inversione ha prodotto il campo di velocità P di fig. 3.1.1.4, con una zona superficiale, profonda circa 15 m, definita da un gradiente di velocità più o meno continuo su tutta la linea. Sotto tale zona, in corrispondenza di un gradino della funzione di velocità, è stata interpretata una possibile discontinuità, che potrebbe corrispondere alla presenza di un livello di sabbie e ghiaie, visibile tra l'altro nella stratigrafia del pozzo. L'inversione ha infine posizionato l'orizzonte 1 a circa 60 m con una pendenza di circa 10° verso sinistra (a ovest nella sezione), senza sensibili variazioni laterali del campo di velocità nello strato soprastante (con V_p di circa 2.1 km/s). L'attendibilità del modello

tomografico è stata verificata anche attraverso il tracciamento di raggi in modellazione diretta, con il calcolo dei tempi d'arrivo riflessi dell'orizzonte 1, usando la stessa struttura ottenuta dalla tomografia (tacche arancio in fig. 3.1.1.3).

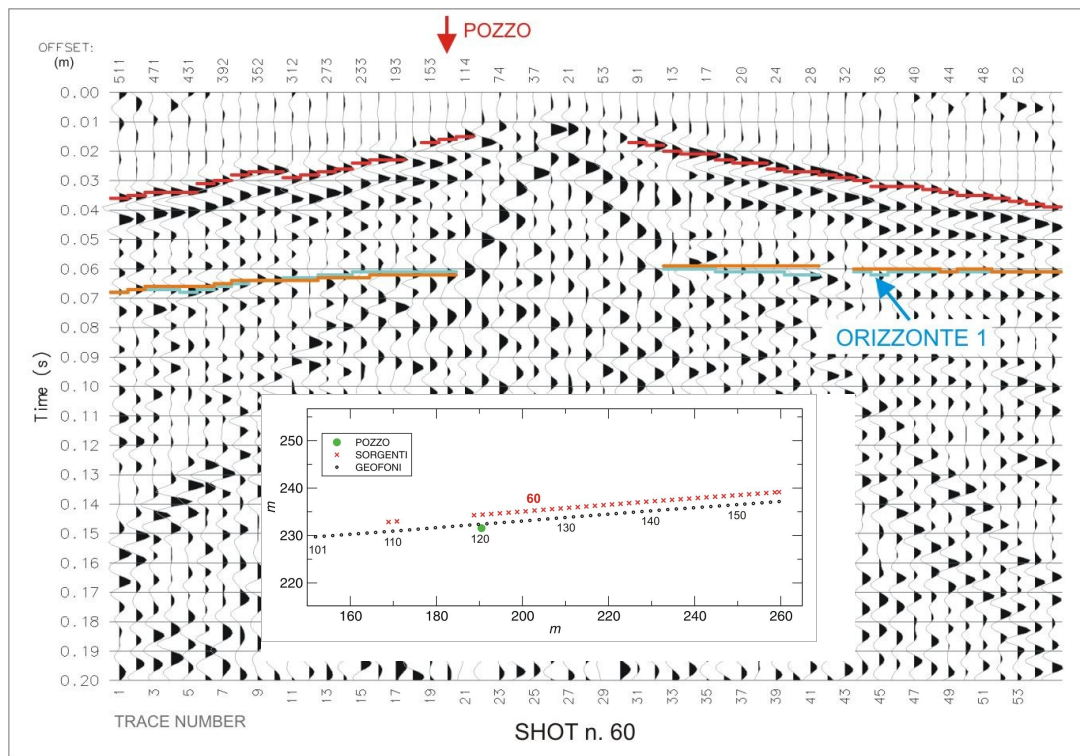


Fig. 3.1.1.3 – Sezione sismica relativa allo scoppio n 60. In rosso il picking relativo ai primi arrivi, in azzurro quello degli arrivi riflessi, corrispondenti all'orizzonte a linea continua nera di fig. 3.1.1.4. In arancio, i corrispondenti tempi riflessi ricalcolati in modalità diretta a partire dal modello tomografico di fig. 3.1.1.4.

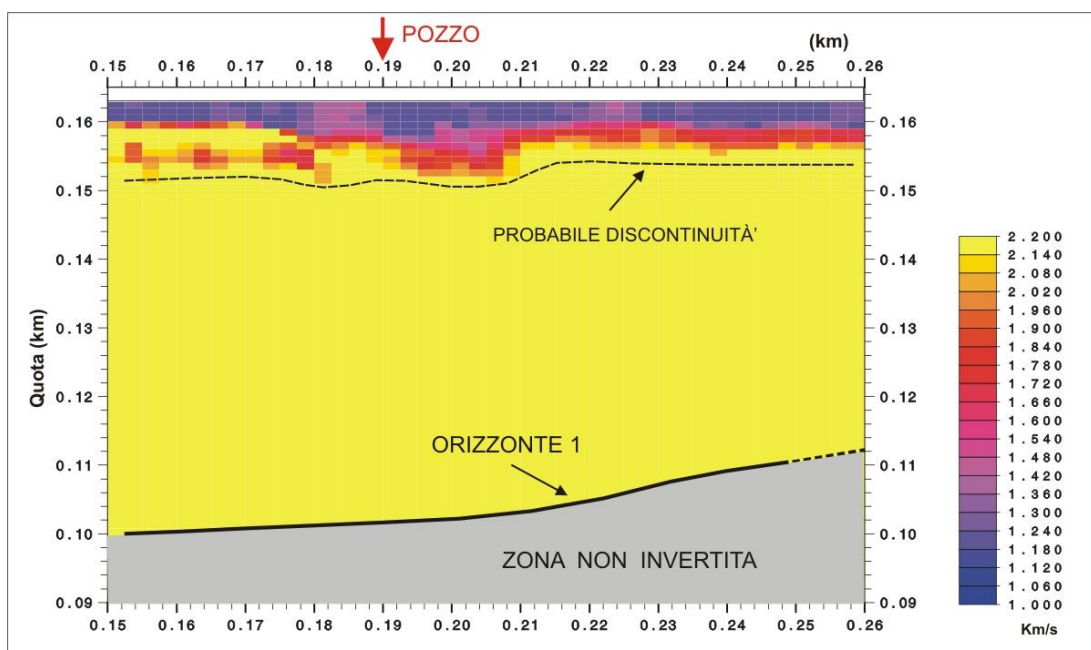


Fig. 3.1.1.4 – Sezione verticale del campo di velocità P ottenuto dall'inversione congiunta dei primi arrivi e degli arrivi riflessi di fig. 3.1.1.3 (tacche azzurre).

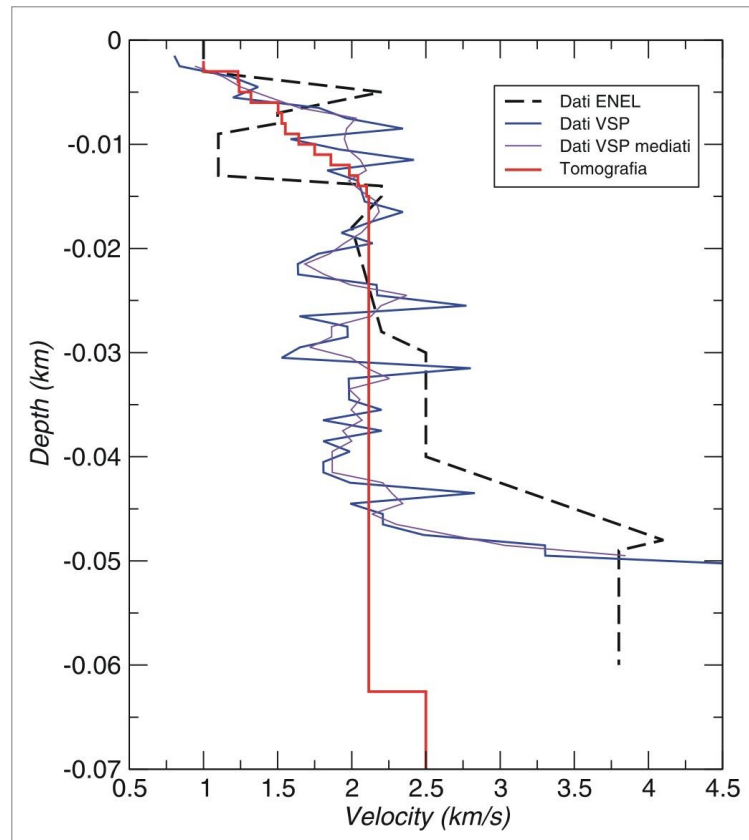


Fig. 3.1.1.5 – Funzioni di velocità per i differenti modelli, in corrispondenza del pozzo.

E' stata applicata l'inversione tomografica anche ai primi arrivi della stessa linea 3 acquisita con sorgente S.

La fig. 3.1.1.6 mostra i primi arrivi S utilizzati per l'inversione presentata in fig. 3.1.1.7 (non è stato possibile individuare eventi riflessi). Il campo di velocità S di fig. 3.1.1.7 mostra un gradiente abbastanza omogeneo, con valori che a -25 m raggiungono i 400-450 m/s circa.

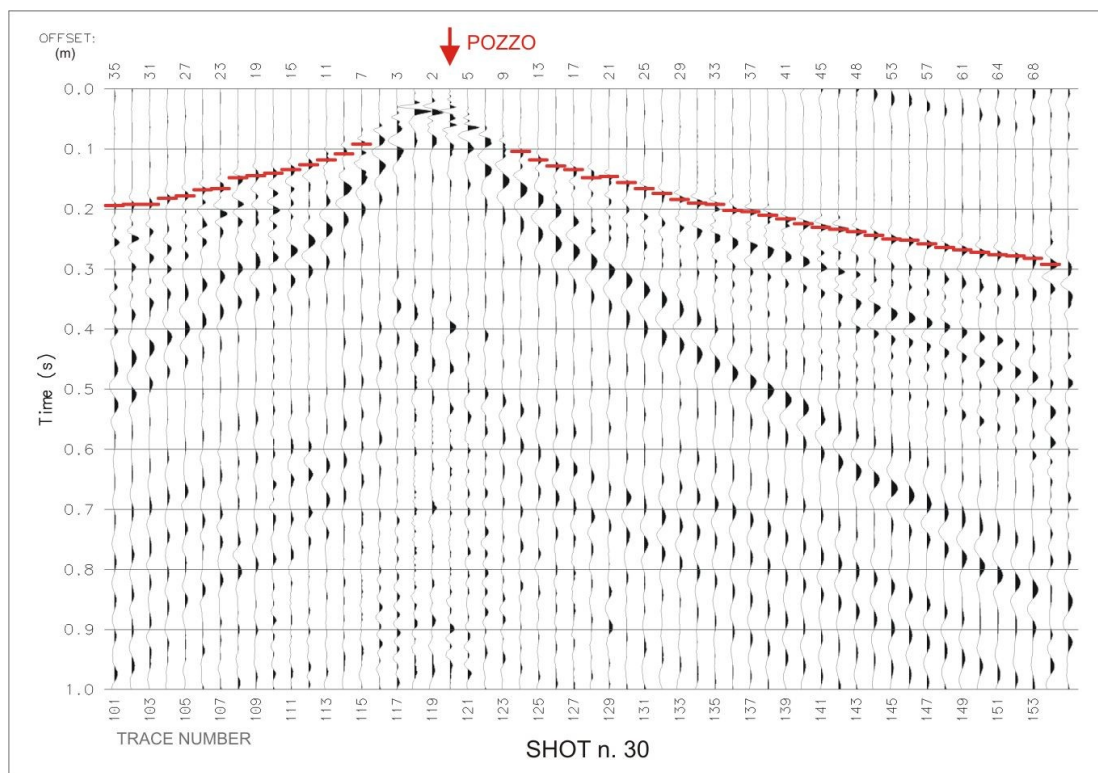


Fig. 3.1.1.6 – Sezione sismica relativa all'energizzazione n 30 della linea 3 acquisita con sorgente S. In rosso il picking relativo ai primi arrivi utilizzati per l'inversione.

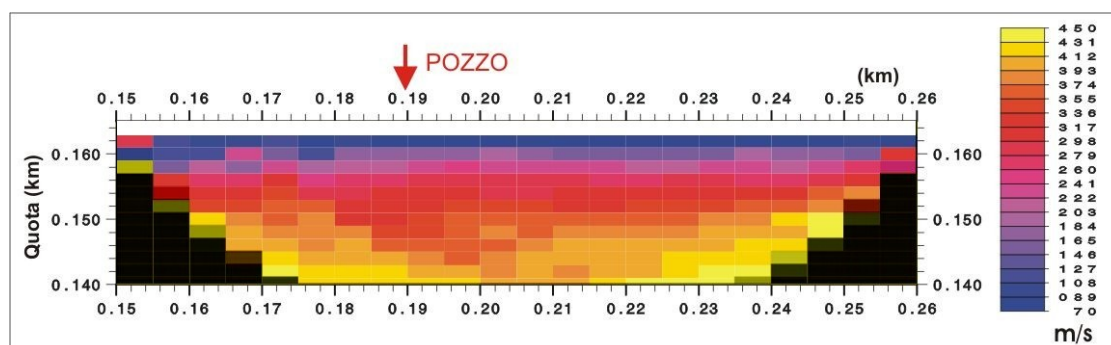


Fig. 3.1.1.7 – Sezione verticale del campo di velocità S ottenuto dall'inversione dei primi arrivi.

3.1.2 MISURE VSP, STENDIMENTI LINEARI, INTERPRETAZIONE (Giorgi e Petronio)

Abbiamo acquisito profili sismici verticali con ricevitore in foro e sorgente in superficie (downhole), utilizzando sia onde P che SH. A scopo integrativo, sono stati eseguiti rilievi sismici di superficie (rifrazione e riflessione), con stendimenti di geofoni 3C da 10 Hz e verticali da 100 Hz ed energizzazioni P ed SH, per definire tramite gli arrivi rifratti le velocità della parte più superficiale e per individuare la presenza e l'andamento di interfacce riflettenti.

Delle due perforazioni esistenti nel sito (cementate con rivestimenti in PVC) si è potuta utilizzare esclusivamente quella ad occidente (usufruibile fino alla profondità di 50 m) in quanto l'altra risultava parzialmente ostruita. I rilievi sono stati realizzati con il sistema di acquisizione telemetrico digitale DMT Summit (24 bit) e con energizzazione a sorgenti impulsive P (martello su piastra) ed SH (martello e traversina) e di tipo non impulsivo P ed SH (minivibratore Minivib I.V.I.

Inc.). Come ricevitori in pozzo sono stati utilizzati lo strumento BHG-2 della Geostuff, costituito da 3 geofoni a 14 Hz con orientamento X-Y-Z e una catena di 6 idrofoni spazati fra loro di 2 m. Sono stati acquisiti profili sismici verticali con offset di 4, 12 e 24 m. I dati sono stati acquisiti con intervallo di campionamento di 0.25 ms con spaziatura in profondità di 1 m. Le registrazioni con sorgente di tipo impulsivo avevano lunghezza di 1024 ms (trigger a corto circuito martello-piastra/traversina, più sincronizzazione, v. oltre). Nel caso del minivibratore sono stati utilizzati degli sweep lineari (10-300 Hz nominali) di lunghezza 10 s. Durante il rilievo è stato eseguito un controllo di qualità dei dati.

La sequenza utilizzata per il montaggio e l'elaborazione dei dati di pozzo ha comportato la conversione dei dati dal formato SEG2 a SU, l'inserimento della geometria nella header e conseguente montaggio dei profili sismici, una rotazione delle componenti orizzontali (acquisizione SH), il picking degli arrivi diretti e infine il calcolo delle velocità intervallari e l'estrazione del campo risalente (riflessioni). I dati acquisiti con sorgente impulsiva (martello sia modalità P che SH) hanno richiesto una sincronizzazione e un'operazione di wave-shaping, eseguita con sensore fisso di superficie, al fine di ottenere velocità intervallari attendibili.

Nella Figura 3.1.2.1 sono riportati i profili sismici eseguiti con onde P ed S con le relative velocità intervallari.

Figura 3.1.2.1 – VSP (offset 4 m) eseguiti con onde P (geofono 3C e martello) ed SH (geofono 3C e martello/traversina) e velocità intervallari puntuali e mediate su tre punti. Le frecce ubicate al di sotto dei dati VSP indicano rispettivamente gli arrivi diretti P (P), le onde di tubo (T) e gli arrivi diretti SH (S).

Oltre ad informazioni sulla presenza di orizzonti riflettenti lungo il profilo del sondaggio, il profilo sismico acquisito in pozzo contiene alcune informazioni riguardanti il volume sotto il fondo del foro. L'individuazione di queste interfacce sismiche è utile nella definizione di un modello di velocità più completo dell'area oggetto di investigazione, permette correlazioni con la geologia e definisce vincoli per le inversioni tomografiche di dati sismici acquisiti in superficie. Nella Figura 3.1.2.2 sono riportati: il profilo del coefficiente di Poisson dinamico lungo il sondaggio ricavato dalle velocità intervallari P ed S; il dato VSP (offset 24 m, idrofoni e martello) con l'indicazione dei principali eventi riflessi; la già nota stratigrafia del pozzo. Nel dato VSP, le riflessioni indicate con le frecce corrispondono a variazioni litologico/formazionali che trovano conferma nel profilo stratigrafico. L'orizzonte riflettente indicato con "a" rappresenta il top di un livello sabbioso mentre "b" rappresenta un'interfaccia che corrisponde ad un aumento delle componenti più fini (sabbie/argille) nella sequenza ghiaiosa. La riflessione indicata con "c" corrisponde al top della formazione terrigena del Flysch eocenico (forse in facies alterata, con velocità inferiore a quella della formazione intatta). La riflessione "d" indica la presenza di un'interfaccia posta al di sotto del fondo del pozzo ad una profondità di circa 60 m forse associabile ad una variazione litologica all'interno del corpo flyschoidale.

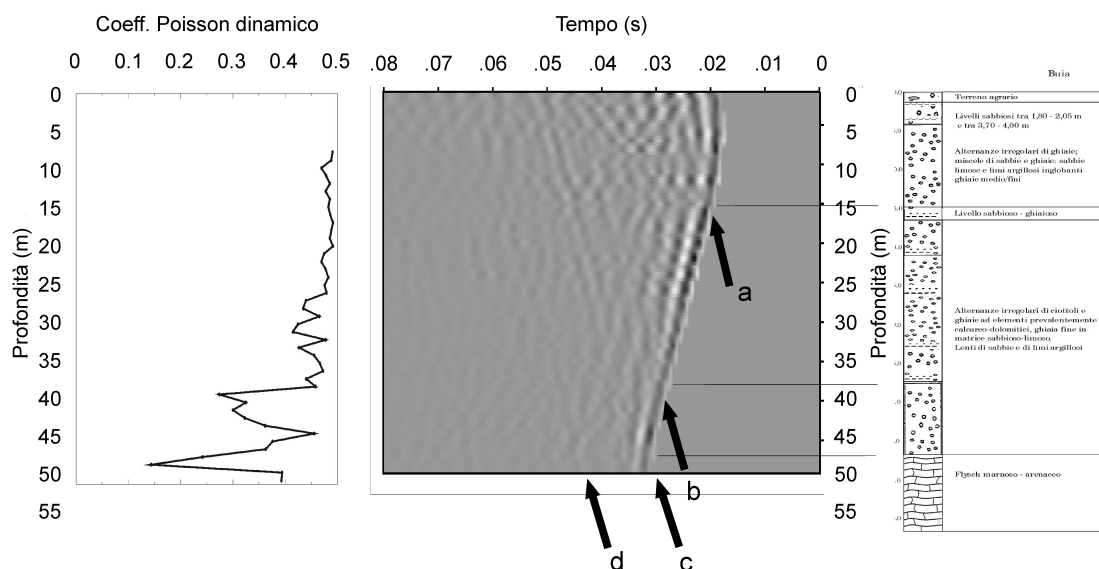


Figura 3.1.2.2 – Profilo verticale del modulo dinamico di Poisson calcolato con le velocità intervallari P ed S e VSP (offset 24 m, filtro passabanda 175-500 Hz) eseguito con onde P (catena idrofoni e martello) confrontato con la stratigrafia del pozzo.

I VSP consentono di ottenere dati di qualità e risoluzione migliori rispetto a quelli ottenibili con rilievi di superficie. Questa prerogativa riveste particolare importanza nei rilievi per obiettivi poco profondi, dove spesso la sismica di superficie non riesce ad essere sufficientemente risolutiva. In presenza di forti contrasti di impedenza acustica ed in favorevoli situazioni di non contaminazione del segnale da parte di rumori coerenti, è possibile distinguere gli eventi riflessi senza particolari elaborazioni (Figura 3.1.2.2). Per evidenziare il campo riflesso (upgoing wavefield) vengono applicate tecniche di separazione dei campi d'onda (filtri mediani, fK, etc.) che consentono la rimozione/riduzione degli eventi discendenti che, in virtù del maggior contenuto energetico, mascherano il campo risalente.

Nella Figura 3.1.2.3 è mostrato il confronto tra il dato sismico ottenuto in pozzo (campo risalente del VSP) e quello di superficie. La maggior risoluzione della sismica di pozzo facilita l'interpretazione stratigrafica delle litologie incontrate dal sondaggio geognostico. L'abbinamento tra il dato VSP e la sismica di superficie consente di estendere lateralmente l'interpretazione e, nel caso in esame, consente di individuare l'inclinazione del top del substrato flyschoidale (immersione verso Ovest).

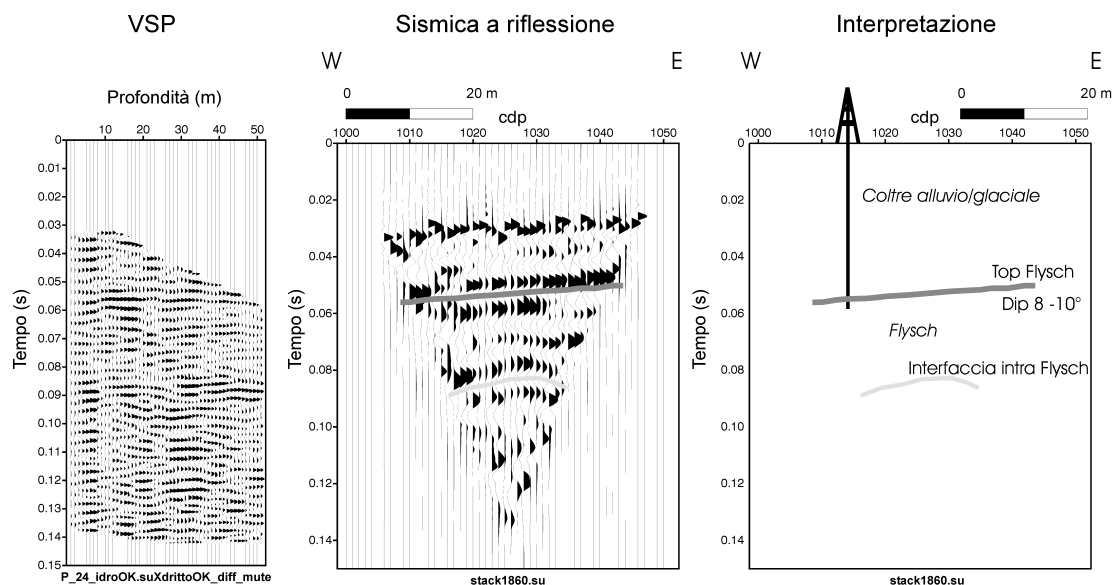


Figura 3.1.2.3 – Il dato VSP a due vie è confrontato con la sezione sismica a riflessione. Il diverso grado di risoluzione ottenibile con le due tipologie di rilievo sismico è evidente.

3.1.3 BLIND TEST MEDIANTE INVERSIONE DI CURVE DI DISPERSIONE

L'UR INGV Roma1 ha contribuito a caratterizzare il sito in termini di profili di velocità e di risposta sismica. E' significativo ricordare che, in accordo con gli scopi del progetto, tutte le esperienze condotte da questa UR erano del tipo blind test, cioè senza tener conto delle informazioni acquisite dalle altre UR.

Inizialmente, si sono analizzati alcuni dati acquisiti dall'OGS con MiniVib e "fionda", geofoni verticali da 10 Hz, 36 canali, intertraccia 2 m, passo di campionamento 1 ms; offset minimo di energizzazione: 1m. Le Figure 3.1.3.1a,b,c mostrano le tre tracce dell'OGS considerate (rispettivamente con sorgente MiniVib senza correlazione, con sorgente MiniVib dopo correlazione con lo sweep della sorgente, con sorgente "fionda"). Le successive curve di dispersione sono state stimate tramite software commerciale ReMi (Louie 2001) (Fig. 3.1.3.2).

Incoraggiati dai risultati ottenuti, è stata eseguita un'ulteriore campagna di misure geofisiche in prossimità del pozzo (Fig. 3.1.3.3) con sistema multicanale Geode (Geometrics) a 72 geofoni verticali a 4.5 Hz, intertraccia 3 m (lunghezza totale della stesa 213 m). Abbiamo registrato vibrazioni simiche prodotte sia da sorgenti attive che passive; in particolare, 6 shots (minibung) eseguiti alle estremità della linea sismica (offset ± 20 m), e 20 spezzoni di rumore sismico ambientale (di 30 s ognuno) con passo di campionamento variabile da 0.125 ms a 2 ms rispettivamente per le sorgenti attive e passive. Inoltre abbiamo registrato 10 tracce da 30 s con campionamento 2 ms utilizzando come sorgente un furgone Ducato che si muoveva in prossimità della fine della stesa. Un esempio di registrazione è riportata in Fig. 3.1.3.3a.

Misure di microtremore sismico sono stati effettuati con sensori a tre componenti (Le3d-5s) e acquisitori Reftek130 in due punti: vicino al pozzo e verso la fine della stesa (v. Fig. 3.1.3.3). Tali dati hanno permesso di stimare i rapporti spettrali H/V (calcolati con procedura Sesame 2001-2004), che mostrano massimi nella banda 1-3 Hz e nell'intorno dei 12 Hz, con ampiezza media di circa 3 (Fig. 3.1.3.4). Le due curve H/V mostrano differenze sopra i 2 Hz come il picco a 3 Hz che compare solo in prossimità del pozzo.

I dati multicanale sono stati elaborati con software ReMi (Louie 2001) ed f-k (G. Milana) ripetendo l'analisi fatta per i dati OGS. Nelle Figg. 3.1.3.5a,b,c,d si mostrano le curve di dispersione ottenute (usando minibung in direzione forward e reverse, Furgone Ducato in direzione reverse, semplice rumore sismico ambientale). La Figura 3.1.3.6 sovrappone le curve di dispersione ottenute nei vari casi. Si nota una buona congruenza nel range di frequenza 7-24 Hz. Le discrepanze per frequenze > 24 Hz - con sorgenti in direzione forward e reverse e nelle due misure H/V di Fig. 3.1.3.4 - potrebbero indicare cambiamenti di velocità nel suolo superficiale lungo la stesa sismica. La curva di dispersione media nel range 7-24 Hz è stata quindi invertita per ottenere profili di velocità rappresentativi usando due diversi algoritmi di inversione (simulated annealing, Pullammanappallil et al., 2003; neighbourhood algorithm, Wathelet, 2005) nell'ipotesi di onde di Rayleigh (moto fondamentale) in un mezzo a strati piani e paralleli.

I fit ottenuti durante l'inversione tra la curva di dispersione misurata (Fig. 3.1.3.6) e curve teoriche vengono mostrati nella fig. 3.1.3.7. I profili Vp e Vs sono in fig. 3.1.3.8. Quelli Vs sono caratterizzati da buona risoluzione nei primi 15 m, con un contrasto di velocità da circa 400 m/s a 900 m/s. Oltre i 15 m, i modelli presentano valori di Vs e spessori molto diversi a causa della non unicità della soluzione (trade-off tra spessori e velocità degli strati). Se confrontate con i risultati del cross-hole ENEA-ENEL, le Vs da inversione (fig. 3.1.3.8) indicano velocità più alte a profondità oltre i 20 m. Il passaggio da ghiaie/sabbia a Flysch marnoso-arenaceo (individuato a circa 50 m nella stratigrafia dei sondaggi) potrebbe essere associato ad un incremento di velocità osservato su alcuni modelli ottenuti dall'inversione (ad esempio il modello verde di Fig. 3.1.3.8).

La fig. 3.1.3.9 mostra il confronto tra la risposta 1D di un modello viscoelastico (basato sul profilo Vp e Vs in color verde di Fig. 3.1.3.8) e i rapporti spettrali H/V di rumore (di Fig. 3.1.3.4). Il confronto mostra come i nostri risultati non riproducano le amplificazioni alle basse frequenze (<6 Hz) verosimilmente a causa di contrasti di velocità profondi oltre il potere risolutore delle nostre indagini geofisiche. Tuttavia i risultati delle procedure di inversione potrebbero migliorare introducendo ulteriori informazioni indipendenti (ad esempio vincolando gli spessori del bedrock sismico o la frequenza di risonanza del sito dai dati di terremoti).

Bibliografia citata in 3.1.3.

Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays - John N. Louie, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2001, vol. 91, no. 2 (April), p. 347-364

SESAME: Site Effects using Ambient Excitations, (2001-2004). <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

Comparative Study of the Refraction Microtremor (ReMi) Method: Using Seismic noise and

standard P-wave refraction equipment for deriving 1-D S-wave profiles – S. Pullammanappallil, B. Honjas, J. Louie, J. A. Siemens, and H. Miura. Presented at the *6th international SEG-J conference*, Tokyo, Japan, January 2003

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface waves inversion, Ph.D. Thesis, University of Liege, Belgium, 177 pp.

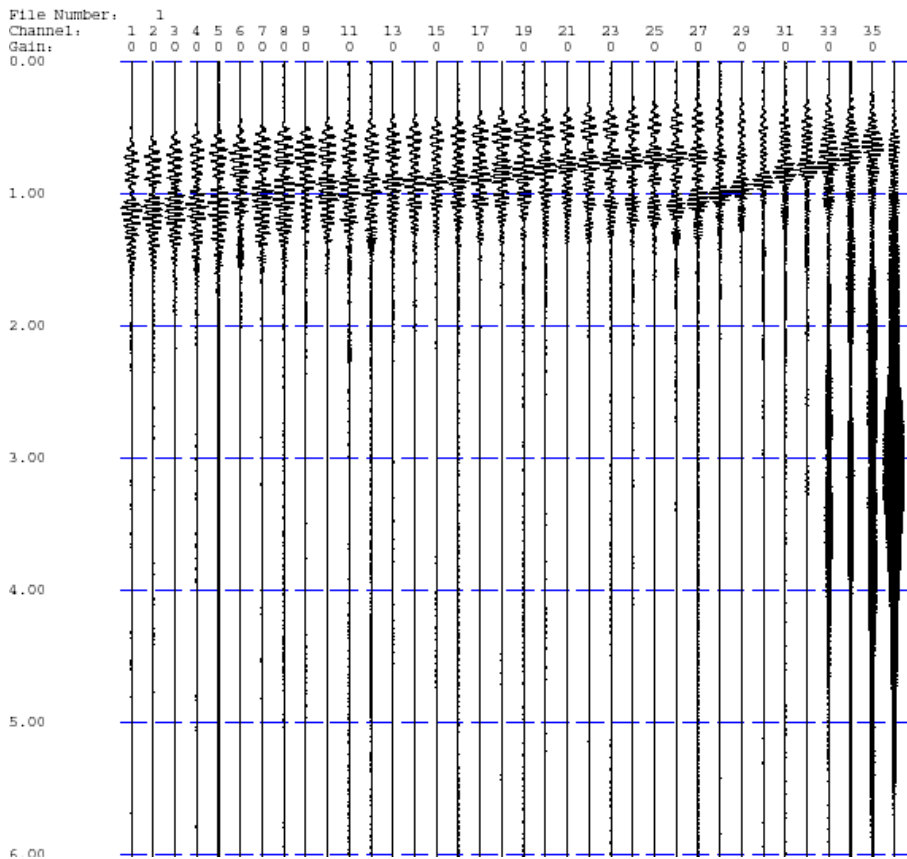


Figura 3.1.3.1a. Traccia OGS con Sorgente Minivib

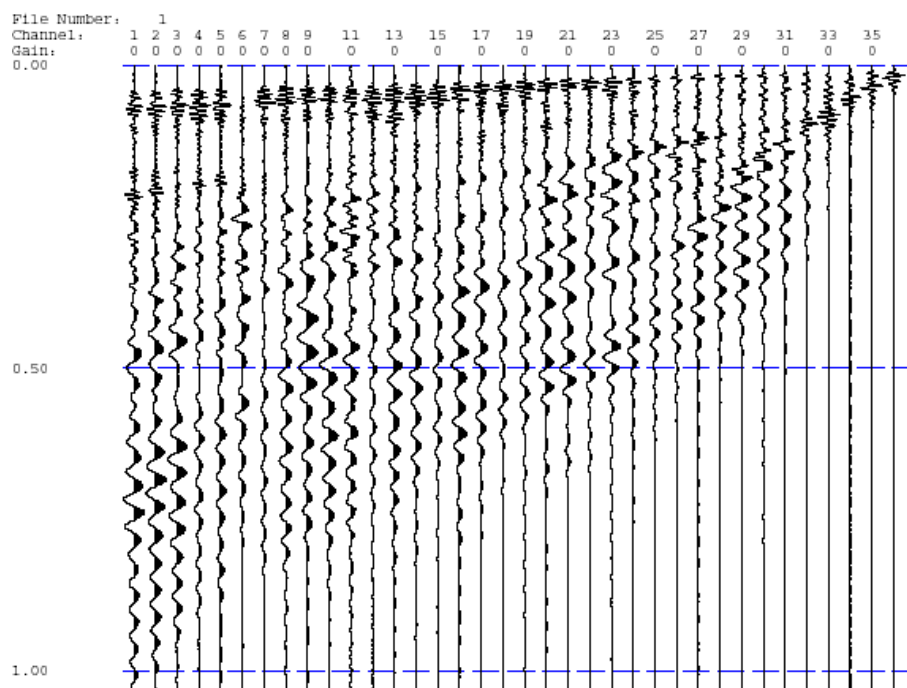


Figura 3.1.3.1b. Traccia 1a dopo correlazione con sweep della sorgente

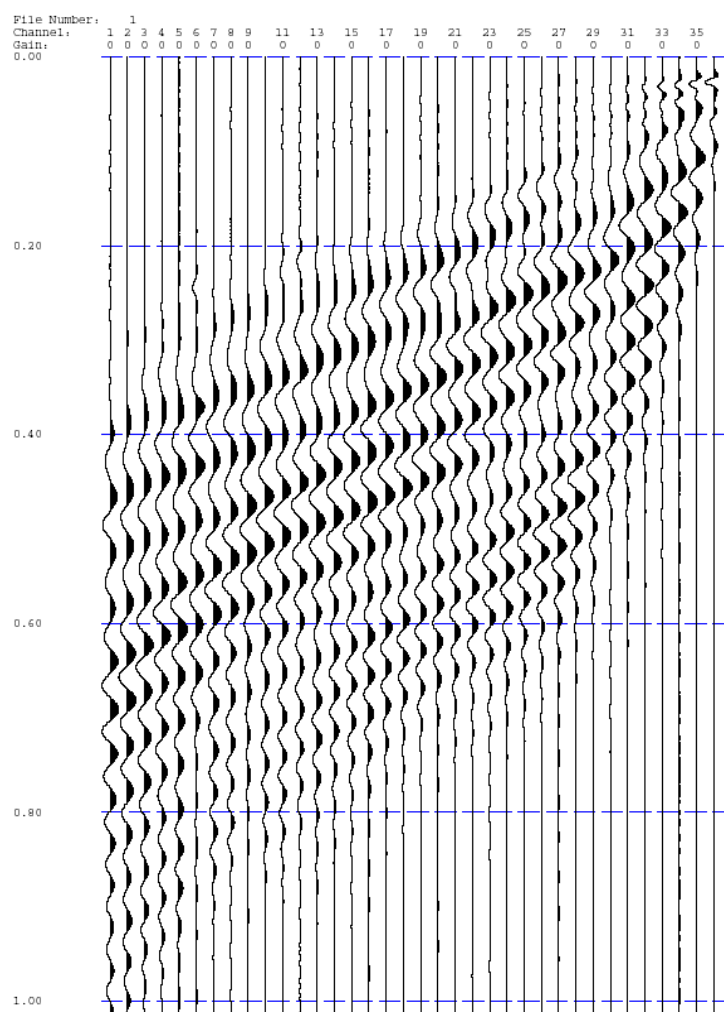


Figura 3.1.3.1c. Traccia dell'OGS con sorgente fionda

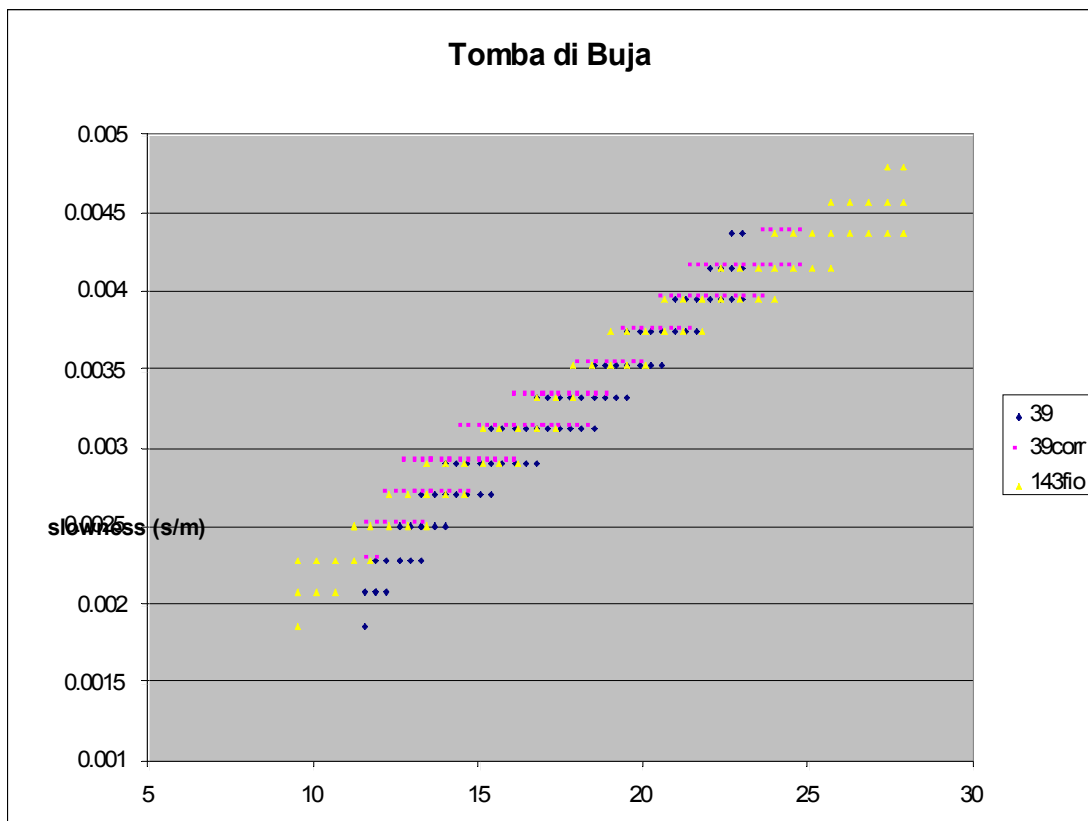


Figura 3.1.3.2. Curve di dispersione ottenute dalle registrazioni dell' OGS. In blu la traccia con sorgente Minivib, in viola la stessa traccia dopo la correlazione con lo sweep della sorgente, in giallo la traccia utilizzando la fionda come sorgente

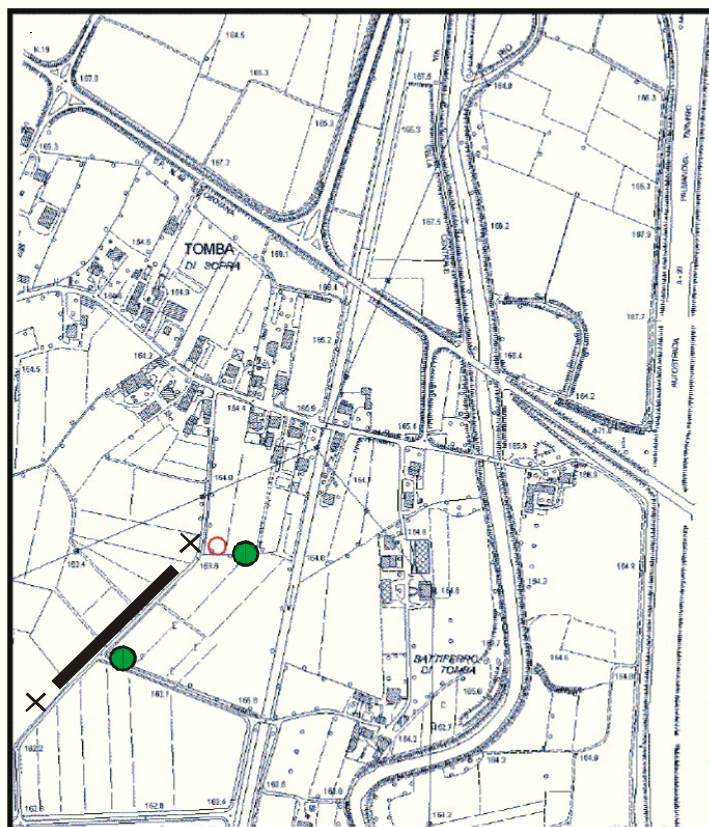


Figura 3.1.3.3. Sito Buja. La Posizione del pozzo ENEA_ENEL è indicato dal cerchio rosso, le due misure di rumore con sensore a tre componenti dai cerchi verdi, la linea nera indica la stesa sismica a 72 canali (lunghezza 213 mt), le due croci le posizioni degli shots con cannoncino (offset di 20 mt).

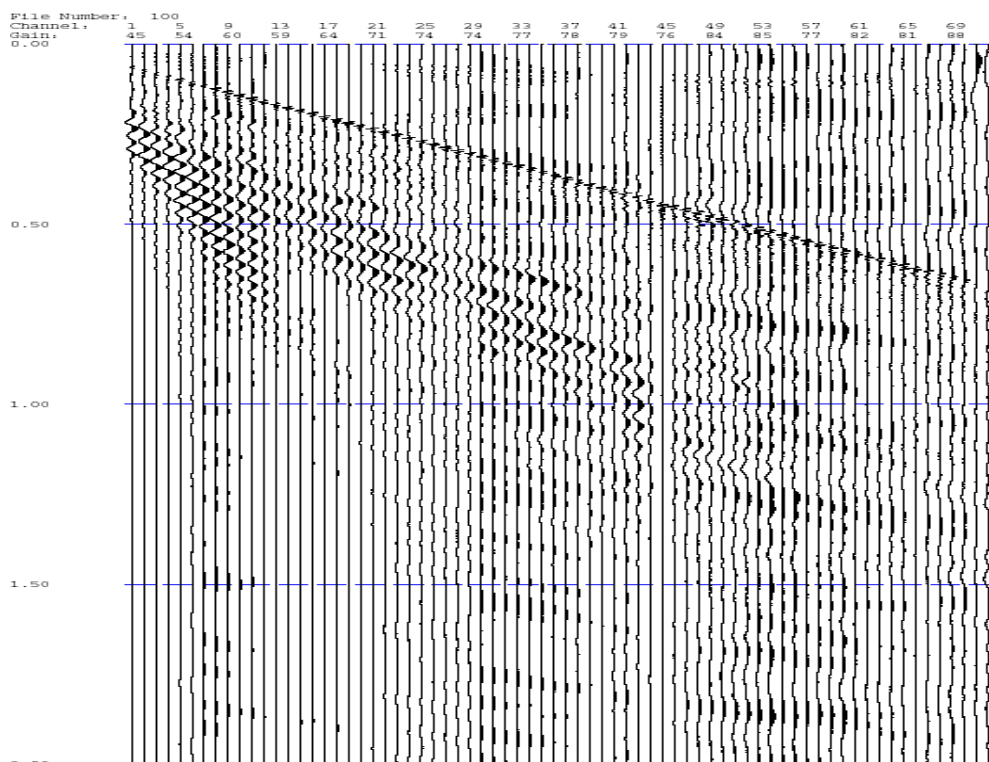


Figura 3.1.3.3a. Esempio di registrazione con multicanale a 72 geofoni verticali (shot con minibang con offset -20 mt dal primo geofono),

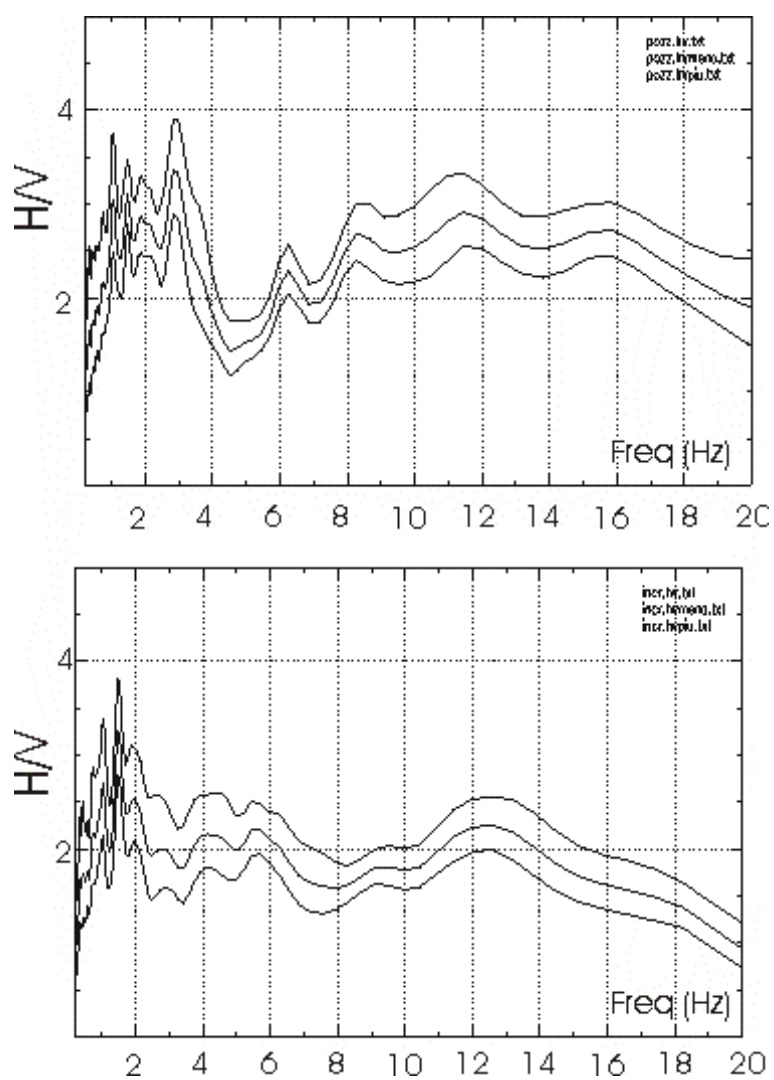


Figura 3.1.3.4. H/V del rumore sismico ambientale per le due misure eseguite (top e bottom rispettivamente vicino al pozzo e verso la metà dello stendimento; vedi Fig. 3).

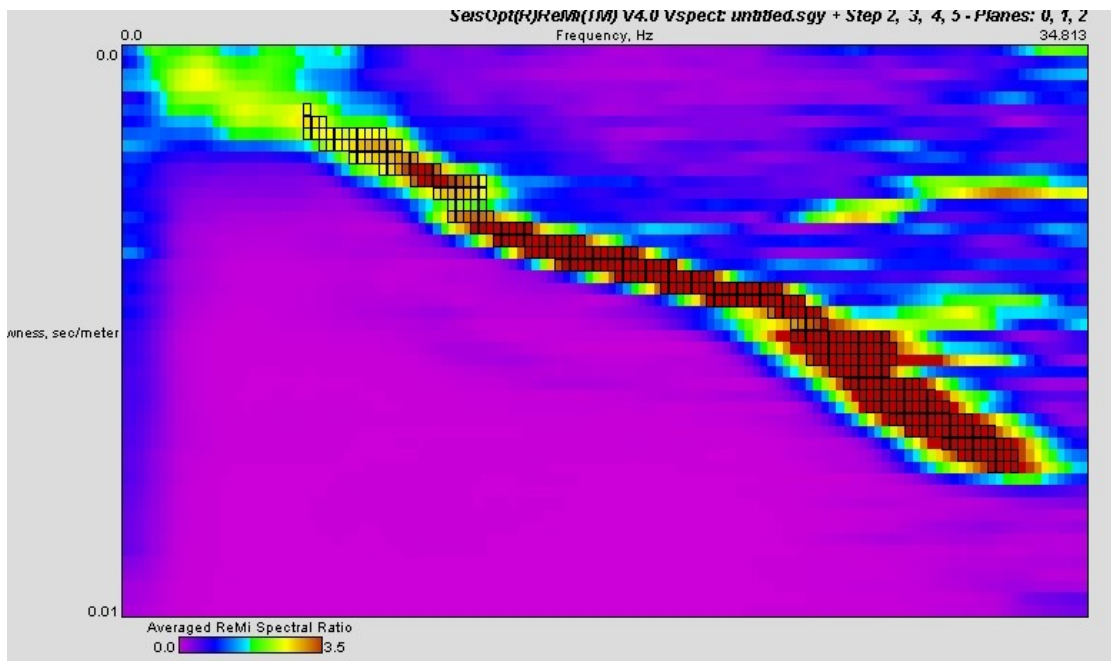


Figura 3.1.3.5a. Stack dei tre shots con sorgente Attiva Forward. I quadrati in nero indicano la curva di dispersione piccata.

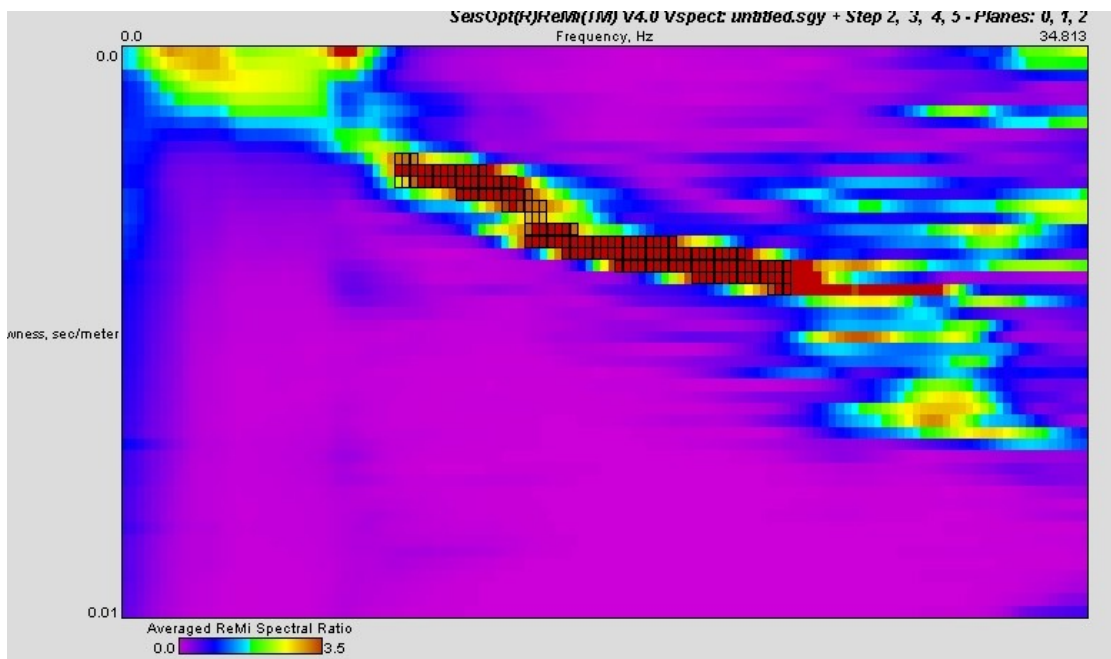


Figura 3.1.3.5b. Stack dei tre shots con sorgente Attiva Reverse.

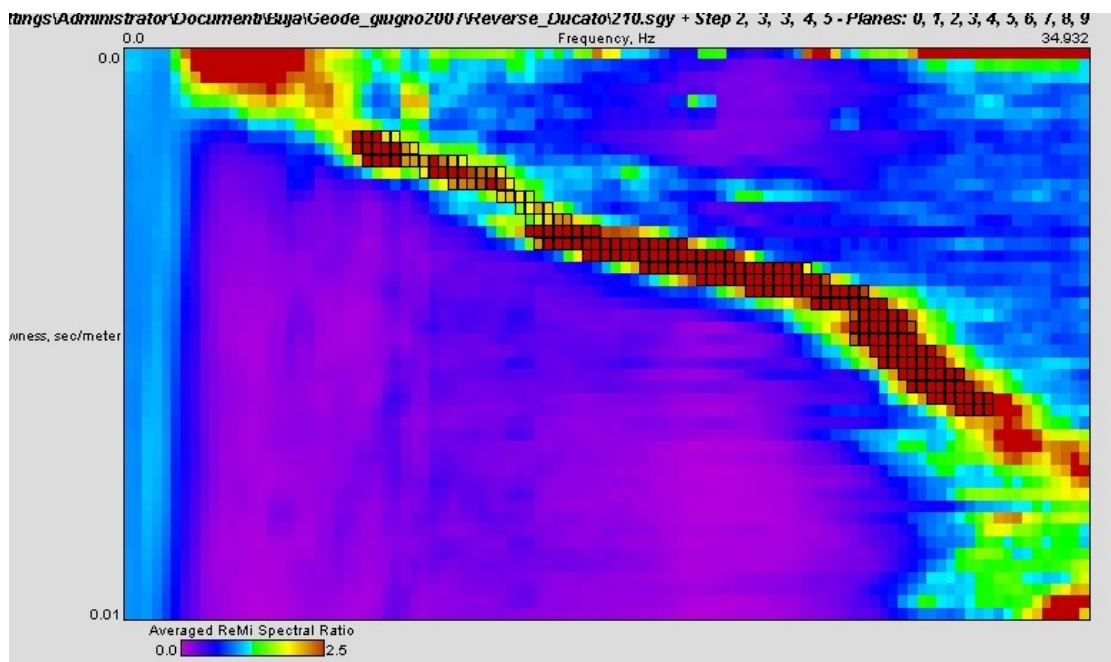


Figura 3.1.3.5c. Stack delle registrazioni usando come sorgente il Furgone Ducato (reverse).

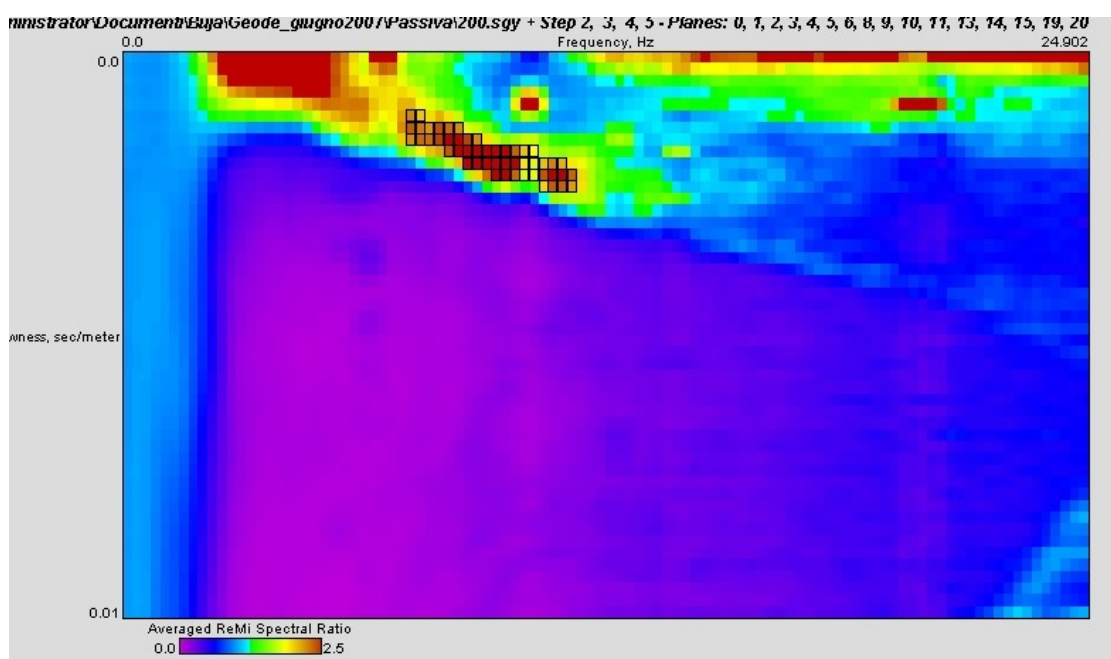


Figura 3.1.3.5d. Stack delle registrazioni utilizzando come sorgente il rumore sismico ambientale (both direction).

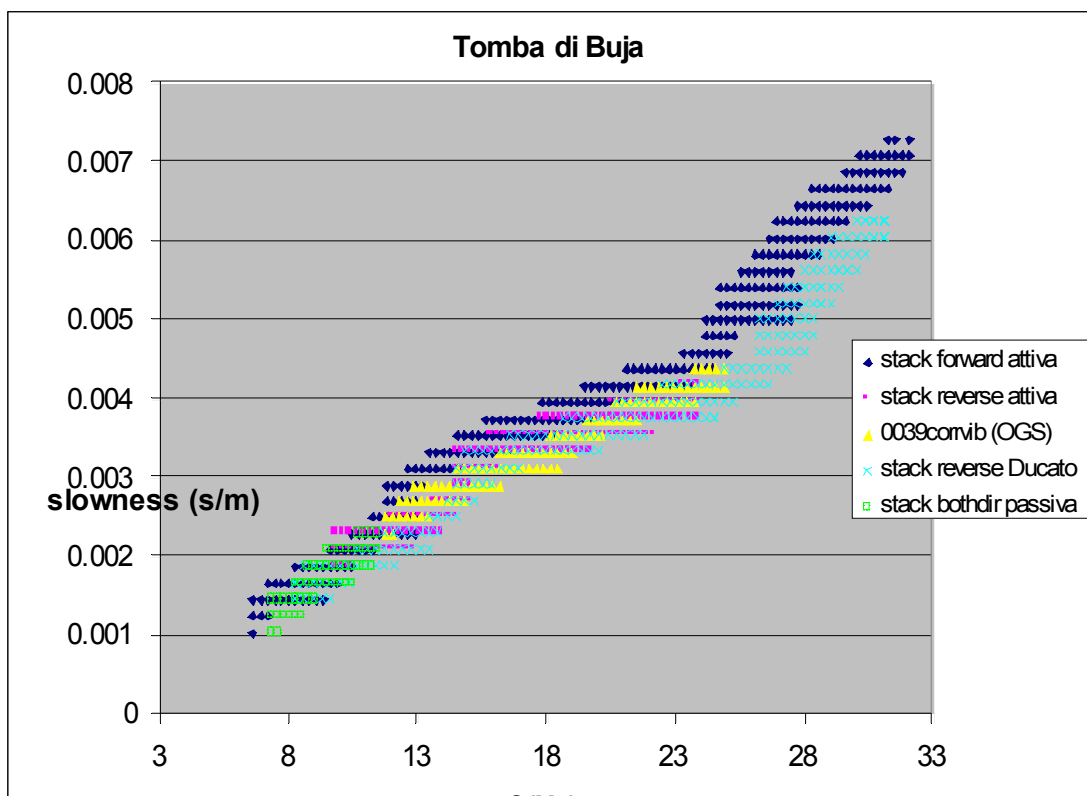


Figura 3.1.3.6. Curve di dispersione sovrapposte. In blu lo stack dei 3 shots in direzione forward, in viola lo stack dei 3 shot in direzione reverse, in giallo la curva di dispersione dal dato dell'OGS (correlato con lo sweep della sorgente), in celeste lo stack delle 10 tracce utilizzando il Ducato come sorgente, in verde lo stack delle 20 tracce utilizzando rumore sismico ambientale

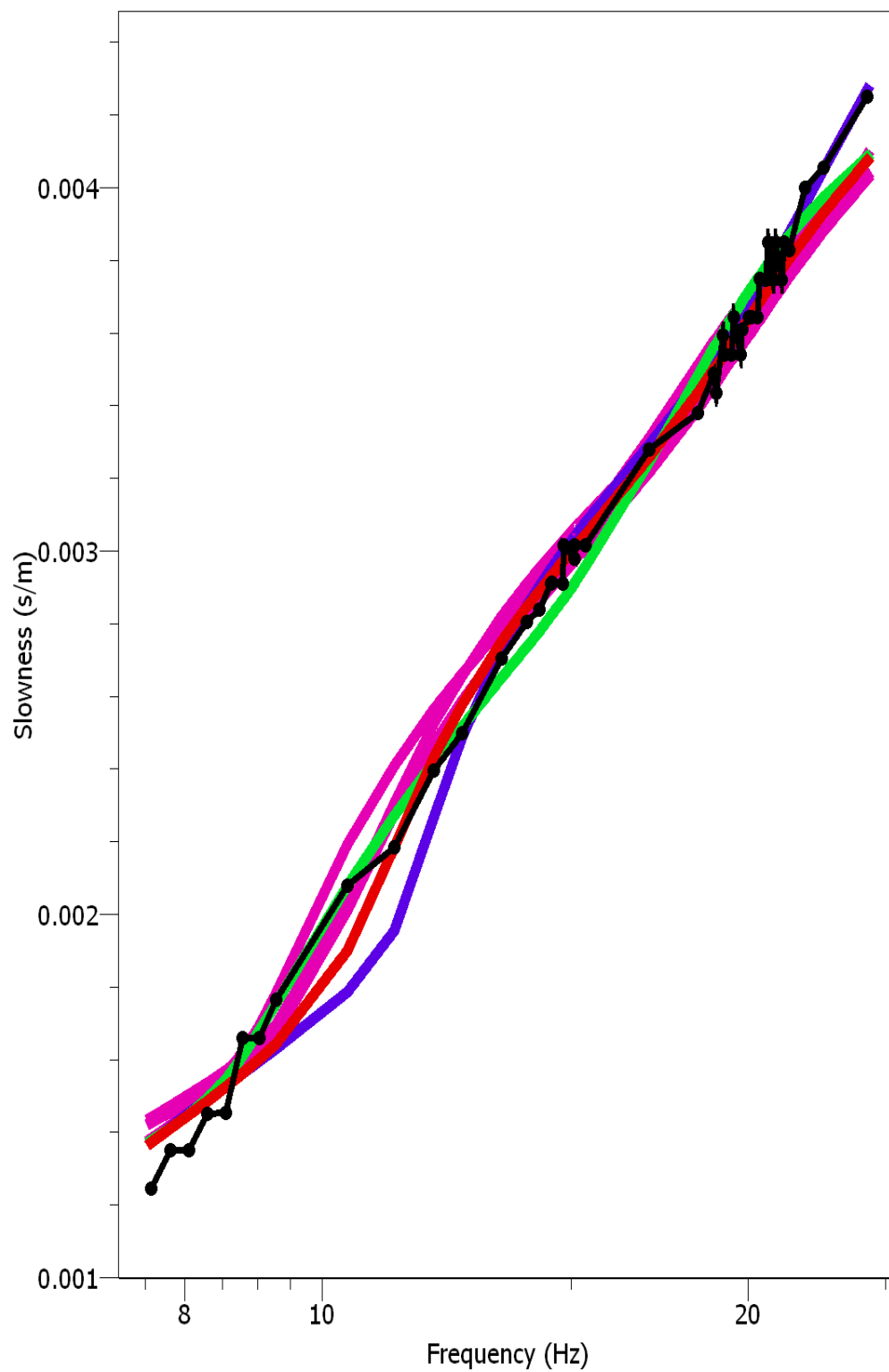


Figura 3.1.3.7. In nero la curva di dispersione misurata (ottenuta come media dalla Figura 6 nel range 7-24 Hz) sovrapposta alle curve di dispersione calcolate durante l'inversione (il colore è proporzionale al misfit ottenuto).

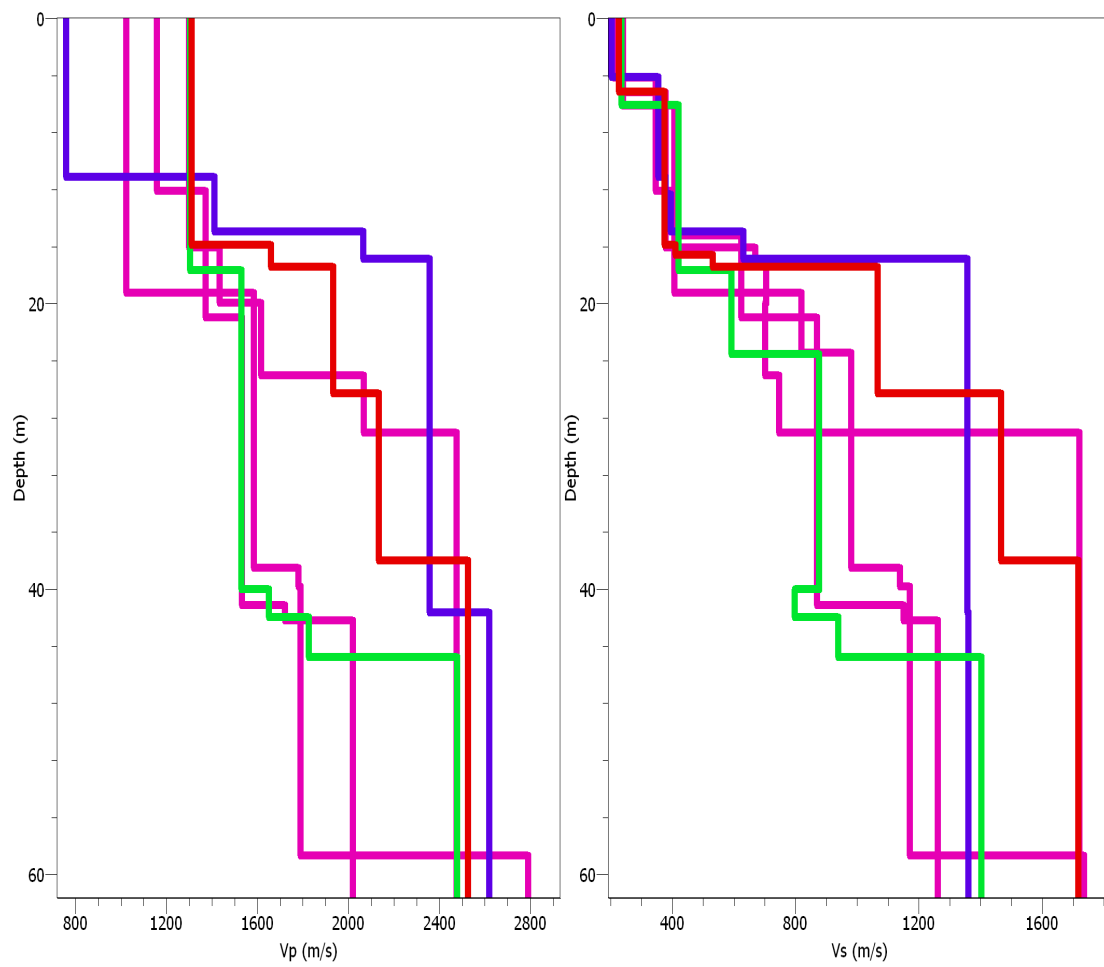


Figura 3.1.3.8. Profili di V_p e V_s ottenuti durante l'inversione (il colore è proporzionale al misfit ottenuto).

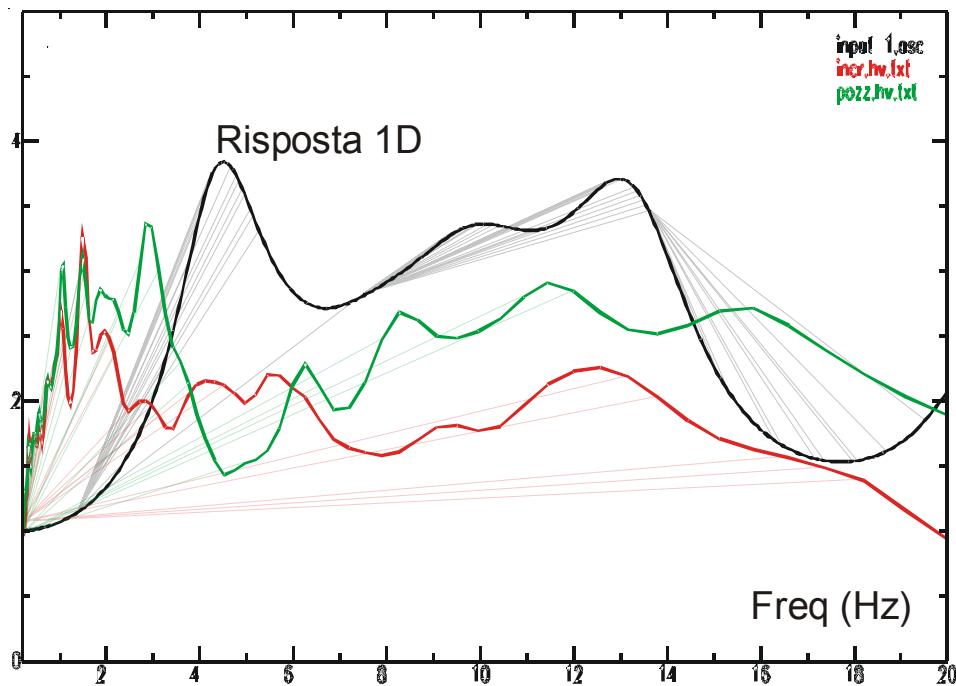


Figura 3.1.3.9: Confronto fra gli H/V ottenuti dal rumore sismico (curve rosso e verde, vedi fig. 4) e risposta teorica 1D da modello viscoelastico con incidenza verticale (curva nera).

3.1.4 RISPOSTE SISMICHE COMPARATE (Sirovich)

3.1.4.1 Registrazioni e dati disponibili, scopo dell'esperimento

L'esperimento ha utilizzato registrazioni di terremoti forti e deboli disponibili nei due siti accelerometrici ENEA-ENEL di San Rocco (su roccia, usate come forzanti a Tomba di Buja) e di Tomba di Buja (Friuli; sito in pianura, giudicato adatto a modellazione 1D). Lo scopo dell'esperimento era anche di verificare fino a che punto modelli di calcolo via via più dettagliati (basati su informazioni geofisiche di diversi dettaglio e costo) fossero in grado di riprodurre la risposta sismica del sito. Erano disponibili le stratigrafie e le misure di V_p e di V_s di due sondaggi cross-hole (vedi ubicazione e dati originali in figura), tradizionali prospezioni sismiche a rifrazione di tipo commerciale, profili VSP, misure down-hole e tomografie 2D a rifrazione-riflessione. Andava pure verificata l'accuratezza raggiungibile mediante la semplice applicazione della cosiddetta VS30 prevista dalla normativa. In sostanza, un risultato applicativo atteso era la stima di quanto conviene spendere in un sito come questo per raggiungere un'accettabile valutazione della sua risposta sismica. Siccome la formulazione di modelli sulla base di misure sperimentali incomplete (es.: in genere è difficile disporre di misure dei pesi di volume dei terreni) comporta un margine di soggettività, le stesse misure sono state anche interpretate da esperti diversi nonché tratte da due perizie professionali anonime. Il sito è stato quindi schematizzato con 7 modelli 1D di accuratezza e costo crescenti a partire dal modello sottinteso dalla normativa (copertura di 30m di spessore con V_s media stimata in modo approssimativo).

Tutte le modellazioni sono state eseguite con il pacchetto "Shake2000" (G.A.Ordóñez, revisione 2006).

3.1.4.2 Risultati dell'esperimento

Commentiamo qui i risultati delle modellazioni eseguite con le forzanti della Tabella 3.1.4.1, registrate a San Rocco e fatte propagare dal bed-rock di Tomba di Buja (entrambe le componenti).

L'efficacia di ciascuna modellazione viene valutata per confronto fra serie e spettro calcolato in superficie a Buja e registrazione sperimentale ivi disponibile.

Data	ora (GMT)	Latit.	Longit.	Località	Magnitudo
15 ottobre 1996	09:56	44.763°	10.605°	Rimini	Ml 5.1 [MedNet]
30 luglio 1997	21:57	46.271°	13.039°	Trasaghis-Friuli	Md 2.5 [GNDT]
11 settembre 1976	16:35	46° 16,4'	13° 16,0'	Lusevera-Friuli	M 5.6 (OGS)
15 settembre 1976	03:15	46° 16,9'	13° 10,3'	Artegna-Friuli	Me 5.8 (OGS)

Tabella 3.1.4.1.

Per l'ubicazione del sito accelerometrico ENEA-ENEL di Tomba di Buja e per stratigrafia e profilo cross-hole, rifarsi alle Figg. 3.1.1 e 3.1.2.

Tabella 3.1.4.1. Risultati risultati esposti nel seguito.

evento 97/07/30	freq. NS [Hz]	max a freq. [Hz]	PGA NS [gx1000]	freq. EW [Hz]	max freq. [Hz]	PGA EW [gx1000]
VS30	6.5-14	10.5	0.21	/	/	/
Sismica1 300 m/s	4-16	9	0.18	/	/	/
Sismica2 450 m/s	6-16	10	0.205	/	/	/
Sirovich6	6-18	9	0.28	/	/	/
Giorgi6	6-17	9	0.31	/	/	/
Sirovich8	6-18	9	0.275	/	/	/
Accaino11	6-17	9.5	0.265	/	/	/
evento 96/10/15	freq. NS [Hz]	Max a freq. [Hz]	PGA NS [gx1000]	freq. EW [Hz]	max freq. [Hz]	PGA EW [gx1000]
VS30	0.8-4	1.2	0.39	0.8-4	1.2 e 1.7	0.36
Sismica1 300 m/s	0.7-4	0.9	0.27	0.6-4	0.8	0.27
Sismica2 450 m/s	0.8-5	1.5	0.41	0.9-4	1.7	0.46
Sirovich6	0.8-5	1.3	0.51	0.9-5	1.7	0.53
Giorgi6	1-5	2	0.57	1-5	1.8	0.63
Sirovich8	0.7-6	1.2	0.4	0.8-5	1.3	0.4
Accaino11	0.75-5	1.3	0.41	0.75-5	1.3	0.39
evento 76/09/15	freq. NS [Hz]	Max a freq. [Hz]	PGA NS [g]	freq. EW [Hz]	max freq. [Hz]	PGA EW [g]
VS30	1.8-11	2.5 e 5	0.074	2-10	4	0.190
Sismica1 300 m/s	1.2-9	4 (-7)	0.084	3-8	4	0.162
Sismica2	1.6-12	6	0.079	2-9	3(ampio)	0.191

450 m/s						
Sirovich6	2-12	6	0.130	2-10	3	0.301
Giorgi6	2.2-11	6	0.155	2-9	4	0.31
Sirovich8	1.6-12	6	0.121	2.5-9	4	0.290
Accaino11	1.6-11	6	0.118	2.5-9	4	0.290
evento 76/09/11	freq. NS [Hz]	max a freq. [Hz]	PGA NS [g]	freq. EW [Hz]	max a freq. [Hz]	PGA EW [g]
VS30	2-11	8	0.116	2-11	5.5	0.152
Sismica1 300 m/s	1.2-12	7(ampio)	0.098	2.5-10	4	0.125
Sismica2 450 m/s	1.7-13	7(ampio)	0.115	2-14	5.5	0.152
Sirovich6	2-15	5	0.186	2.5-12	5	0.230
Giorgi6	2.3-15	7	0.180	2.5-14	3-5	0.294
Sirovich8	2.5-14	5-7	0.16	2.6-11	5	0.215
Accaino11	2-14	5-7	0.15	2-10	5	0.215

Tabella 2.

Iniziamo il commento dai due eventi di bassa energia.

97/07/30

Registrato a Buja NS 0.00022 g; [componente EW eliminata causa probabile effetto diafonico dalla NS]

I primi tre modelli, i più semplici, danno PGA vicine a quella registrata. I modelli più complessi sovrastimano del 30% circa.

La registrazione di S. Rocco, usata come forzante, ha frequenze un po' più basse della registrazione a Buja. E' quindi purtroppo ragionevole che nessuno dei modelli riesca a replicare bene lo spettro sperimentale a Buja. Le risposte in frequenza dei primi due modelli sono leggermente più basse degli altri, ma i massimi sono comunque fra i 9-10,5 Hz, mentre lo spettro di riferimento è molto piccato a 11 Hz.

96/10/15

Registrato a Buja NS 0.00031 g; EW 0.00046 g

In questo caso, per la componente NS, sono i primi due modelli, i più semplici, a dare PGA vicine a quella registrata. Avviene grossomodo il contrario invece per la componente EW.

Entrambe le componenti registrate a S. Rocco, usate come forzanti, hanno energia fra 0.7-0.8 e 12-14 Hz circa. Le registrazioni a Buja perdono un po' di energia in bassa frequenza e tende ad emergere, ma poco, un massimo a circa 2.4-3 Hz (quindi, a frequenza un po' più alta di quella del forte effetto di sito misurato nel settembre 1976; vedi nel seguito). Dal punto di vista sperimentale, il sito sembra abbastanza trasparente a questa sollecitazione. Viceversa, tutti i modelli utilizzati rispondono prevalentemente fra 0.7-0.8 e circa 4 Hz (per i primi due) e fra 0.7-0.8 e circa 5-6 Hz per quelli più dettagliati. Come si vede, quindi, tutti i modelli comprimono gli spettri verso le frequenze basse. Degno di nota appare il comportamento della componente EW dei modelli Sismica2, Sirovich6 e Giorgi6, che amplificano fra 1 e 2 Hz.

I due eventi di energia relativamente alta mostrano una casistica significativamente diversa dalla precedente ed assai complessa (*incidentalmente: motivo per cui il sito è diventato oggetto di studio*). Sia per l'11 che per il 15 settembre '76, le forzanti di S. Rocco sono ricche di energia fino a 13-15 Hz, ma portano segnale anche sotto 1-2 Hz; ed in entrambi i casi le componenti EW sono più energetiche delle NS. Le registrazioni di Buja mostrano le caratteristiche già notate a suo tempo: al

contrario di S. Rocco, le componenti NS sono più energetiche delle EW; emerge inoltre fortemente un effetto di sito fra 1.5 e 1.8 Hz circa, restando però ancora significative anche le componenti in alta frequenza. Fa eccezione la componente NS dell'11 settembre, in cui l'effetto di sito emerge fortissimo e le frequenze superiori a circa 3-4 Hz – pur presenti con ampiezze simili alle componenti EW sia di Buja che di S. Rocco - risultano poco evidenti perché sovrastate dal largo picco centrato su circa 1.8 Hz.

A fronte di ciò, si osserva il seguente comportamento dei modelli (ricordiamolo: *lineari*).

76/09/15

Registrato a Buja NS 0.11 g; EW 0.096

I primi tre modelli, i più semplici, sottostimano le PGA delle componenti NS di circa il 25%, mentre i più complessi le sovrastimano del 7-40%. Inusuale il comportamento delle componenti EW, per le quali tutti i modelli sovrastimano fortemente l'evidenza empirica fornita dalla registrazione strong motion.

In frequenza, si verifica un certo incremento di ampiezza spettrale attorno alla frequenza di circa 2 Hz od un po' superiore, ma il citato forte effetto di sito non viene riprodotto, né si verifica quindi il ridimensionamento delle frequenze più alte, come invece è accaduto in natura.

76/09/11

Registrato a Buja NS 0.23 g; EW 0.11

Quanto alle PGA registrate e calcolate da modelli, la situazione è simile a quella descritta per l'evento precedente, con le sottostime in NS e considerevoli sovrastime in EW. Anche in frequenza, la situazione è simile a quella descritta per l'evento precedente, con il citato effetto di sito lungo la NS, che non viene riprodotto da nessun modello.

3.1.4.3 Conclusioni

La non lontana chiesa di Tomba di Buja soffrì nel 1976 di danni causa la presenza - in posizione asimmetrica al di sotto delle fondazioni - di una lente di torba spessa parecchi metri. Anche se il sondaggio Enel (Fig. 3.1.4.1) non ha attraversato questo tipo di materiale, rimaneva l'ipotesi che nelle immediate vicinanze del sito potesse trovarsi un'altra grossa lente di torba; si tratta infatti di depositi, che possono avere estensione areale e spessori assai variabili anche per distanze brevissime, in dipendenza dei tipici ambienti di sedimentazione continentali. Le prospezioni sismiche eseguite nel corso del progetto non hanno comunque evidenziato, al di sotto della stazione accelerometrica ENA-ENEL, né corpi a bassissima velocità né altre situazioni stratigrafiche 2D o 3D tali da lasciar intravedere cause di questo tipo per gli effetti di sito, che sono invece chiaramente presenti nelle sopracitate due serie di registrazioni del settembre 1976.

I modelli più dettagliati forniscono amplificazioni delle PGA da doppie a triple lungo le componenti EW, rispetto alle registrazioni di S. Rocco, usate come forzanti, mentre in natura sono le PGA NS di Buja (portate dalla citata frequenza un po' inferiore a 2 Hz) ad essere più alte (non più del doppio) rispetto alle corrispondenti di S. Rocco. Ovviamente, con la complicazione che, nel caso delle due scosse del 1976 e di quella di Rimini, la distanza fra le stazioni di S. Rocco e di Buja poteva venire considerata piccola rispetto alla distanza dalla sorgente, mentre non può dirsi altrettanto per la scossa debole locale del luglio 1997; in questo caso, quindi, non è detto che la registrazione di S. Rocco potesse legittimamente venire adottata come forzante per Buja.

Causa le incertezze generali intrinseche nei dati di validazione, non è stato possibile valutare l'influenza del margine di soggettività nell'interpretazione delle stratigrafie sismiche, citato nell'introduzione.

Dal punto di vista della risposta del sito, crediamo che la spiegazione degli spettri registrati vada cercata soprattutto in una risposta anelastica dei terreni, e che quindi la modellazione elastica lineare non sia risolutiva.

Dal punto di vista applicativo, per quanto riguarda l'adozione del modello a velocità S media

e profondo 30m, insito nell'uso delle VS30, ci pare che le modellazioni suggeriscano che: 1) nel caso, sarebbe convenuto eseguire prospezioni a non alto costo (in grado di fornire almeno la profondità della copertura e la sua VS media), viceversa 2) investimenti considerevoli per l'esecuzione di prospezioni geofisiche di dettaglio non avrebbero consentito di migliorare sensibilmente la comprensione della risposta sismica del sito, la quale 3) è stata complicata da effetti geofisico-geotecnici tuttora non ben compresi.

3.2 Tito Scalo

Contributo: UR6 (Mucciarelli, Parolai), UR4 (Gallipoli), UR8 (Maugeri)

La scelta di considerare Tito Scalo un sito test è stata indirizzata dal fatto che esso presenta una condizione stratigrafica ipotizzabile a strati piano paralleli e con caratteristiche meccaniche quasi ideali e sufficientemente semplici (terreni soffici su substrato). Il bacino di Tito Scalo è collocato lungo la zona assiale dell'Appennino Lucano ed è impostato su terreni derivanti dalla formazione dei domini esterni della catena, più precisamente sulle Unità Lagonegresi derivanti dal dominio paleogeografico mesozoico del Bacino di Lagonegro. Tali condizioni sono essenziali per identificare in maniera chiara la frequenza principale di risonanza e quindi la sua funzione di trasferimento del sito. Già dal 1999 è stato installato un sismometro in superficie sostituito successivamente da un accelerometro che ha permesso di registrare un numero ormai elevato di terremoti locali, regionali e telesismici e un altrettanto cospicuo numero di registrazioni di rumore non stazionario. Inoltre sono stati effettuati due sondaggi a rotazione, dei quali uno a 40m e l'altro a 20m. La scelta di eseguire due fori deriva dal fatto che, in quello più profondo, si è installato un sensore Episensor collegato con un digitalizzatore a ~114 dB al fine di condurre studi più approfonditi sulla propagazione delle onde in strati soffici, mentre in quello a 20m si è installato un piezometro e dei sensori di conducibilità elettrica a diverse profondità al fine di poter correlare la variazione in frequenza ed ampiezza della funzione di sito con alcuni parametri geofisici (Mucciarelli et al., 2003). Nel foro a 37m sono stati stimati i valori delle velocità delle onde di taglio mediante prova Down-Hole e sono stati prelevati 4 campioni indisturbati che hanno permesso di effettuare una caratterizzazione geotecnica, nelle immediate vicinanze di tali punti è stata effettuata la prova con il Dilatometro Marchetti e degli array sismici a diverse geometrie. In Fig. 3.2.1 sono riportati i dettagli di alcuni punti di misura.



Fig. 3.2.1 Posizioni della strumentazione e delle prove condotte.

La scelta di arrivare a tali profondità è stata supportata da studi geologici e di prospezioni geofisiche precedentemente effettuati secondo cui il sito sarebbe caratterizzato da uno strato superficiale di argilla con intercalazioni detritiche e lenti di sabbia seguito dalla formazione di Flisch. Il sondaggio

a 40m ha confermato tali ipotesi litologiche, in Fig. 3.2.2 è riportata la colonna stratigrafica ricavata dal sondaggio a 40m. L'ambito geologico-stratigrafico nel quale sono stati effettuati i rilievi risulta piuttosto omogeneo (almeno sino alle profondità indagate), con falda presente generalmente a pochi metri dal piano campagna. I terreni sono caratterizzati da materiali argillosi con intercalazioni di lenti di silt e sabbia e materiale detritico. Procedendo in profondità la componente detritica aumenta fino a trovare il detrito medio-grossolano di versante alla profondità di circa 37m.

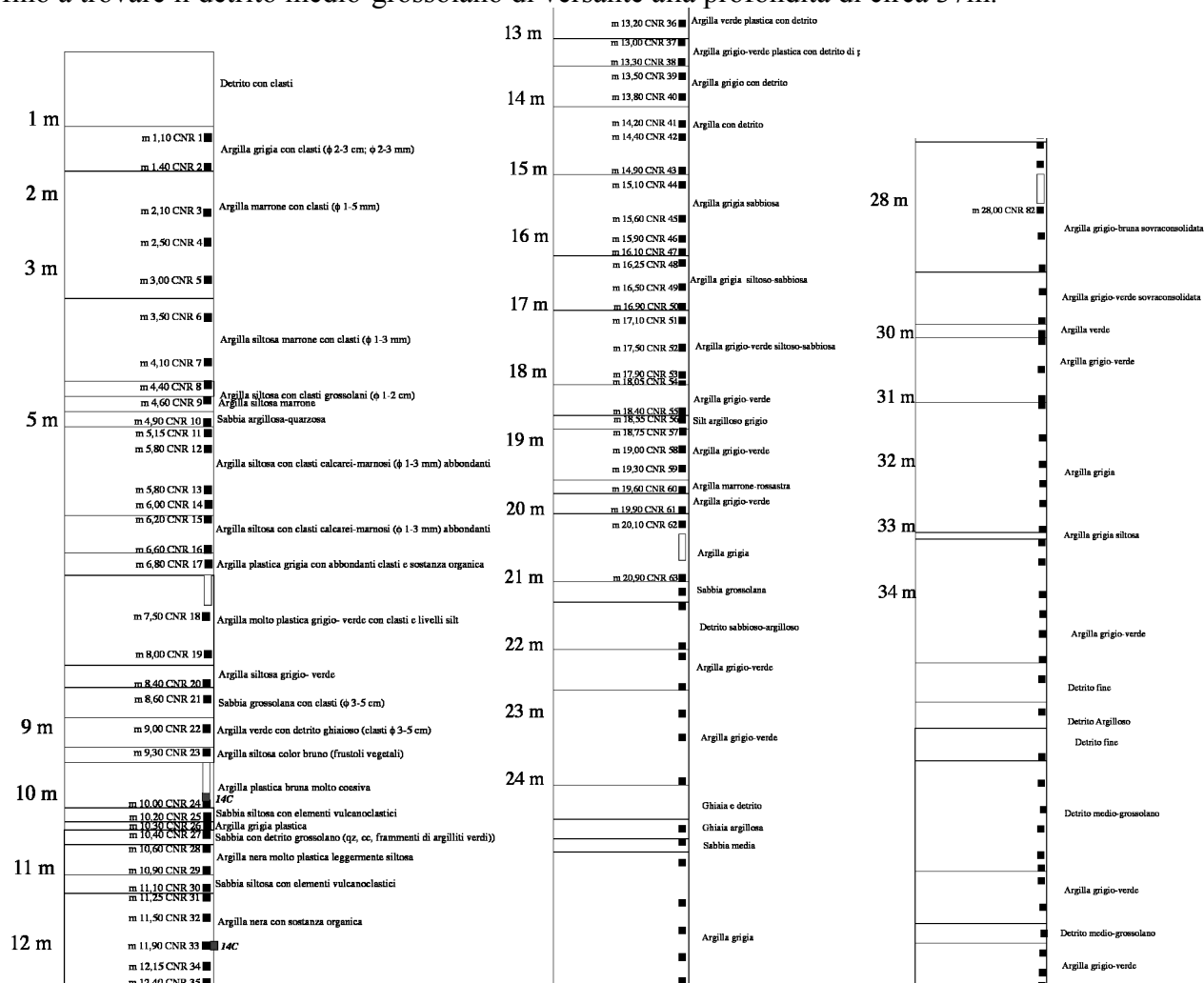


Fig 3.2.2 Colonna stratigrafica del sondaggio condotto fino a 40m di profondità nel sito di Tito Scalo.

3.2.1 La funzione di amplificazione sismica in superficie ed in foro ottenuta mediante tecniche spettrali

La funzione H/V è stata calcolata partendo da tre differenti data-set: rumore ambientale, 132 dati di terremoti (locali, regionali e telesismi) con un buon rapporto segnale/rumore e provenienti da differenti angoli azimutali e 674 dati di triggered noise, ossia di rumore con ampiezza sufficientemente forte da superare la stessa soglia di detezione dei piccoli terremoti, di natura essenzialmente antropica. Questi dati sono stati analizzati mediante la tecnica spettrale HVSR. Per 26 eventi sismici è stata valutata anche la funzione SSR avendo avuto a disposizione da parte dell'ENI di una stazione di riferimento posta a circa 5 Km da quella su terreni soffici di Tito Scalo. La Fig. 3.2.3 riporta i risultati che mostrano in generale un buon accordo tra le funzioni H/V ottenute con differenti tipi di dati e la funzione SSR (Mucciarelli et al., 2003). Quindi, in condizioni

lito-stratigrafiche semplici, potrebbe essere possibile utilizzare indifferentemente qualunque tecnica spettrale e qualunque tipo di segnale. In particolare il picco principale di risonanza ottenuto con i terremoti e con il rumore non stazionario converge in media sia in frequenza che in ampiezza. Questa chiara osservazione permettere di affermare che tanto più il rumore ambientale è forte tanto meglio la funzione simula meglio quella ottenuta a partire da dati di terremoti. Infatti, se la funzione HVNR descrive abbastanza bene l'andamento in frequenza non altrettanto fa nei valori di amplificazione probabilmente penalizzati da una insufficiente energia presente nel sistema.

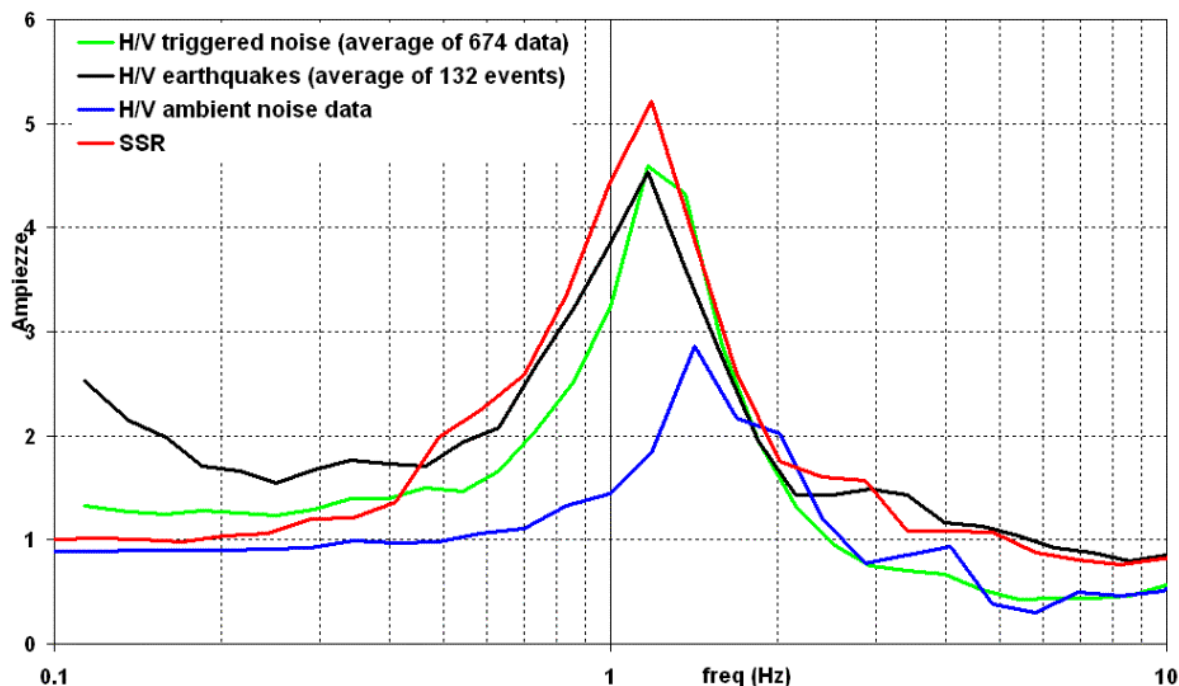


Fig. 3.2.3 Confronto tra le funzioni spettrali ottenute in superficie.

La disponibilità in uno spesso punto di un accelerometro in superficie ed in foro ha permesso di registrare in contemporanea alcuni terremoti di bassa intensità, in Tab. 3.2.1 sono riportati i dettagli di tali eventi. In Fig. 3.2.4 sono riportate le accelerazioni delle tre componenti di un terremoto registrato contemporaneamente in foro (in fucsia) e in superficie (in blu).

Tali registrazioni hanno permesso di stimare la funzione H/V anche in foro, in Fig. 3.2.5 sono riportate le funzioni medie HVSR stimate in foro ed in superficie. Anche in profondità si ritrova lo stesso picco di risonanza a 2.5 Hz a dimostrazione che la profondità di 37m è ancora compresa nel primo strato risonante.

Data	Time	Lat	Long	Prof (Km)	M	Epicentral Zone
28/11/05	21.08.43	40.575	16.058	29	2.7L	Appennino Lucano
7/1/06	4.27.01	40.618	15.805	9.1	2.3L	Appennino Lucano
8/1/06	11.36.27	36.3	22.9	10	5.9	Grecia
5/2/06	17.03.05	40.789	15.22	10.5	3.2L	Appennino Lucano
14/4/06	1.22.26	41.71	16.021	29.3	3.3L	Gargano
17/4/06	2.44.21	39.572	17.14	10	4.3L	Golfo di Taranto
24/4/06	9.59.31	40.567	15.578	10.8	2.6L	Appennino Lucano
29/5/06	2.20.06	41.801	15.903	31.2	4.8L	Promontorio Gargano
22/6/06	19.34.58	39.72	16.62	20	4.5L	Piana di Sibari
17/7/06	15.15.45	40.75	15.5	6.3	3.0L	Muro Lucano
17/7/06	16.56.03	40.76	15.51	6.8	2.6L	Muro Lucano

Tab. 3.2.1 Caratteristiche dei terremoti registrati contemporaneamente in foro e superficie.

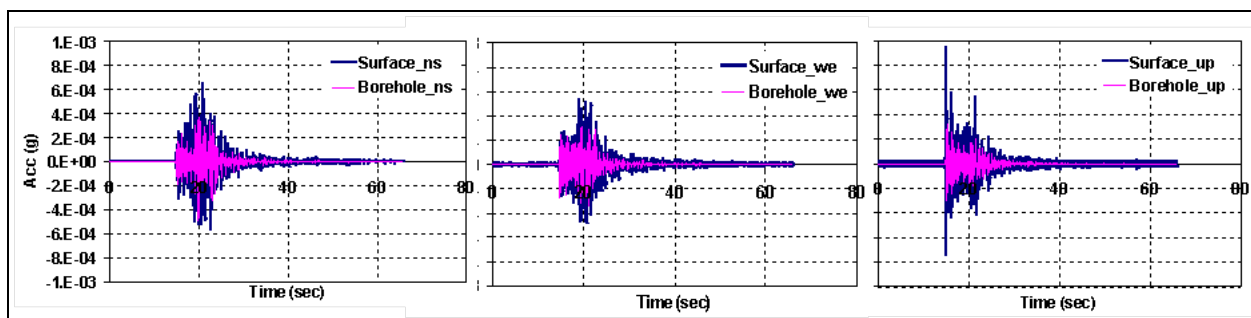


Fig. 3.2.4 Registrazioni accelerometriche delle tre componenti di un terremoto registrato contemporaneamente in foro (in fucsia) e in superficie (in blu).

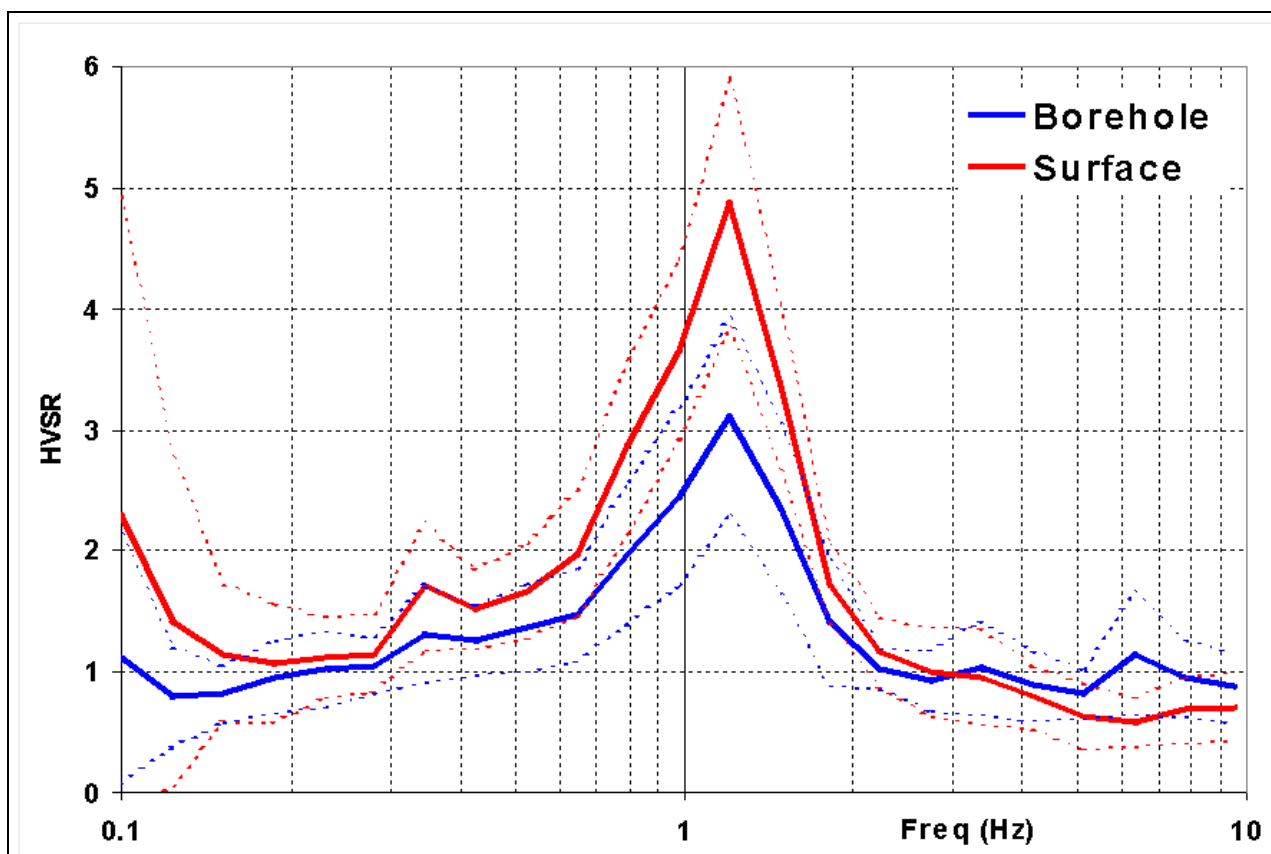


Fig. 3.2.5 Funzioni medie HVSr stimate in foro ed in superficie.

3.2.2 Misure di V_s

Per caratterizzare con maggior dettaglio il sito è stata effettuata una **caratterizzazione granulometrica e mineralogica e contemporaneamente** sono state condotte diverse indagini allo scopo di valutare il profilo delle onde di taglio. Nell'ambito di tale progetto sono state eseguite le prove sotto descritte per valutare anche quale potesse essere considerata più affidabile nella stima della funzione sismica locale.

3.2.2.1 Caratterizzazione granulometrica, mineralogica e geotecnica

Durante il sondaggio a 40 m sono stati prelevati 115 campioni di 10 cm in corrispondenza delle transizioni stratigrafiche più significative. Per una prima indagine conoscitiva, è stato condotto uno studio granulometrico e mineralogico di 22 campioni opportunamente selezionati in corrispondenza delle maggiori variazioni dei valori di V_s .

L'analisi granulometrica è stata condotta per setacciatura in umido per le frazioni $> 500 \mu\text{m}$ e con l'ausilio di un granulometro laser (Malvern Instruments Ltd., mod. MasterSizerE ver.1.2), per la

frazione $< 500 \mu\text{m}$. I risultati sono stati raggruppati in percentuali in peso nelle classi granulometriche secondo la scala di Udden-Wentworth (1922).

Allo scopo di individuare le classi granulometriche che maggiormente condizionano la distribuzione in profondità dei valori di Vs, è stata condotta un'analisi statistica multivariata, mediante il metodo della *Principal Component Analysis* (PCA), utilizzando come variabili, per costruire la matrice di *input*, i risultati dell'analisi granulometrica e la distribuzione dei residui delle Vs. Si è preferito utilizzare nella PCA i residui piuttosto che i valori delle Vs lungo il profilo, al fine di eliminare l'effetto della profondità nella variazione dei valori di velocità delle onde S.

I risultati sono riportati in Fig. 3.2.6. Sono sufficienti due soli componenti per spiegare il 73% della varianza dell'intero sistema (Fig. 3.2.6, a sinistra). Il primo componente (50% varianza) accomuna, con elevati *component loadings* positivi, le percentuali di sabbia da grossolana a molto grossolana ed i residui Vs per valori maggiori di 250 m/sec, e con elevati *component loadings* negativi le percentuali di silt da medio a molto fine, per valori dei residui di Vs inferiori a -50 m/sec. Ciò suggerisce un significativo controllo della percentuale di sabbia e di silt sulla velocità delle onde S rispetto a classi granulometriche quali l'argilla e la sabbia da media a molto fine. Quest'ultime, invece, hanno un peso statistico importate sul secondo componente (23% varianza). Il buon accordo tra la distribuzione dei *component loadings* del primo componente (Orth1) e quella dei residui Vs è ben evidenziato nella Fig. 3.2.6 (a destra). Da questa si evince che, solo nell'intervallo di Vs compreso tra 0-100 m/sec, la velocità delle onde S sembra essere indipendente dalla percentuale di sabbia da media a molto fine e di argilla.

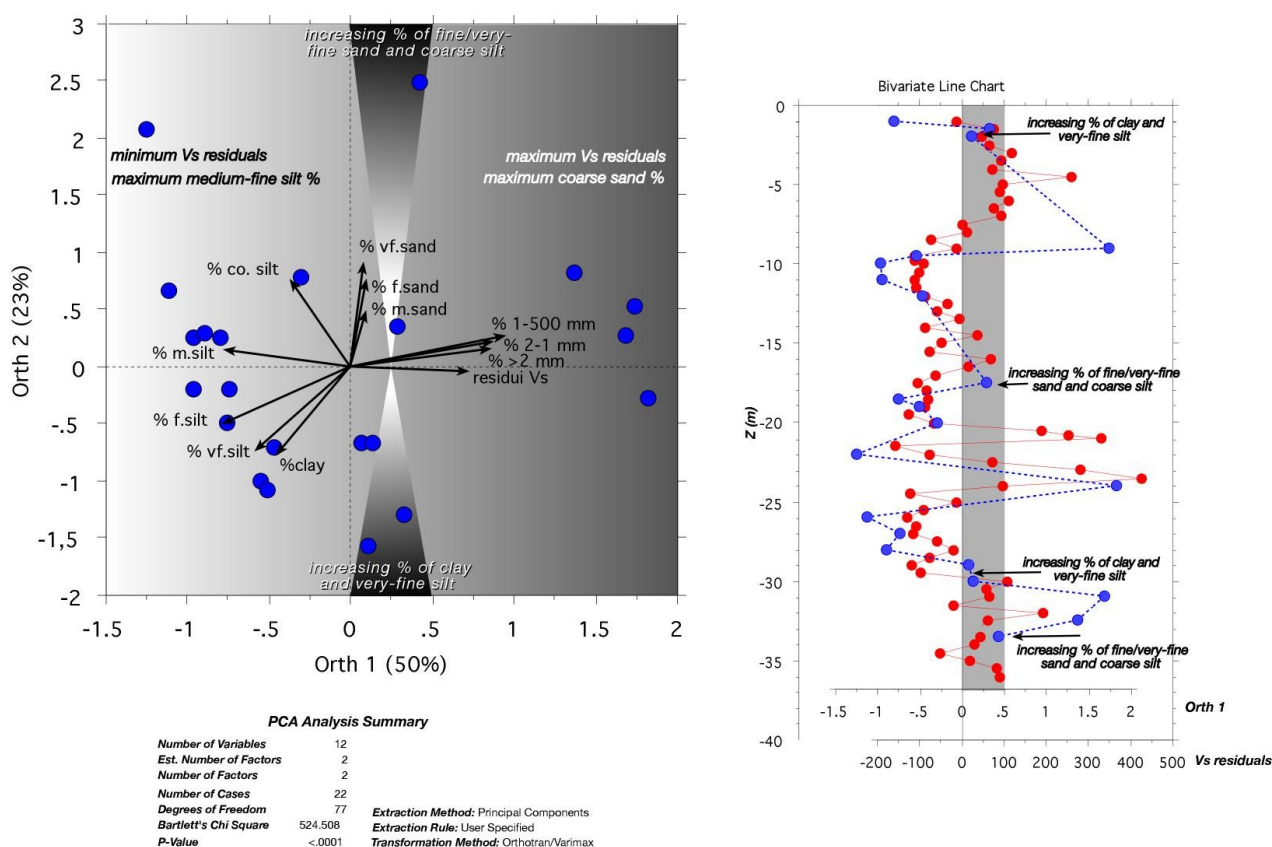


Fig. 3.2.6 Analisi statistica multivariata, mediante il metodo della *Principal Component Analysis* utilizzando come variabili i risultati dell'analisi granulometrica e la distribuzione dei residui delle Vs.

L'identificazione dei minerali presenti nei campioni analizzati è stata effettuata sia sul campione totale che sulla frazione $< 2\mu\text{m}$. A tale scopo è stato utilizzato un diffrattometro per polveri Rigaku,

modello Miniflex, che utilizza una radiazione $\text{CuK}\alpha$, con fenditura variabile e *sample spinner*. L'individuazione delle fasi mineralogiche è avvenuta utilizzando il software MacDiff, versione 4.2, che utilizza un database mineralogico con schede identificative dei minerali JCPDS.

Per l'analisi mineralogica del campione totale si è proceduto alla realizzazione di preparati non orientati, previa polverizzazione dello stesso in mortaio di agata sino a produrre una granulometria ottimale per le riprese diffrattometriche (consistenza talcosa), necessaria per evitare possibili fenomeni di isorientazione dei minerali. La misura è stata effettuata nell'intervallo $2-63^\circ 2\theta$.

La separazione della frazione $<2\mu\text{m}$ è stata ottenuta applicando il metodo della decantazione secondo i tempi basati sulla legge di *Stokes*, proposto dalla *Clay Mineral Society*. Dalla frazione granulometrica $<2\mu\text{m}$ sono stati ottenuti preparati isorientati per ogni singolo campione. I preparati isorientati, successivamente sottoposti ad una serie di trattamenti quali la glicolazione a 60°C per 16h ed il riscaldamento ad una temperatura di 250°C per 1h, sono serviti per l'individuazione dei soli minerali argillosi.

Una seconda analisi statistica multivariata, mediante il metodo della *Principal Component Analysis* (PCA), è stata condotta utilizzando come variabili la distribuzione dei residui delle Vs e le distribuzioni di alcuni minerali tra cui il quarzo (Qtz), la clorite (Ch), i minerali argillosi nel campione totale (Clay minerals) ed alcuni rapporti tra questi ultimi (Fig. 3.2.7). Anche in questo caso sono sufficienti due soli componenti per spiegare circa il 75% di varianza dell'intero sistema. I risultati di quest'analisi suggeriscono che la percentuale di quarzo e di clorite sembra condizionare la variazione delle onde S nel profilo. In particolare, all'aumentare delle percentuali di quarzo e di clorite della frazione argillosa, i residui Vs aumentano, mentre valori negativi di questi ultimi si osservano per una maggiore presenza di minerali argillosi nel campione totale e all'aumentare della percentuale di caolinite (Kaol) della frazione argillosa. La distribuzione dell'illite (Ill) e degli strati misti tipo illite/smectite e clorite/smectite (ML) nella frazione argillosa non sembra giocare un ruolo importante nel condizionare la distribuzione delle onde S. Tuttavia ulteriori indagini, mirate a determinare la composizione mineralogica delle principali frazioni granulometriche, sono previste per meglio definire l'eventuale controllo della composizione mineralogica sulla distribuzione delle onde S.

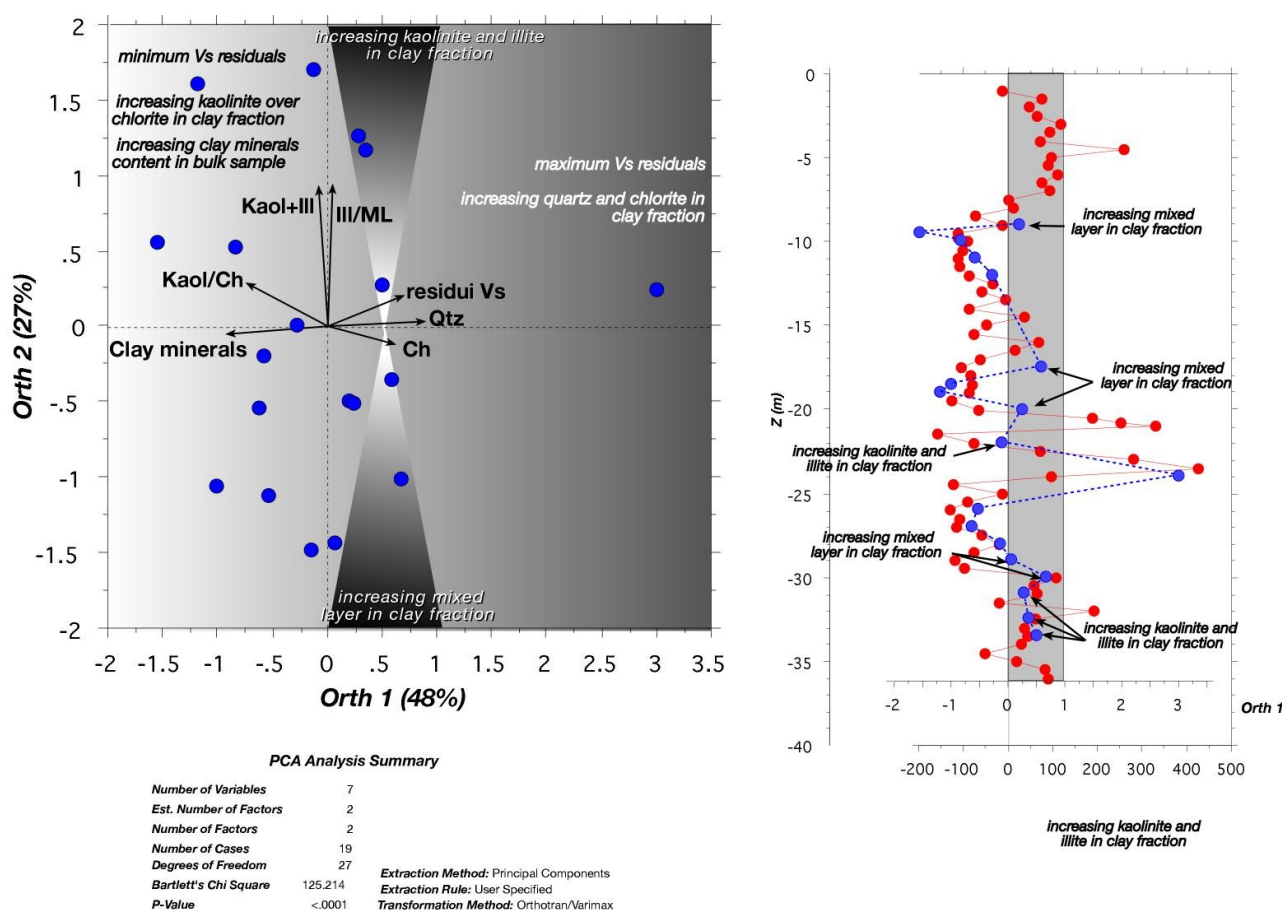


Fig. 3.2.7 Analisi statistica multivariata, mediante il metodo della Principal Component Analysis (PCA), utilizzando come variabili la distribuzione dei residui delle Vs e le distribuzioni di alcuni minerali tra cui il quarzo (Qtz), la clorite (Ch), i minerali argillosi nel campione totale (Clay minerals) ed alcuni rapporti tra questi ultimi (Ill/ML, Kaol/Ch).

Parallelamente alla caratterizzazione granulometrica e mineralogica si è proceduto anche ad una geotecnica. Durante il sondaggio diretto condotto fino a 40m sono stati prelevati 4 campioni indisturbati della lunghezza di 50cm: il primo alla profondità di 7m in corrispondenza di uno strato di argilla molto plastica grigio-verde con clasti di dimensioni differenti e livelli di silt; il secondo alla profondità di 9.50m in corrispondenza di un'argilla plastica bruna molto coesiva; il terzo a 20.50m in corrispondenza di uno strato di argilla grigia e l'ultimo a 27.50m in corrispondenza di un'argilla grigio-bruna sovraconsolidata. Alcuni di questi campioni sono stati oggetto di prove geotecniche: prova edometrica e prova triassiale. Le prove geotecniche hanno permesso di caratterizzare i litotipi prevalenti del sito di Tito Scalo evidenziando due strati a velocità differenti (Tab. 3.2.2). Il range di valori di Vs ricavati nei due strati approssimano bene quelli stimati dagli altri metodi.

	Range di valori Vs ottenuti da prove geotecniche
0-15m	100<Vs<120 m/sec
15-35m	180<Vs<225 m/sec

Tab. 3.2.2 Range di valori Vs ricavati nei due strati.

3.2.2.2 Indagine Down-Hole

La prova D-H è stata condotta nel sondaggio a 40m preventivamente attrezzato con tubazione in PVC a diametro interno 80mm. Il rilievo sismico in foro è stato spinto sino a profondità dal p.c. pari

a 33.0m (max ispezionabile). La strumentazione utilizzata è consistita di: un apparato di ricezione costituito da un geofono per onde P (OYO 10 Hz) e 2 per onde S (OYO 10 Hz, con time break sincrono con la sorgente di energia, munita di dispositivo idraulico di ancoraggio); un sistema di acquisizione a 16-24bit (Mod. PASI 16S12); sorgente di energia superficiale tipo “Hammer Blow” da 7 Kg che impatta su una piastra di lega di acciaio e su dispositivo per generare onde S. Dall’analisi dei sismogrammi, dalla lettura first break per le onde P ed S, dall’analisi delle intensità dei segnali sismici, è stato possibile costruire le dromocrone delle onde P ed S e quindi calcolare le velocità delle onde di taglio. Le velocità ottenute dalla prova sono state ricavate ad ogni metro ed i valori ricadono intorno ai 200 m/sec. In Fig. 3.2.8 (a sinistra) è riportato l’andamento del profilo ottenuto.

3.2.2.3 Indagine NASW

In particolare, in questo sito, è stato condotto uno stendimento sismico secondo la tecnica NASW (Louie, 2001). La prospezione NASW è consistita nella registrazione di 5min. di rumore ambientale, campionato a 125 cps con un array di 12 geofoni verticali posti ciascuno a distanza di 10m uno dall’altro. Le registrazioni sono state acquisite con l’acquisitore della Geometrix a 24 bit. L’analisi delle onde di superficie è stata eseguita nel dominio lentezza-frequenza. Il profilo, ottenuto mediante una tecnica di inversione, mostra un andamento monotonicamente crescente con la profondità come è giusto aspettarsi in un sito litologicamente omogeneo come quello di Tito Scalo (Fig. 3.2.8, a destra).

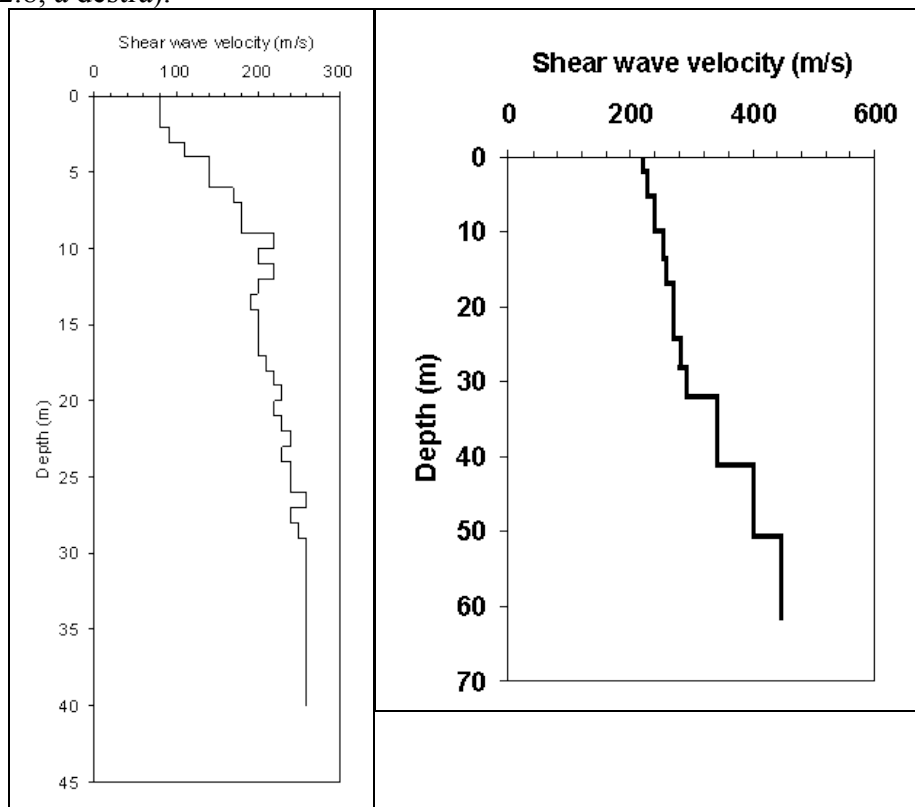


Fig. 3.2.8 Profilo di Vs ottenuto dalla prova down-hole (a sinistra) e dalla prova NASW (a destra)

3.2.2.4 Noise-Array elaborati con tecniche ESAC e F-K

Le tracce registrate durante la prova down-hole sono state rianalizzate al fine di ottenere delle stime del fattore di qualità delle onde di taglio. Per compensare le rotazioni subite dal sensore durante l’installazione a diverse profondità, le registrazioni ottenute (Fig. 3.2.9) sono state ruotate in modo da ottenere la massima componente orizzontale, legata ad onde SH. Successivamente, le tracce ruotate sono state cross-correlate ed i tempi di arrivo ottenuti, utilizzati per la stima delle Vs a diversi intervalli di profondità (Fig. 3.2.9, a destra). Utilizzando un’analisi spettrale, il fattore di qualità effettivo delle onde di taglio Q_s è stato stimato tra 20 e 30 nell’intervallo di frequenza 50-80

Hz.

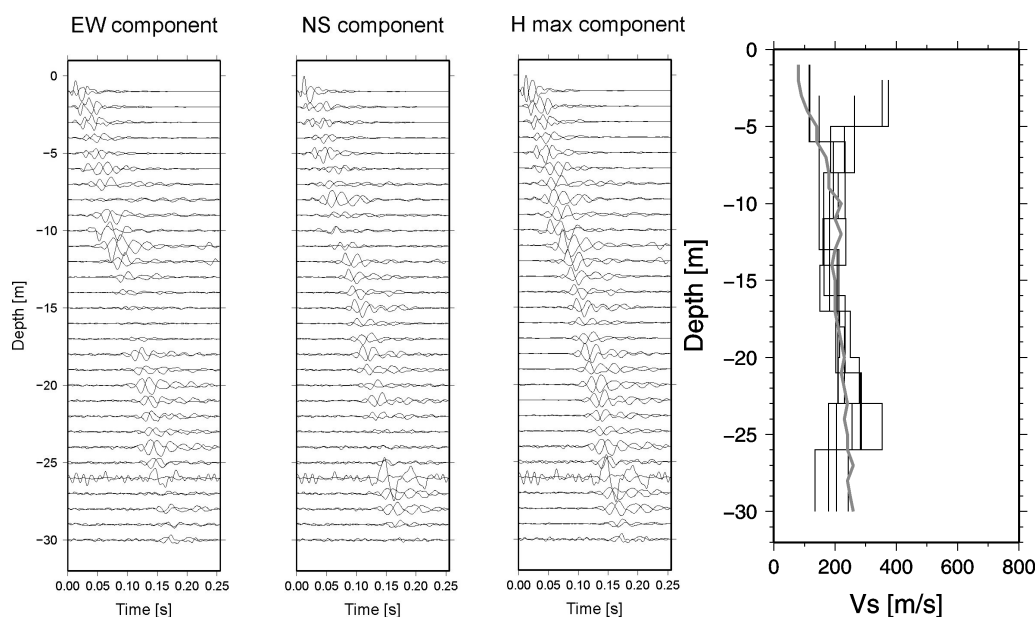


Fig. 3.2.9 Onde di taglio registrate nelle tre componenti durante la prova down-hole (a sinistra). Stima del profilo Vs (a destra, in grigio è riportato la curva ottenuta dalla società di esecuzione della prova).

Allo scopo di registrare *noise* sismico, nell'area in esame, sono stati installati nel Maggio 2005 anche micro-array di sismometri a corto periodo collegati a digitalizzatori ad alta dinamica. Sono state utilizzate 3 diverse configurazioni geometriche (Fig. 3.2.10) per valutarne la loro influenza sulle curve di dispersione ricavate da diversi tipi di analisi (frequenza-numero d'onda F-K, e metodo di autocorrelazione spaziale ESAC) (e.g. Okada, 2003; Parolai et al., 2006).

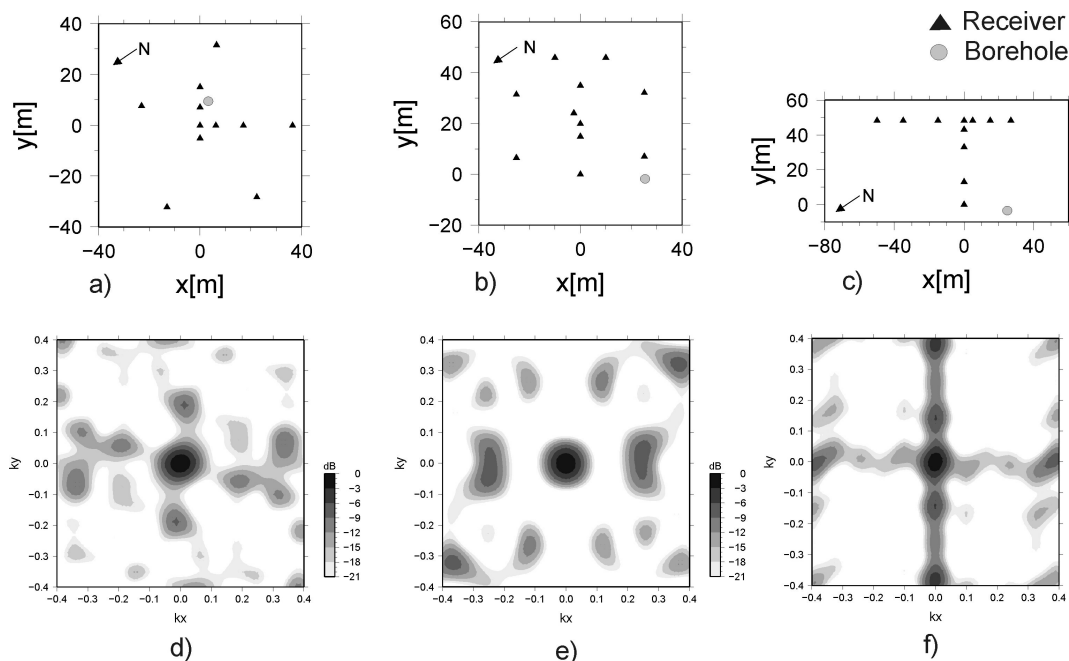


Fig. 3.2.10 In alto: configurazione della posizione degli arrays; a) Array 1; b) Array 2; c) Array 3. Il punto in grigio indica la posizione del sondaggio profondo mentre i triangoli la posizione dei ricevitori. In Basso: risposte ottenute durante le prove dei rispettivi micro-array.

Come atteso, diverse configurazioni degli *array* mostrano una diversa risposta in termini di numero

d'onda. Tale risposta consente di definire l'intervallo delle velocità che possono essere stimate correttamente a diverse frequenze. In Fig. 3.2.11 è riportato un esempio di curve di dispersione ottenute con diversi metodi, relativo al primo *array*. Le curve apparenti sembrano normalmente dispersive, indicando una probabile predominanza del modo fondamentale delle onde di Rayleigh.

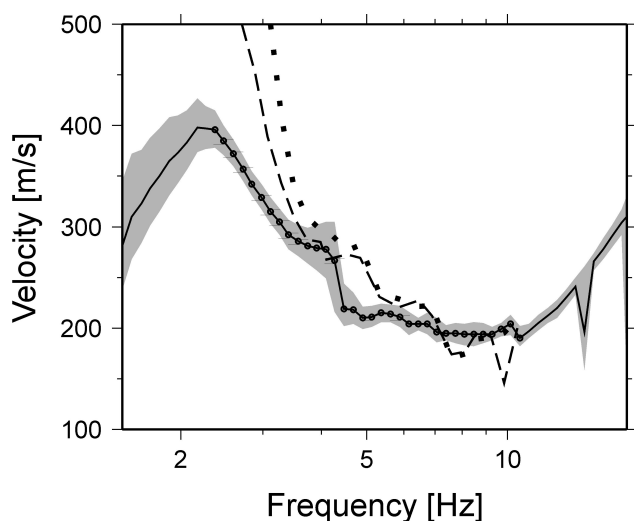


Fig. 3.2.11 Curva di dispersione ottenuta con il metodo ESAC (linea in nero). I puntini indicano le frequenze utilizzate per l'inversione congiunta. L'area in grigio riporta i valori di velocità con un *misfit* del 10%. La curva delle velocità di fase ottenuta dal metodo Beam-Forming (BFM) è riportata con la curva tratteggiata, mentre quella ottenuta con il metodo Maximum Likelihood (MLM) è riportata in puntinato.

A basse frequenze, le curve stimate con metodi F-K mostrano valori più alti delle stime delle velocità apparenti. Un simile effetto era stato osservato anche da Okada (2003), il quale concluse che, a parità di dimensione dell'*array*, il metodo ESAC è più affidabile per investigare profondità maggiori. In virtù di queste condizioni i tre *array* elaborati con tecniche ESAC e F-K hanno permesso di stimare il profilo V_s nei primi 150m di profondità. I modelli di velocità calcolati utilizzando le curve di dispersione dei differenti *arrays* sono in buon accordo fra loro ed anche in buon accordo con quello stimato dalla prova down-hole nei primi 30m (Fig. 3.2.12).

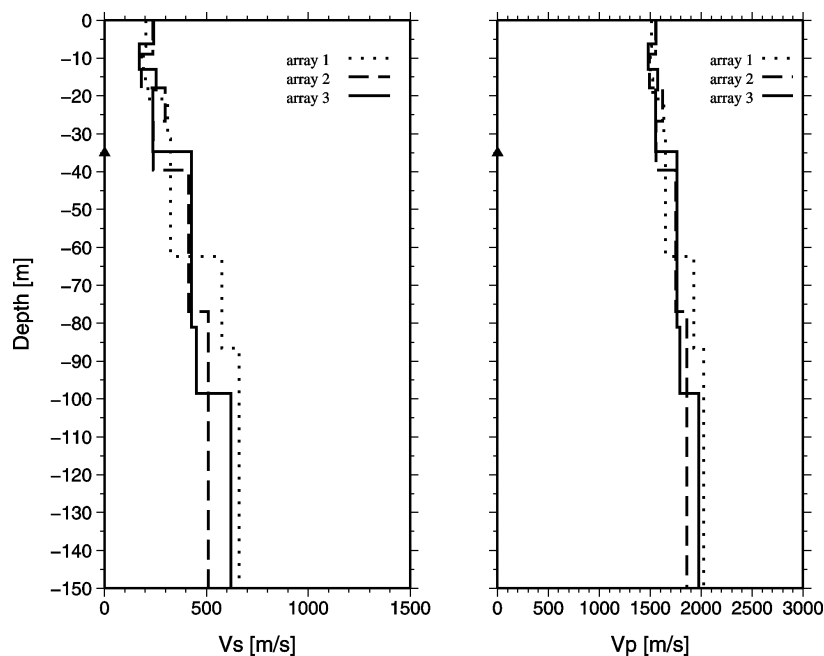


Fig. 3.2.12 Profili di V_s e V_p stimati nei primi 150m.

Fig. 3.2.13 riporta i risultati ottenuti per il primo *array* tramite inversione congiunta della curva di dispersione del rapporto spettrale delle componenti orizzontali e verticali di *noise* sismico (H/V) (Parolai et al., 2005). L'inversione è stata effettuata usando un algoritmo genetico. Il modello ottenuto è ben vincolato sino ad una profondità di circa 200 m e presenta velocità nei primi 30m in ottimo accordo con le velocità stimate dal metodo down-hole.

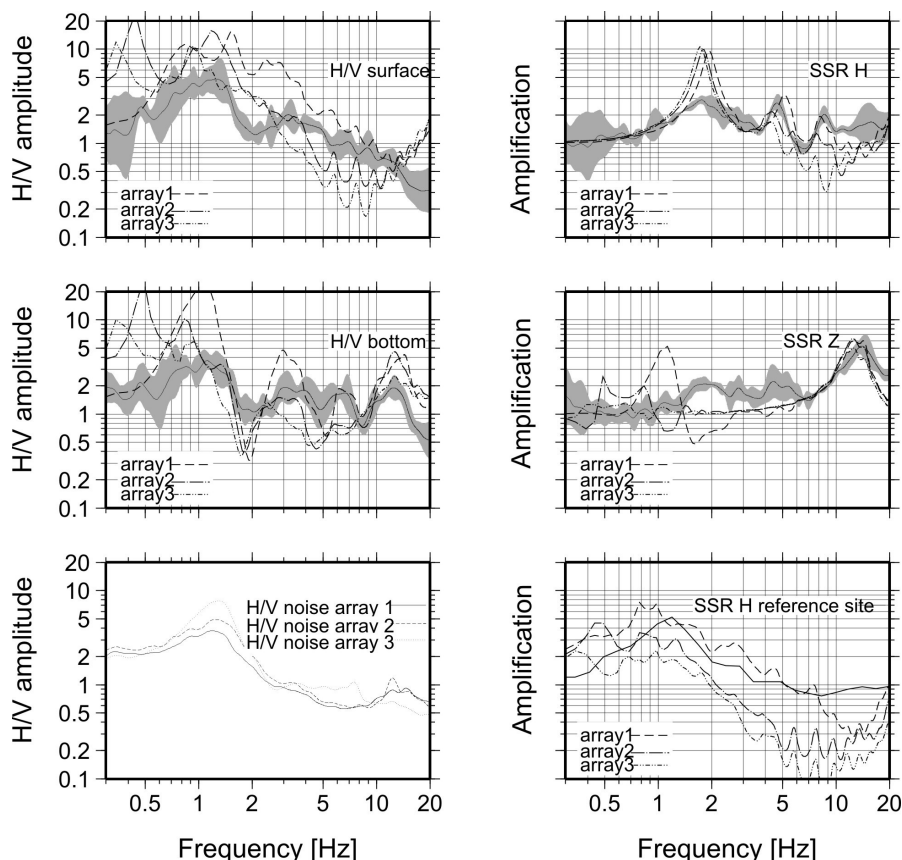


Fig. 3.2.13 Funzione H/V stimata alla superficie (in alto a sinistra); Funzione SSR (superficie/foro) delle componenti orizzontali (in alto a destra). Funzione H/V stimata in foro (a metà a sinistra); Funzione SSR (superficie/foro) delle componenti verticali (a metà a destra). La curva in nero e la relativa area in grigio riportano rispettivamente la funzione media stimata dai terremoti registrati e il 95% dell'intervallo di confidenza. Le altre curve sovrimposte indicano le funzioni H/V stimate dai sismogrammi sintetici ricavati dagli *arrays*. In basso a destra sono riportate le funzioni SSR ottenute utilizzando terremoti registrati su un sito

di riferimento (curva in nero) e quelle ottenute utilizzando un sito di riferimento ma con dati sintetici ottenuti dai tre *arrays*.

Le risposte di sito in termini di rapporto spettrale superficie-foro (SSR), rapporto spettrale delle componenti orizzontali rispetto la verticale (H/V) e rapporto spettrale rispetto ad un sito di riferimento (SSR sito riferimento), calcolate utilizzando gli eventi sismici registrati dalle 2 stazioni sismiche, sono riportate in Fig. 3.2.13. In tale figura sono mostrate anche gli stessi rapporti calcolati utilizzando sismogrammi sintetici generati con un metodo semi-analitico (Wang, 1999) per i migliori modelli derivati dall'analisi dei dati dei tre *arrays*.

Le risposte di sito sintetiche riproducono piuttosto bene la tendenza generale delle risposte di sito osservate. Alcune differenze, ad esempio il valore assoluto dei picchi spettrali, possono essere spiegate considerando le differenze tra il campo d'onda simulato, che non considera diffrazione e scattering, e quello osservato. Le differenze tra risposte di sito SSR e H/V possono essere interpretate come dovute ad interferenze negative di onde *up-going* e *down-going* al sensore nel foro. Questo risultato evidenzia che una certa cautela è necessaria nell'utilizzo di dati down-hole come input per simulazioni numeriche. Tutti i dettagli delle analisi sopra descritte sono riportati in Parolai et al. (2007).

3.2.2.5 Prove con il dilatometro sismico Marchetti (SDMT)

Il gruppo di prove con il Dilatometro Sismico (SDMT) è stato effettuato nei pressi della sede del CNR di Tito Scalo (PZ), nei siti denominati SDMT1 e SDMT2 (Tab. 3.2.3). Le prove sono state eseguite facendo avanzare l'SDMT mediante la spinta applicata da un penetrometro autocarrato di 20 ton. Ciascuna prova è stata condotta fino a rifiuto, ovvero finché la spinta di 20 ton non era più sufficiente a far avanzare la sonda. I risultati delle prove SDMT sono stati elaborati in forma grafica come mostrato nelle Fig. 3.2.14 e Fig. 3.2.15. Il profilo di V_s è riportato a fianco di quattro profili DMT base, $\square$ indice di materiale ID (tipo di terreno), modulo di deformazione confinato M , resistenza al taglio non drenata c_u e indice di spinta orizzontale K_D (correlato a OCR) $\square$

ottenuti da correlazioni DMT usuali. Infine in Fig. 3.2.16 è riportato un confronto tra i valori di velocità ottenuti mediante prova D-H, prova NASW e prova SDMT.

Nome prova	Coordinate GPS	prova DMT	prova sismica
SDMT 1	N 40° 36.080' - E 15° 43.418'	37.40 m	36.00 m
SDMT 2	N 40° 36.070' - E 15° 43.400'	35.40 m	35.00 m

Tab. 3.2.3 Coordinate GPS e profondità delle prove SDMT a Tito Scalo (PZ).

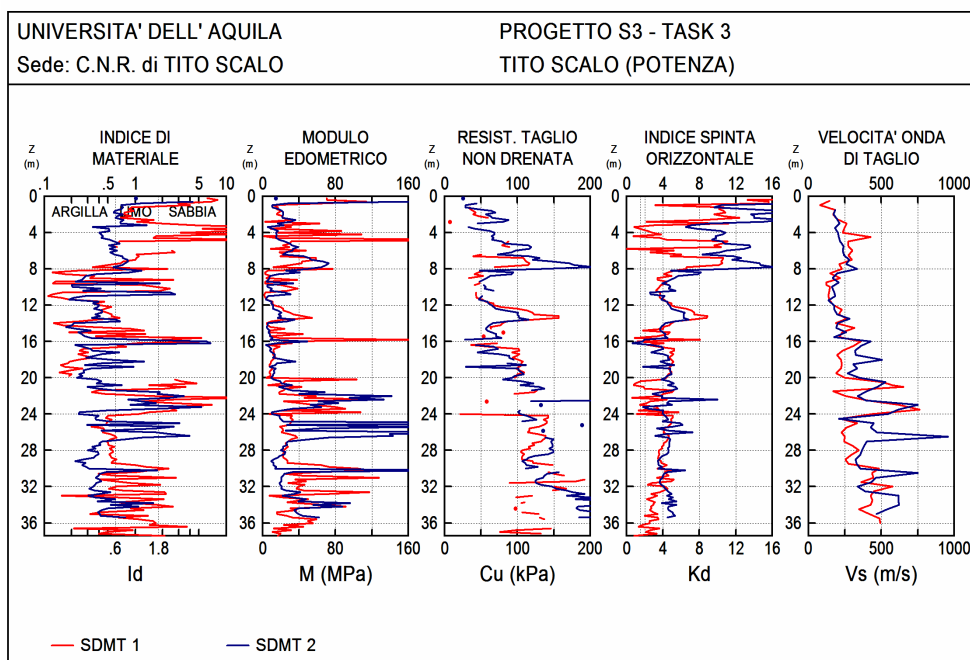


Fig. 3.2.14 Risultati in forma grafica delle prove SDMT a Tito Scalo (PZ).

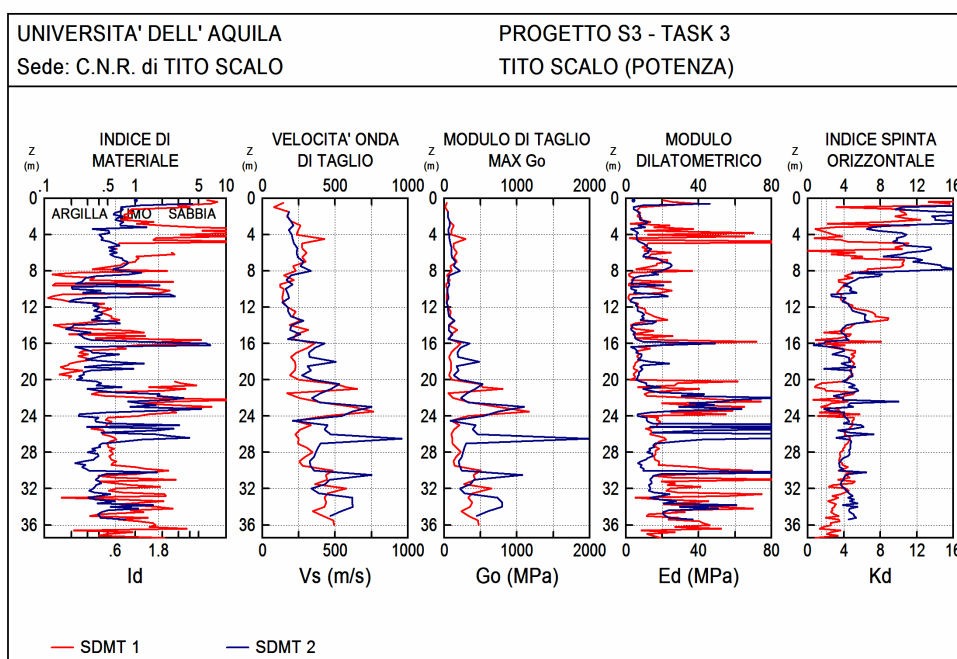


Fig. 3.2.15 Risultati in forma grafica delle prove SDMT a Tito Scalo (PZ).

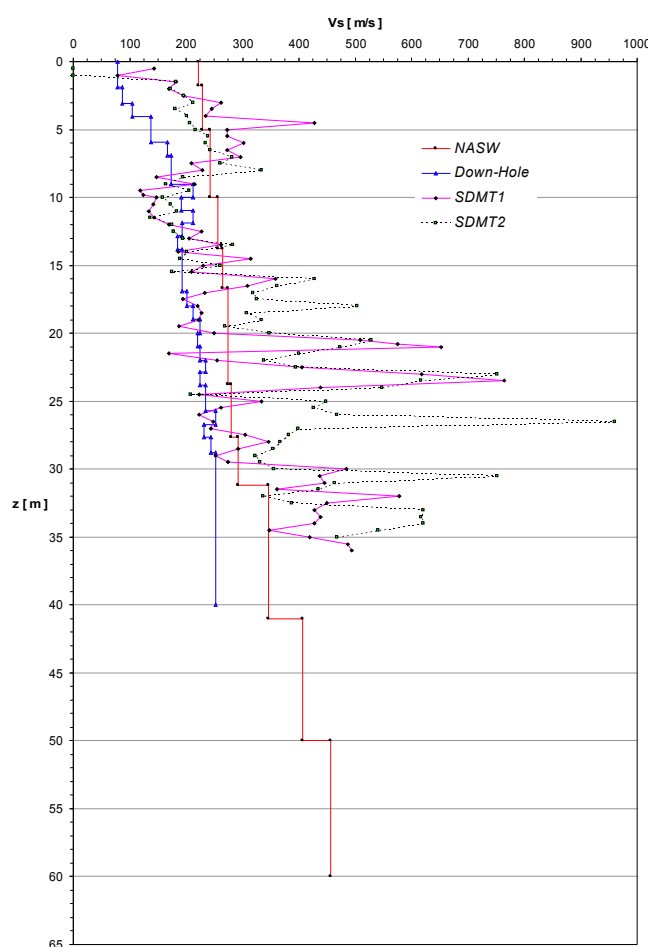


Fig. 3.2.16 Confronto tra i valori di velocità ottenuti mediante prove D-H, NASW e prova SDMT.

3.2.3 Valutazione della risposta sismica locale mediante profili di velocità differenti

Le registrazioni di terremoti e rumore non stazionario (*triggered noise*) sono state utilizzate per la valutazione della risposta sismica locale. Dai valori di velocità ottenuti dalla prova NASW, Down-Hole e SDMT e dalla caratterizzazione geotecnica, mediante il codice di calcolo EERA ed il codice GEODIN è stato possibile ricavare i modelli 1D del sito di Tito Scalo. Sono state condotte analisi di tipo lineare-equivalente utilizzando i due codici di calcolo GEODIN ed EERA. Le analisi sono state effettuate prendendo in considerazione i profili stratigrafici e di velocità e l'accelerogramma di input descritti precedentemente. I confronti sono stati effettuati in termini di spettri di risposta e profili di massime accelerazioni e massime deformazioni a taglio. A titolo di esempio vengono dunque riportati in Fig. 3.2.17 i grafici relativi ai confronti per le prove SDMT.

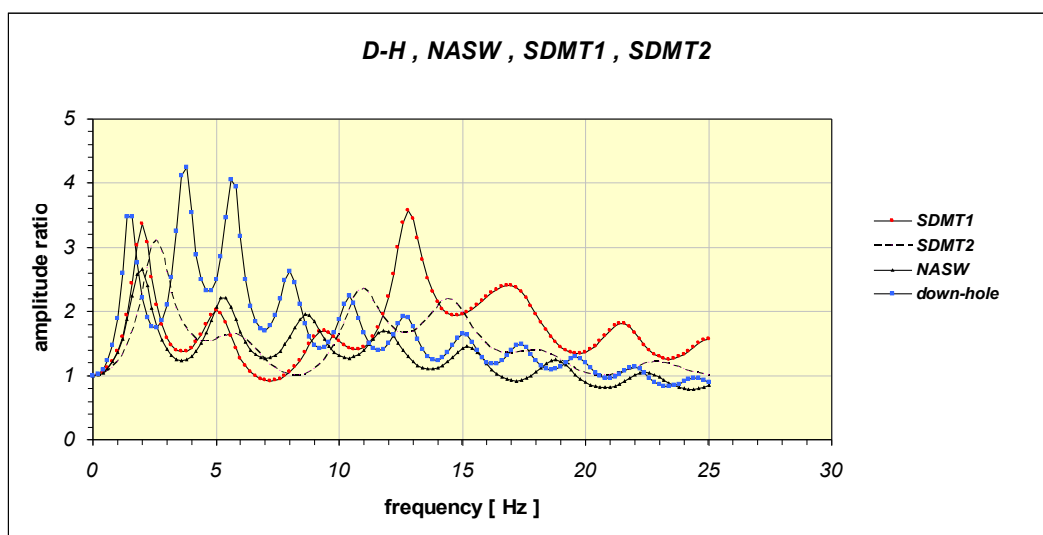


Fig. 3.2.17 Rapporti di amplificazione

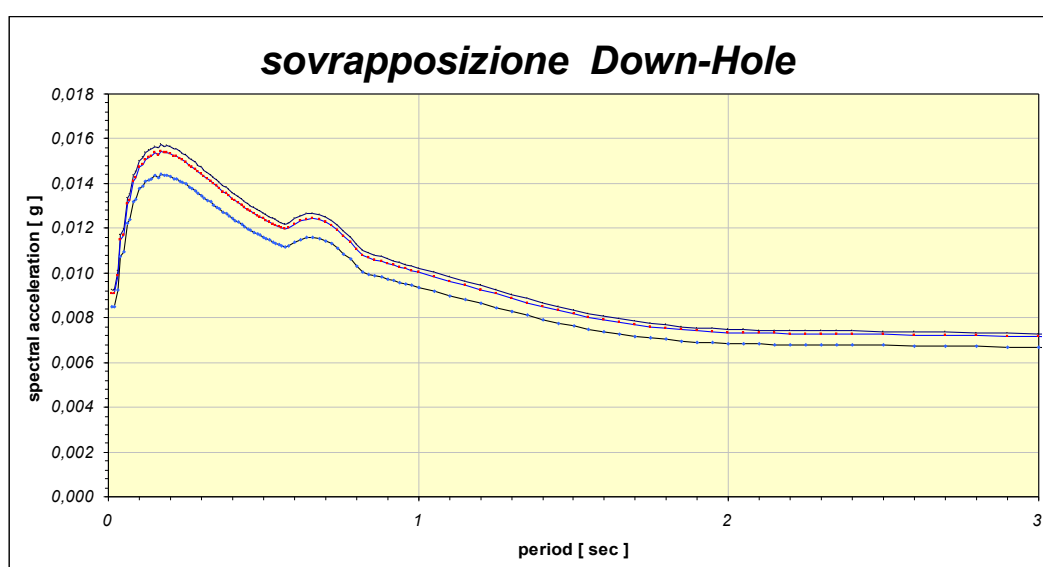


Fig. 3.2.17 Spettri di risposta

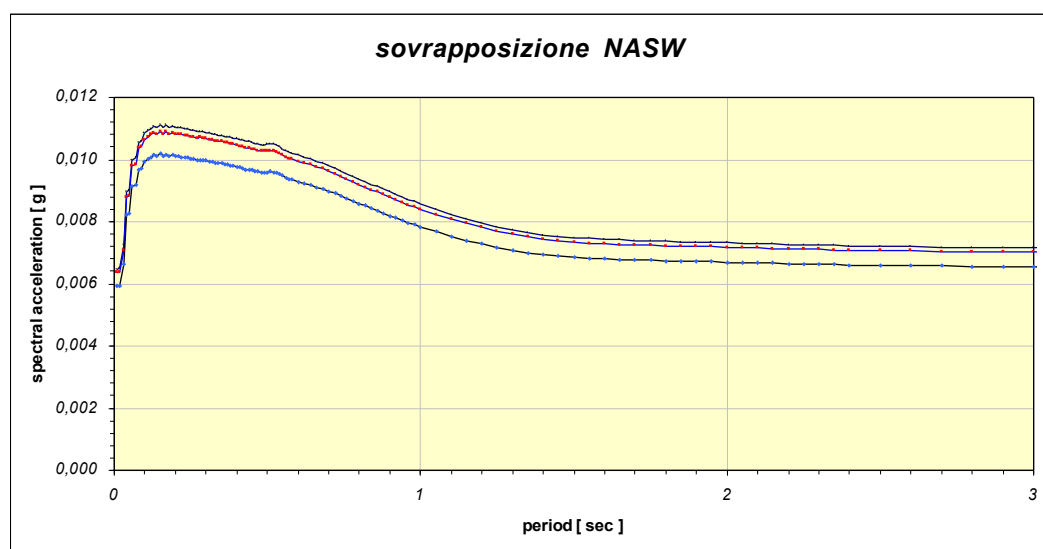


Fig. 3.2.17 Spettri di risposta

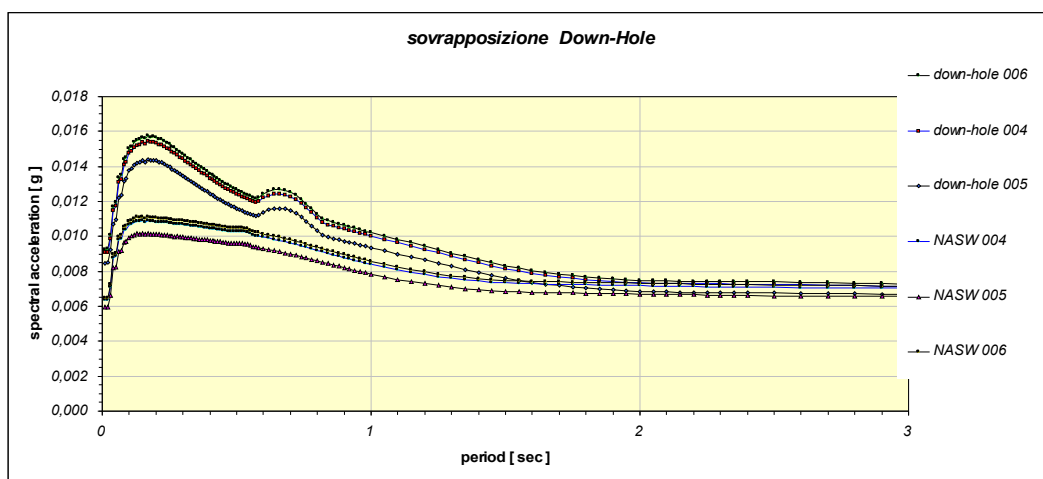


Fig. 3.2.17 Spettri di risposta

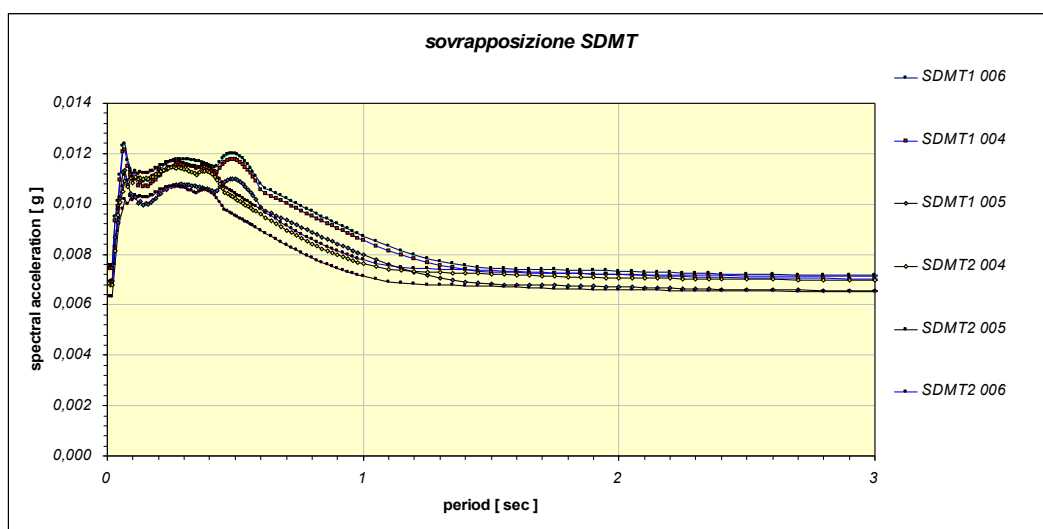


Fig. 3.2.17 Spettri di risposta

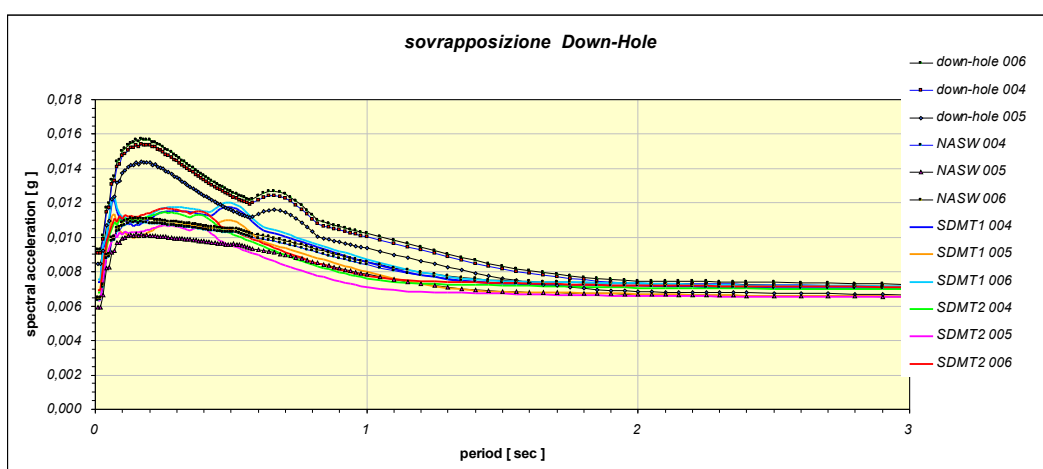


Fig. 3.2.17 Spettri di risposta

Confrontando tutti i modelli ottenuti a partire dalle diverse prove effettuate per la caratterizzazione del profilo delle velocità delle onde di taglio (Down-Hole, NASW, *noise-arrays*, Dilatometro Marchetti e caratterizzazione geotecnica) si può notare come tutti i modelli stimano la frequenza fondamentale di risonanza molto prossima a quella ottenuta dall'analisi SSR (Fig. 3.2.18). Generalmente i profili più profondi evidenziano contenuti in frequenze più bassi rispetto a quelli ottenuti dai profili più superficiali e che il modello 1D (Bardet et al., 2000) ricavato dai valori di Vs stimati in campo elastico-lineare dalle prove geotecniche è quello che meglio converge in frequenza alla funzione SSR.

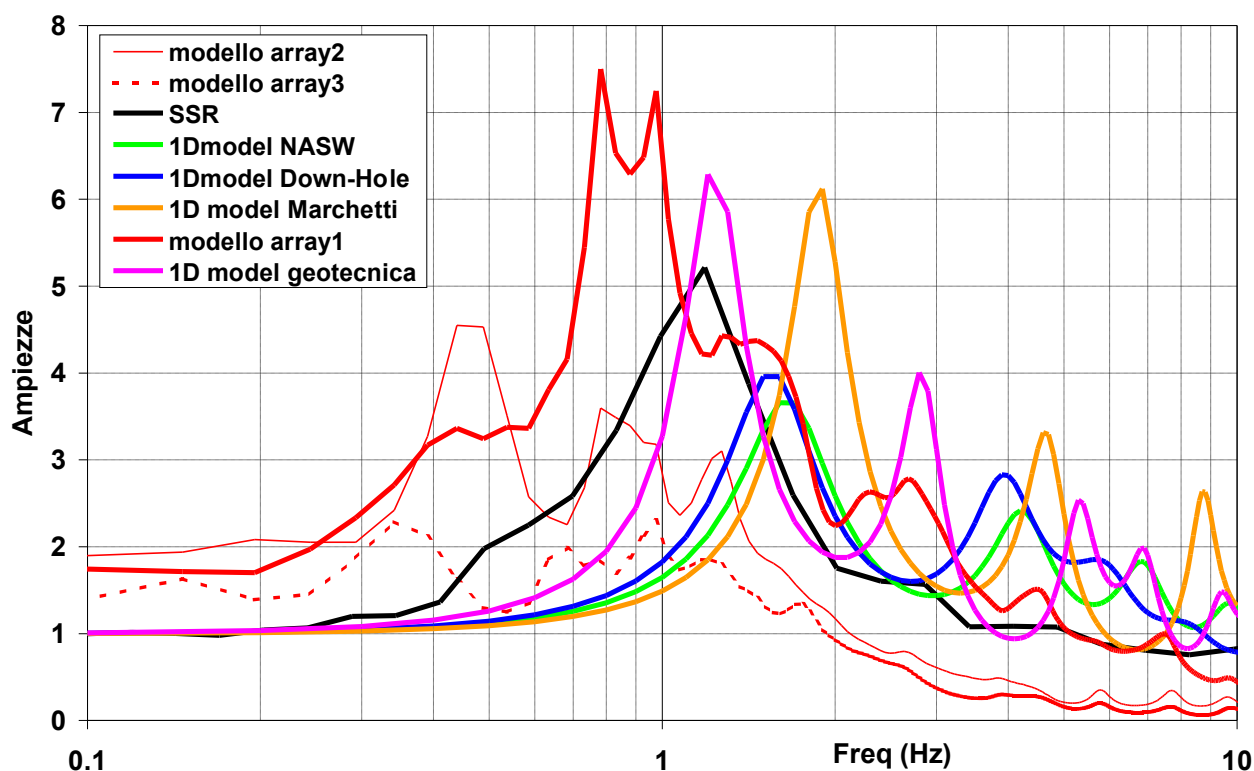


Fig. 3.2.18 Confronto tra la funzione SSR e quelle ottenute mediante modello 1D a partire dai profili di Vs ottenuti da prospezione Down-Hole, NASW, *Noise-Arrays*, Dilatometro Marchetti e caratterizzazione geotecnica.

Bibliografia

Louie J. N., (2001); Faster, better: shear wave velocity to 100m depth from refraction microtremors arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 347-364.

Mucciarelli M., M. R. Gallipoli e M. Arcieri (2003); The stability of the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Triggered Noise and Earthquake Recordings. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, No. 3, 1407-1412.

Okada H. (2003); The microtremor survey method. *Geophysical Monograph Series 12*, American Geophysical Union, Washington.

Parolai S., M. Picozzi, S.M. Richwalski e C. Milkereit (2005); Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geoph. Res. Lett.* 32, doi: 10.1029/2004GL021115.

Parolai S., S.M. Richwalski, C. Milkereit e D. Fäh (2006); S-wave velocity profiles for earthquake engineering purposes for the Cologne area (Germany). *Bull.Earth.Eng.*, 4, 65-94.

Parolai S., M. Mucciarelli, M. R. Gallipoli, S. M. Richwalski e A. Strollo (2007); Comparison of empirical and numerical site responses at the Tito test site (Southern Italy), in press on *Bull.Seism.Soc.Am.*

Wang R. (1999); A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 733-741.

Wentworth C.K. (1922); A scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geol.*, 30, 377-92.

3.3 Roma – Valco San Paolo

Nella città di Roma e' stato completato un array 3D di stazioni sismiche e sono state effettuate misure down-hole con lo scopo di caratterizzare gli effetti di sito della valle alluvionale del fiume Tevere. L'array e' composto da quattro stazioni in superficie, tre delle quali sono in corrispondenza dei vertici di un triangolo equilatero, mentre la quarta e' al centro di tale triangolo in corrispondenza della stazione in pozzo. Appositi alloggiamenti sono stati realizzati per accogliere le stazioni, dotarle di corrente elettrica, cavi di rete telematica e segnale GPS.

Lo scopo era quello di colmare la carenza presente in tutti gli studi che hanno interessato la città di Roma: la mancanza di eventi registrati nella città'.

Con il presente progetto DPC –S3 si e' completato tale array 3D dotandolo di una rete mista a fibra ottica e wireless collegata alla rete GARR tramite un IP messo a disposizione dal Dipartimento di Fisica dell'Universita' degli Studi ROMATRE. Una stazione e' collegata in modalita' wireless per la impossibilita' di essere raggiunta dalla fibra ottica.

La scelta della fibra ottica si e' resa necessaria per prevenire effetti distruttivi dovuti ad agenti meteorologici, tipicamente fulmini e piu' in generale attivita' elettrica elevata nell'atmosfera, a cui sono soggetti i cavi di rete in rame anche se schermati.

Si e' poi provveduto a dotare l'array di un server collegato sia alla rete di stazioni sismiche che alla rete GARR, da cui e' possibile monitorare e, se necessario, riprogrammare le stazioni sismiche. Inoltre tale server immagazzina tutti i dati trasmessi dalla rete sismica 3D. In questo modo e' ora possibile monitorare, modificare parametri di configurazione delle stazioni, immagazzinare dati registrati dall'array, tutto in tempo reale e da remoto. modificare parametri di configurazione delle stazioni, immagazzinare dati registrati dall'array, tutto in tempo reale e da remoto. In aggiunta, si è reso necessario effettuare degli studi sui terreni sedimentari in località Malagrotta per caratterizzare il bedrock di riferimento.

La rumorosità dell'area urbana non ha consentito per il momento di avere un numero sufficiente di registrazioni con un adeguato rapporto segnale rumore.

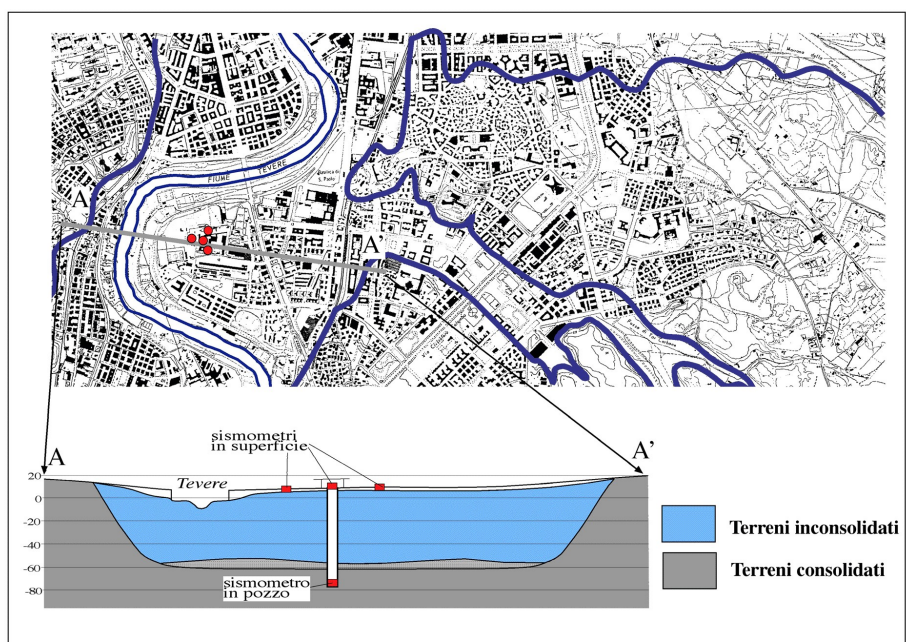
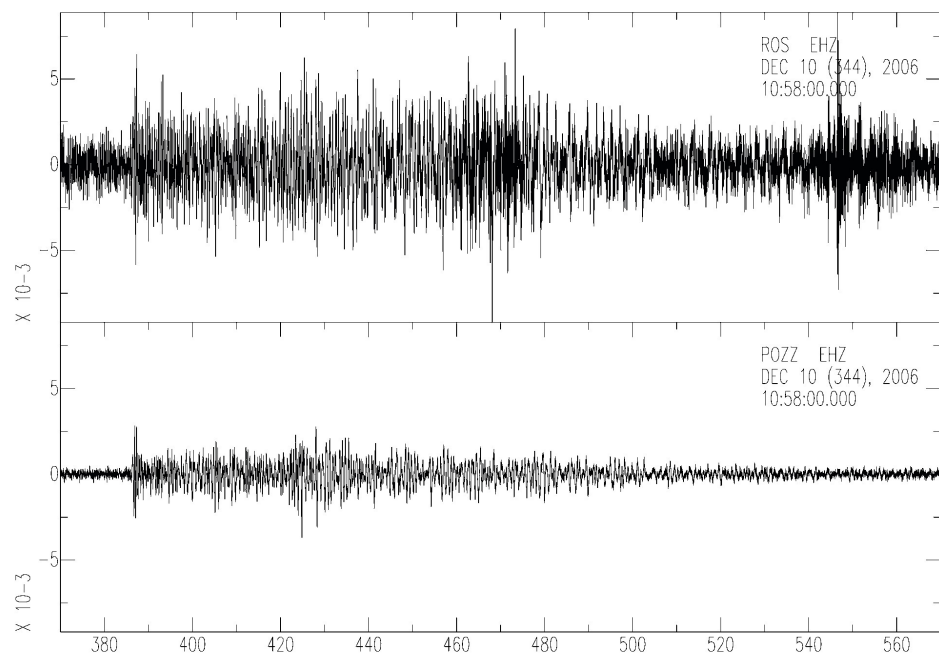


Figura 1. Evento sismico registrato dalla stazione in pozzo (traccia in basso) e dalla corrispondente stazione in superficie (traccia in alto). Nel pannello in basso e' rappresentato il sito scelto (Valco S. Paolo) e la geometria dell'array con il sensore in pozzo.

4. ESPERIENZA NELLE AREE STUDIO

Dall'esame delle 4 aree studio sono emerse osservazioni importanti per la pratica applicazione degli effetti di sito nella realizzazione di scenari.

I dettagli sono riportati nei rispettivi deliverables. Qui si riportano le osservazioni principali:

Garda

Il campo macrosismico del terremoto del Basso Garda del 2004 presenta un'evidente asimmetria rispetto all'epicentro, mentre sono presenti anche variazioni a piccola scala delle intensità.

Pertanto modelli di tipo isotropo, come quelli attualmente in uso presso il Dipartimento della Protezione Civile, non riescono a coglierne la complessità. La modellazione a sorgente estesa ha evidenziato come una particolare direttività sia in grado di spiegare la generale tendenza delle intensità maggiori a addensarsi a Sud-Ovest dell'epicentro. La variabilità a piccola scala può invece senz'altro essere attribuita alla presenza di effetti di amplificazione locale, dovuti al brusco contrasto di impedenza tra calcari e sedimenti soffici. Infine, come per altri terremoti di piccola intensità, gli edifici maggiormente danneggiati potrebbero essere stati interessati da fenomeni di risonanza terreno-edificio.

Molise

Per il Molise ed in particolare per San Giuliano, le rappresentazioni semplificate sono del tutto inadeguate. Parametrizzazioni sintetiche quali Vs30 o coefficienti standard per l'amplificazione topografica sono insufficienti, ma anche le modellazioni monodimensionali non restituiscono valori comparabili con quelli stimati dall'osservazione dei danni. I modelli bidimensionali possono cogliere alcuni degli aspetti principali delle amplificazioni osservate ma solo se si abbandonano modelli semplificati (bacini, sinclinali) e si utilizzano sezioni derivate dal modello 3D. Solo quest'ultimo modello fornisce una accurata distribuzione del moto del suolo atteso.

Gubbio

La peculiarità di questo bacino è quella di fornire amplificazioni estremamente variabili a seconda della profondità di sedimenti che sono caratterizzati da identici valori di Vs30.

Nella figura 4.1 sono confrontati gli spettri dello scenario al sito con quelli di normativa per il sito. Il non aver considerato la non-linearità dei suoli spiega le elevatissime accelerazioni previste, ma è altresì evidente che gli spettri ottenuti considerando gli effetti di sito sono molto maggiori di quelli previsti da normativa, cosa che non accade per i siti su roccia.

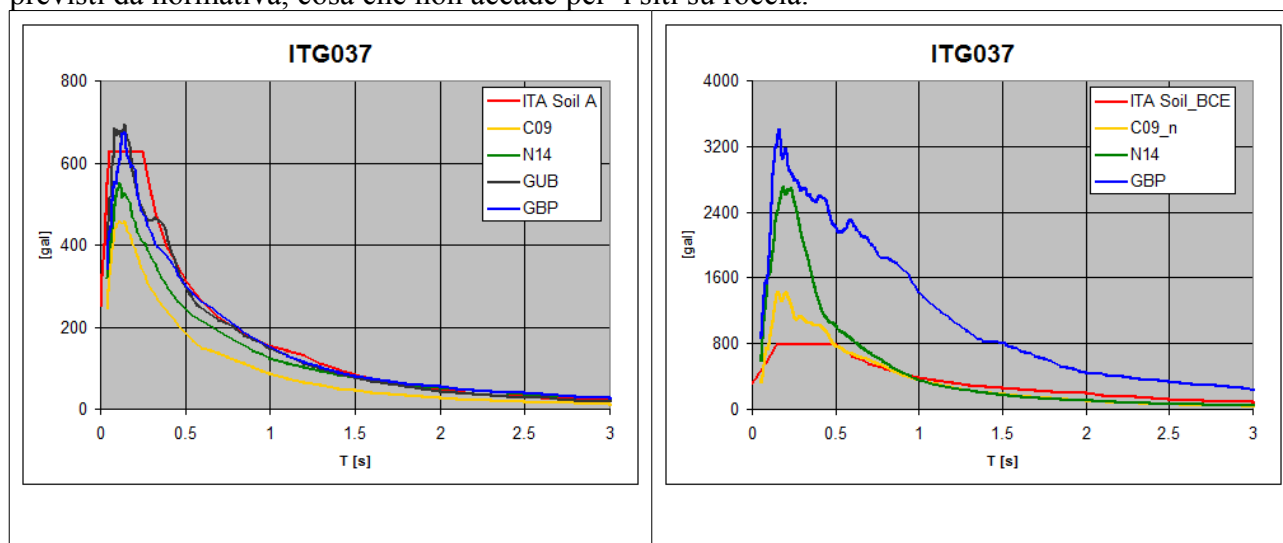


Figura 4.1 Confronto tra gli spettri di normativa per Gubbio e quelli ottenuti da scenario rispettivamente per roccia (sinistra) e suoli tipo C (destra)-

Potenza

La generazione di scenari di danno per Potenza, al di là dei risultati ottenuti e resi disponibili sul GIS, ha fatto emergere alcune importanti questioni metodologiche, che vengono di seguito riportate:

per l'analisi di edifici esistenti, l'approccio a curve di fragilità porta ad una maggiore articolazione e completezza rispetto al modello a matrici di danno. Il parametro più indicato per svolgere analisi dinamiche su edifici esistenti è risultata essere l'intensità di Housner; avendo a disposizione una buona quantità di registrazioni sismometriche in un adeguato numero di siti, l'estensione della stima delle amplificazioni di sito può essere agevolmente estesa ad aree vaste seguendo l'approccio seguente:

5. Si calcolano i rapporti di Housner tra le componenti orizzontali dei terremoti registrati al sito di riferimento e quelle degli altri siti
6. si effettuano misure di microtremori che ricoprono tutto il territorio di interesse, calcolando il rapporti HVSR
7. si calcola la funzione di correlazione tra i rapporti HVSR da microtremori ed i rapporti HVSR da terremoti alle stazioni sismiche
8. si attribuisce ad ogni punto lo stesso rapporto di Housner della stazione sismica con la quale si osserva la maggior correlazione

per confrontare gli scenari a curve di fragilità con quelli a matrici di danno è stato necessario avere dati di intensità macrosismica come input. Questi sono stati ottenuti sia da relazioni di attenuazione recentemente fornite nell'ambito del progetto S1 che convertendo i sismogrammi sintetici. L'analisi della correlazione tra intensità macrosismica ed intensità di Housner, unitamente all'esame dei rapporti tra IH alle stazioni sismiche, ha mostrato per gli scenari di danno l'inadeguatezza di una assunzione che sta diventando abbastanza comune in Italia: l'identificazione tra rapporto di Housner ed il coefficiente fondazionale per le analisi sismiche secondo la vecchia normativa. L'analisi dei rapporti a Potenza ha mostrato valori sino a 1.8, ben al di sopra di 1,4 che viene comunemente considerato come limite del coefficiente fondazionale. D'altro lato, l'analisi della relazione tra IH ed intensità macrosismica ha mostrato come un rapporto di 1,4 sia ancora inferiore a quanto necessario per aumentare l'intensità di mezzo grado; per avere differenze di un grado di intensità è necessario almeno un raddoppio dell'intensità di Housner.