

**Tecniche speditive per la stima  
dell'amplificazione sismica  
e della dinamica degli edifici**

Studi teorici ed applicazioni professionali

*a cura di*  
Marco Mucciarelli



Copyright © MMXI  
ARACNE editrice S.r.l.

[www.aracneeditrice.it](http://www.aracneeditrice.it)  
[info@aracneeditrice.it](mailto:info@aracneeditrice.it)

via Raffaele Garofalo, 133/A-B  
00173 Roma  
(06) 93781065

ISBN 978-88-548-xxxx-x

4495 - 7

*I diritti di traduzione, di memorizzazione elettronica,  
di riproduzione e di adattamento anche parziale,  
con qualsiasi mezzo, sono riservati per tutti i Paesi.*

*Non sono assolutamente consentite le fotocopie  
senza il permesso scritto dell'Editore.*

1 edizione: novembre 2011

La stampa di questo libro è stata possibile grazie al finanziamento di :  
MINISTERO DELL'UNIVERSITÀ E DELLA RICERCA  
PROGRAMMI DI RICERCA SCIENTIFICA DI RILEVANTE INTERESSE  
NAZIONALE - PROGETTO DI RICERCA 2007PTRC4C  
“Validazione di tecniche semplificate per la stima della amplificazione sismica di  
sito”

Impaginazione e redazione finale a cura di Marcello Bianca e Rocco Ditommaso

## Indice

<b>CAPITOLO 1 ASPETTI METODOLOGICI</b> .....	9
1.1 H/V: un contributo oltre Vs30.....	9
1.2 Tecniche SOM (Self-Organizing Maps) .....	33
1.3 Codice MatLab® per il calcolo della risposta sismica di sito con il metodo dell'inversione generalizzata (GIT).....	61
<b>CAPITOLO 2 APPLICAZIONE DELLE METODOLOGIE     PROPOSTE A DIVERSI CASI STUDIO</b> .....	73
2.1 Effetti di sito in faglie, cavità e rilievi topografici .....	73
2.2 Modellazione del basamento sismico mediante integrazione di dati geofisici: il caso della valle del fiume Tagliamento tra Tolmezzo e Cavazzo Carnico (UD).....	123
2.3 Stima della risposta di sito per la microzonazione sismica della città di Perugia .....	141
2.4 Influenza dell'edificato su misure accelerometriche e di microtremore .....	161
2.5 Misure all'interno degli edifici.....	195
<b>CAPITOLO 3 VERIFICA DELLA CONGRUENZA TRA     L'AMPLIFICAZIONE SISMICA DA     TERREMOTI E DA STIME SPEDITIVE</b> .....	211
3.1 Confronto tra rapporti spettrali da registrazioni di terremoti e rumore sismico.....	211
3.2 Il caso Abruzzo.....	227
<b>CAPITOLO 4 UTILIZZI PRATICI</b> .....	255
4.1 Indagini geologiche, geofisiche e geotecniche speditive in Abruzzo.....	255
4.2 Profilo di velocità delle onde di taglio (Vs) ottenute da misure di rumore sismico ambientale nell'intorno del Liceo Scientifico Statale "L. Magrini" di Gemona del Friuli (UD).....	271

4.3	Determinazione della risposta sismica locale: un caso di studio in Val d'Agri (Basilicata).....	289
4.4	Caratterizzazione dei terreni e risposta sismica locale dell'area urbana di Matera.....	323
4.5	Stima semplificata del parametro Vs30, confronto tra misure HVSR e VEL in Toscana .....	343
4.6	Effetti dell'irregolarità strutturale e dell'interazione dinamica terreno-struttura: tre casi studio.....	373
4.7	Esempi di microzonazione sismica in ambiente montano, litoraneo e di pianura nella Provincia di Forlì-Cesena.....	417
<b>CAPITOLO 5 BANCHE DATI.....</b>		<b>431</b>
5.1	OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology.....	431

## **2.2 Modellazione del basamento sismico mediante integrazione di dati geofisici: il caso della valle del fiume Tagliamento tra Tolmezzo e Cavazzo Carnico (UD)**

C. Barnaba<sup>1</sup>, E. Priolo<sup>1</sup>, A. Vuan<sup>1</sup>, F. Palmieri<sup>1</sup>, L. Marellò<sup>2</sup>,  
M. Romanelli<sup>1</sup>, C. Braitenberg<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche (CRS), Udine.

<sup>2</sup> Geological Survey of Norway (NGU), Department for Petroleum Engineering and Applied Geophysics (NTNU), Trondheim, Norway

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Trieste, Trieste, Italy

### *2.2.1 Introduzione*

Sempre più spesso, anche nella libera professione, accanto alle indagini dirette per lo studio del sottosuolo, le metodologie geofisiche stanno assumendo grande importanza. L'uso congiunto di metodi che indagano parametri fisici diversi (resistività e conducibilità elettrica, velocità delle onde P ed S, densità) consente di caratterizzare i suoli e le litologie presenti e di individuarne variazioni e discontinuità su aree vaste, che indagini puntuali non sarebbero in grado di evidenziare senza un elevato numero di prove e un conseguente aumento di costi. Poiché questi metodi sono per loro natura indiretti, i risultati necessitano di un'accurata fase interpretativa, che molte volte è strettamente legata alla personale esperienza dell'operatore.

L'incertezza interpretativa di ogni metodo è legata anche alle ipotesi e ai modelli iniziali, nonché alle relazioni empiriche utilizzate per legare tra loro diverse grandezze fisiche. Per questo motivo l'impiego congiunto di più metodi geofisici abbatte la soggettività e la non-unicità proprie del singolo metodo, permettendo di ottenere risultati più robusti. L'approccio integrato è uno dei punti di forza dei metodi indiretti, in quanto l'integrazione può avvenire sia in fase di calcolo che in fase di interpretazione.

In questo lavoro presentiamo l'integrazione di due metodi (gravimetria e sismica passiva), che in fase di inversione utilizzano differenti modelli fisici di partenza, ma beneficiano dell'intrinseca relazione che unisce le due quantità fisiche risolte, densità e rigidità.

L'esplorazione gravimetrica, con parametri di acquisizione opportunamente definiti, può fornire una mappa delle anomalie di gravità con una risoluzione sufficiente per poter distinguere il contrasto di densità fra gli strati superficiali e il substrato. Questo metodo è stato applicato con una elevata densità di misure ai bacini alluvionali e glaciali con lo scopo di definire la morfologia del bedrock e stimare lo spessore della coltre sedimentaria (es.: Vallon, 1999; Noguchi e Nishida, 2002; Moller et al., 2007). Il successo di tale approccio è legato alla presenza di apprezzabili contrasti di densità tra il bedrock e i sedimenti e la disponibilità di dati esterni (per esempio dati di pozzo) che permettono di vincolare l'inversione ed estendere l'informazione su tutta l'area investigata.

I dati relativi alla sismica passiva (rumore sismico ambientale), a partire dai lavori pilota della scuola giapponese (es.: Kanai e Takana-ka, 1961; Ohta et al., 1978, Kagami et al., 1982, Nakamura 1989), sono stati impiegati per definire la frequenza di risonanza dei suoli. Là dove sono disponibili i valori di velocità delle onde di taglio  $V_s$ , è possibile ricostruire lo spessore dei suoli che generano l'amplificazione e quindi usare la sismica passiva come un metodo di esplorazione (cfr., Tokimatsu et al., 1997; Bard, 1998; Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000; Parolai et al., 2002; Di Giacomo et al., 2005; Herak, 2008).

### 2.2.2 *Inquadramento geologico dell'area studio*

L'area studio è la valle del fiume Tagliamento tra gli abitati di Tolmezzo e Cavazzo Carnico (Udine). La piana alluvionale, costituita prevalentemente da ghiaie e sabbie grossolane, è delimitata da ripidi terrazzi e conoidi, mentre il quadro tettonico della zona è molto complesso e in gran parte sepolto sotto la copertura quaternaria. Nella zona sono stati riconosciuti diversi sistemi di faglie (Carulli, 2000), che hanno smembrato la copertura sedimentaria triassica in cunei e scaglie

tettoniche, i cui rapporti reciproci sono di difficile interpretazione. Per quanto riguarda la tettonica profonda, molto resta ancora da chiarire.

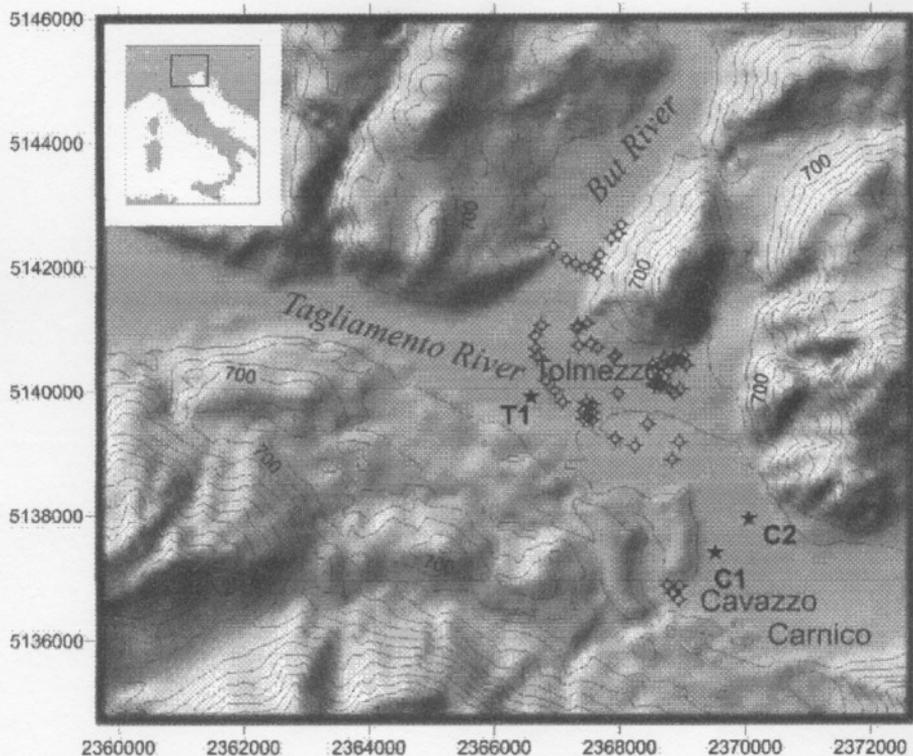


Figura 2.2.1 - Mappa dei pozzi e dei profili di sismica a rifrazione (stelle nere) nella valle del fiume Tagliamento.

La zona è una delle più attive delle Alpi. In passato, è stata colpita da forti terremoti che hanno causato pesanti danni. Gli eventi storici meglio documentati (Bressan et al., 2003) sono quelli avvenuti nel 1788,  $I_0 = \text{VIII-IX}$ , nel 1908 e nel 1959, entrambi di intensità  $I_0 = \text{VIII}$ , e nel 1928, con  $I_0 = \text{IX}$ . Anche se l'attuale livello di sismicità è moderato, la locale rete sismica ha registrato tre eventi importanti negli ultimi trenta anni: 16 settembre 1977,  $M_L = 5.1$ , 1° febbraio 1988,  $M_L = 4.2$  e 14 febbraio 2002,  $M_L = 4.9$ .

Non si segnalano studi precedenti specifici sull'area, in quanto la stessa si trova a margine della canonica suddivisione orografica proposta da Cavallin & Radrizzani (1987) e ripresa dagli studi seguenti, che divide questo settore della catena alpina sud-orientale in Alpi Tolmezzine e Prealpi Carniche.

Le indagini geotecniche per l'area sono scarse, ad esclusione di cinque pozzi ENEL poco a nord del centro di Tolmezzo. Sebbene datate, le stratigrafie disponibili confermano una spessa coltre alluvionale, soprattutto a centro valle dove il pozzo centrale non raggiunge ancora il substrato a 148 m di profondità. Per l'area a sud, sono disponibili pochi dati che si fermano ai primi 10 m di copertura, intercettando sedimenti più fini che nell'area a nord (Fig. 2.2.1).

Non essendo disponibili informazioni sulle velocità delle onde sismiche specifiche per l'area, sono stati acquisiti tre profili di velocità delle onde S mediante analisi di dispersione delle onde superficiali. Tali misure hanno un ruolo determinante nel processo di inversione sia della simica passiva, che della gravimetria. Da questi profili, attraverso relazioni empiriche, sono stati dedotti i profili di densità impiegati nella modellazione gravimetrica (Fig. 2.2.2).

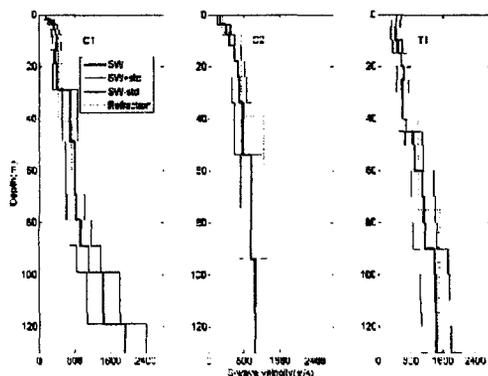


Figura 2.2.2 - Profili di velocità delle onde di taglio per i tre siti indagati (vedi Fig. 2.2.1). Sono rappresentati i profili ottenuti sia con le onde di superficie (linea continua nera  $\pm$  la deviazione standard, linea sottile), che mediante rifrazione (linea a tratteggio).

### 2.2.3 Rilievo Gravimetrico

Un dettagliato rilievo gravimetrico è stato effettuato nell'area di studio. Un totale di 266 stazioni di misura, distanziate di circa 200 m, sono state acquisite con un gravimetro Lacoste & Romberg mod D-018 munito di feedback. I dati sono stati raccolti secondo dei circuiti chiusi (*looping technique*) e hanno portato alla definizione di una rete di 1° ordine riferita alla stazione assoluta di Trieste.

L'acquisizione dei dati secondo la tecnica di looping mostra che l'80% delle differenze di gravità ottenute si trovano nell'intervallo di  $\pm 0,004$  mGal. Per il calcolo dell'anomalia di Bouguer, è stata seguita la sequenza di processing standard (LaFehr, 1991). Ulteriori dettagli sono riportati in Barnaba et al. (2010). Tutti i calcoli sono stati effettuati con una densità di riferimento del substrato pari a  $2500 \text{ kg/m}^3$ . Pertanto, considerando gli errori che legati all'acquisizione ed elaborazione dei dati, si stima che l'anomalia di Bouguer possa essere affetta da un errore di  $\pm 0,015$  mGal.

L'andamento delle anomalie di Bouguer presenta un trend regionale, che segue l'andamento dell'ispessimento crostale spostandosi verso nord. Per eliminare il questo contributo regionale, l'anomalia è stata filtrata con una superficie polinomiale di secondo grado, e i residui che si sono ottenuti sono il risultato delle variazioni laterali di densità dovute ai letti dei fiumi e ai conoidi (Fig. 3a). La morfologia della valle risulta riconoscibile: si osservano delle anomalie positive in corrispondenza dei rilievi carbonatici e dei minimi, anche molto accentuati, lungo l'odierna valle del Tagliamento e in corrispondenza dell'abitato di Tolmezzo.

La modellazione gravimetrica per la ricostruzione della struttura del sottosuolo nella valle è stata ottenuta interpretando il polinomio di secondo ordine dell'anomalia residua, mediante il programma di simulazione numerica IGMAS (IGMAS, Götze e Schmidt, 2005). La procedura di modellazione è un processo interattivo che, partendo da un modello iniziale, ne modifica la densità e la geometria per meglio riprodurre l'anomalia osservata. La modellazione avviene lungo sezioni verticali 2D, parallele tra loro, che poi nel loro insieme definiscono il modello finale 3D.

I valori della densità di partenza sono stati assegnati principalmente sulla base di dati di letteratura specifica per l'ambiente alpino. La struttura è composta da cinque unità sedimentarie a densità costante. La tabella 2.2.1 riassume le caratteristiche di ogni unità. Le alluvioni quaternarie sono state divise in sedimenti di conoide, e in due unità alluvionali distinte a seconda del grado di consolidamento supposto, basandosi anche sui risultati dei profili di sismica a rifrazione acquisiti per questo studio.

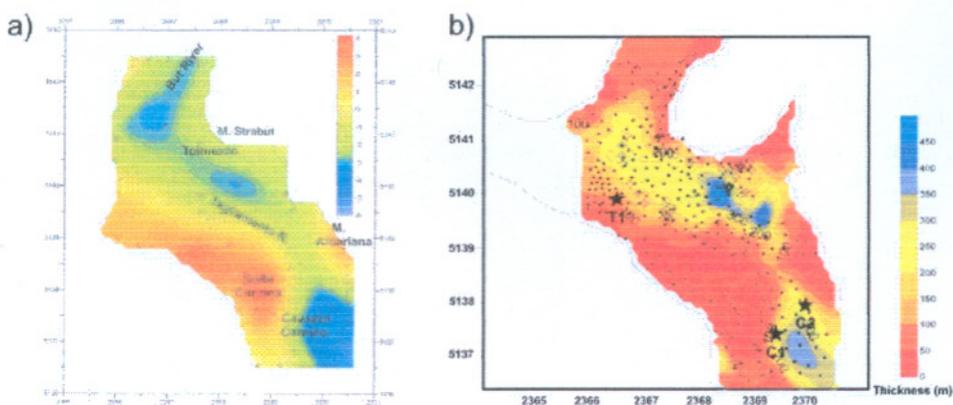


Figura 2.2.3 - Mappa dell'anomalia residua nell'area studiata (a), e spessore dei sedimenti ottenuto dalla modellazione gravimetrica (b). In nero sono segnati anche i punti di misura della gravità lungo la valle, e i tre profili di sismica a rifrazione.

Tabella 2.2.1 – Tabella riassuntiva delle densità delle unità coinvolte

	Descrizione Geologica	Spessore (m)	Densità (kg/m <sup>3</sup> )
Unità 1	Sommità sedimenti alluvionali (non-consolidati: sabbie e argille)	0-30m	1800
Unità 2	Sedimenti alluvionali (consolidati: sabbie e argille)	> 30m	2100
Unità 3	Conoidi	-	2300
Unità 4	Bedrock (rocce carbonatiche)	-	2500
Unità 5	Densità di riferimento	-	2500

Il modello finale (Fig. 3b) è definito lungo 16 sezioni NS distanziate di circa 200 m. Lo scostamento del modello finale dall'anomalia di gravità osservata è molto buono e inferiore a  $\pm 0,2$  mGal, con un coefficiente di correlazione pari a 0,90. Le differenze più significative si hanno ai bordi, in corrispondenza degli affioramenti carbonatici. Queste discrepanze sono un effetto della differenza tra la distribuzione di densità reale nella roccia rispetto a quello definito nel modello. Un unico valore di densità ( $2500 \text{ kg/m}^3$ ) è stato assegnato a tutte le litologie non-sciolte, senza distinguere se esse fossero carbonati compatti o fratturati, e questo può spiegare ulteriormente gli scostamenti ottenuti lungo i margini della valle.

La morfologia sepolta risolta con l'indagine gravimetrica per questo tratto di valle del fiume Tagliamento mostra due minimi in corrispondenza dell'abitato di Tolmezzo e uno molto profondo (400-450 m,) nella zona meridionale dell'area studiata, a est dell'abitato di Cavazzo Carnico.

### 2.2.3 *Misure di sismica passiva*

Sono state acquisite 260 misure di rumore ambientale in tutta la valle, con maggiore dettaglio nelle cittadine di Tolmezzo e Cavazzo Carnico. Sono stati impiegati acquisitori Reftek C130 con sensori a tre componenti Lennartz 3DLite con frequenza propria di 1Hz. La durata delle registrazioni è variabile da 20 a 60 minuti. Il 10% delle misure è stato ripetuto per confermare i risultati, che mostrano una stabilità sia nel tempo che nello spazio. Là dove era possibile, le misurazioni sono state eseguite in corrispondenza o in prossimità di luoghi in cui erano disponibili dati di pozzo. Per maggiori dettagli sul rilievo e la sequenza di elaborazione si veda Barnaba et al. (2010). I dati registrati sono stati analizzati secondo la tecnica dei rapporti spettrali HVSR, utilizzando la medesima procedura per tutti i siti e seguendo le raccomandazioni del progetto SESAME (2004). L'analisi ha interessato la banda di frequenza 0.3-10 Hz. La Fig. 2.2.4 mostra la distribuzione della frequenza di risonanza nella valle, con, in evidenza, i siti che mostrano un comportamento analogo.

Il valore della frequenza di risonanza è stato impiegato per ricostruire lo spessore della coltre sedimentaria nella valle, attraverso la

nota relazione  $h=Vs/4 f_0$ , che lega la velocità delle onde di taglio nei sedimenti attraversati ( $V_s$ ), lo spessore degli stessi ( $h$ ) e la frequenza di risonanza ( $f_0$ ).

È riconosciuto (es.: Lachet e Bard, 1994; Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Scherbaum et al, 2003) che in condizioni di stratificazione piane e parallele (modello 1D), il metodo HVSR rivela la frequenza di risonanza fondamentale, e l'ampiezza dei picchi HVSR è un indicatore della differenza di velocità delle onde S tra bedrock e sedimenti (Fäh et al., 2001). In un ambiente geologicamente complesso come una valle alpina, in cui questi assunti di base non sono sempre soddisfatti, può essere complicato distinguere la risonanza 1D da eventuali risonanze 2D-3D, nonché di individuare la vera frequenza di risonanza. Per questo motivo, per alcuni siti anziché impiegare soltanto la tecnica HVSR, si è ritenuto opportuno utilizzare anche il metodo dei rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento (RSSR), inizialmente sviluppato e applicato alle registrazioni di terremoti (Borcherdt, 1970; Lermo e Chavez-Garcia, 1994), e più recentemente esteso anche alle registrazioni di rumore ambientale (cfr., Kagami et al, 1982; Kagami et al, 1986; Yamanaka et al, 1994; Steimen et al, 2003; Roten et al, 2006.).

Il metodo RSSR mette a confronto gli spettri di ampiezza di Fourier delle singole componenti registrate sul sito di interesse, con quelli calcolati in una stazione di riferimento su roccia (cfr., Field et al., 1990, Yamanaka et al., 1993, Lermo e Chavez-Garcia , 1994). Per questo tipo di metodologia è necessario che le registrazioni sui due siti siano sincrone e i rapporti spettrali vengano fatti sulla medesima finestra di tempo. Per questo motivo nuove misure sincrone sono state raccolte attraverso vari transetti nella valle, impiegando anche sensori con periodo proprio più lungo (sensori Guralp, CMG40, T = 30 s). I sensori sono stati inoltre allineati secondo l'andamento della valle, (rotazione di N150°E, secondo l'asse longitudinale della valle).

La Fig. 2.2.5 mostra i risultati ottenuti con questo approccio, separatamente per le tre componenti del moto, insieme al HVSR calcolati per ogni singola stazione. Come già osservato da altri autori (cfr., Steimen et al., 2003), il metodo RSSR applicato alle componenti orizzontali permette una più facile identificazione della frequenza di riso-

nanza, dal momento che i picchi appaiono più nitidi rispetto a quelli visualizzati con il metodo HVSR.

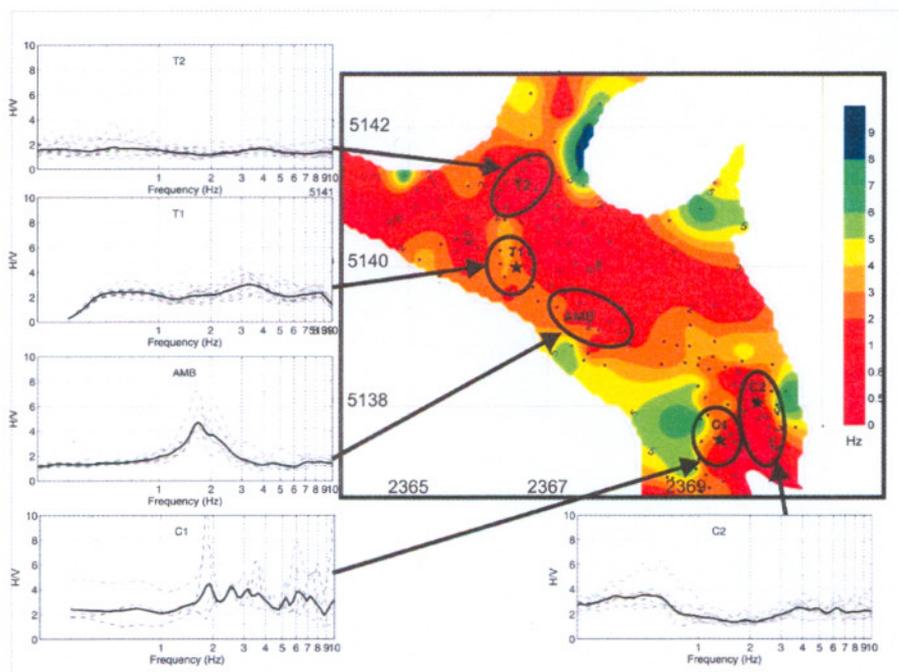


Figura 2.2.4 - Andamento della frequenza di risonanza con in evidenza gli andamenti dei rapporti HVSR lungo la valle.

In questo caso, la frequenza fondamentale è stimata in 0.55 Hz e 0.6 Hz per le onde di Love e di Rayleigh, rispettivamente. Si noti inoltre che il picco di frequenza fondamentale cambia a seconda della posizione del punto di misura nella valle. Questo fatto rafforza l'interpretazione di una risposta della valle secondo un modello 1D.

La frequenza di risonanza  $f_0$  è stata utilizzata per stimare lo spessore ( $h$ ) dei sedimenti all'interno della valle. Un valore medio della velocità delle onde di taglio  $V_s$  è stato considerato per l'intera valle. La velocità di  $V_s = 900$  m/s, stimata come la media dal profilo di velocità delle onde S in C2 posto a centro valle, è stata usata per ricostruire l'andamento del bedrock.

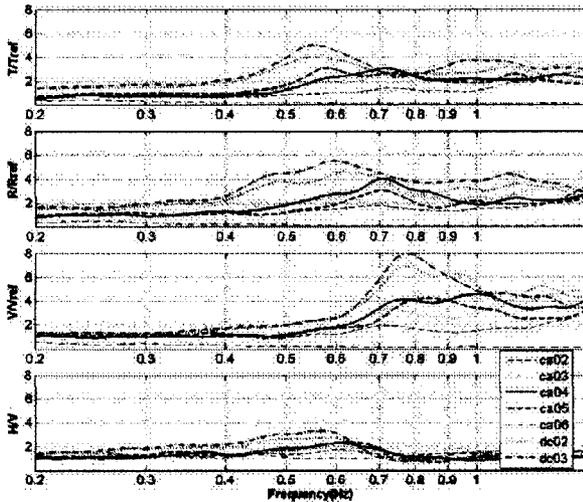


Figura 2.2.5 - Rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento su roccia per sette siti nella valle. Per il posizionamento dei punti si veda Figura 2.2.6.

Lo spessore ricostruito varia da un minimo di 25 m fino a un massimo di circa 450 m, con un errore di valutazione del 20-25%. La mappa (Fig. 2.2.6) rivela un basamento poco profondo nell'area del maggiore conoide alluvionale e nel presente alveo del fiume Tagliamento, mentre la parte più profonda della valle si trova nella parte meridionale dell'area indagata, a est dell'abitato di Cavazzo Carnico. I risultati qui ottenuti sono coerenti con le informazioni dei pochi pozzi profondi disponibili, ubicati nell'area a nord, dove il bedrock si trova a profondità superiore a 148 m.

#### 2.2.4 Interpretazione congiunta dei dati

In Fig. 2.2.7 sono confrontati dei modelli ottenuti con le due metodologie. Nonostante esistano delle discrepanze, specie a bordo valle, entrambi i modelli individuano approfondimenti del substrato molto marcati, specie per l'area sud, ad est dell'abitato di Cavazzo Carnico. La stima della profondità del basamento è affetta da un errore del 20-

25% per entrambi i metodi, ed è legato al grado di incertezza con cui sono stati ricostruiti i modelli di velocità delle onde di taglio.

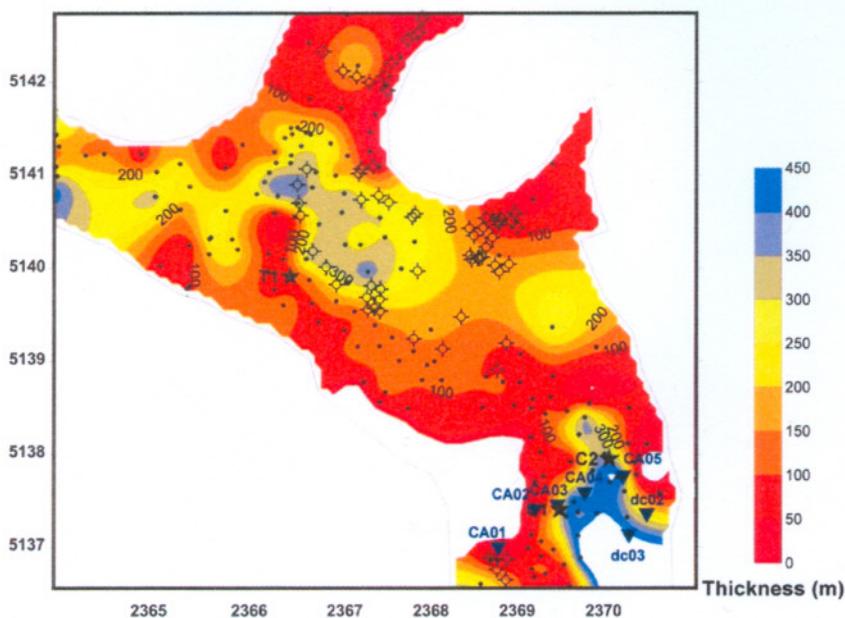


Figura 2.2.6 - Andamento della coltre sedimentaria secondo la sismica passiva. Sono riportati i punti di misura del rumore sismico ambientale (punti neri), i pozzi stratigrafici, i tre profili di sismica a rifrazione (stelle nere) e i 7 punti per le misure RSSR (triangoli blu).

Il modello gravimetrico presenta una forma di valle più armonica e stabile, mentre quella interpretata dalla sismica passiva è soggetta a bruschi cambiamenti, dipendendo maggiormente da ogni singola misura di rumore effettuata. Va detto, a questo proposito, che la ricostruzione di quest'ultimo modello è basata sull'interpretazione della prima frequenza di picco e che tale assegnazione può essere incerta quando le caratteristiche della forma degli HVSR è complicata da picchi multipli o da bassi livelli di amplificazione. Guardando i profili di Fig. 2.2.7, si osserva che i maggiori scostamenti tra i due modelli si verificano a bordo valle, a causa di una non perfetta corrispondenza tra la densità delle litologie e i valori di  $V_s$  impiegati nel processo di inver-

sione. Lo scopo del lavoro era quello di integrare l'interpretazione di due metodi indipendenti in un'area geologicamente complessa, e purtroppo la mancanza di punti di taratura —come ad esempio l'informazione proveniente da un pozzo che intercetti il basamento e ponga vincoli precisi e indiscussi sulla profondità del bedrock— ha lasciato un certo grado di indeterminatezza nella ricostruzione della valle.

Nel processo di inversione dei dati gravimetrici si è cercato di imporre meno vincoli possibile sia per forma che per densità alle unità litologiche. Poiché non ci sono evidenze di variazioni laterali nella densità dei sedimenti, l'anomalia registrata riflette direttamente l'andamento della morfologia del basamento, e l'anomalia prodotta dal modello finale ricalca i contrasti di densità tra il basamento e i sedimenti che riempiono la valle. In questa luce vanno quindi visti gli scostamenti a bordo valle, sia a nord che a sud, dove due diverse litologie affiorano (calcari dolomitici compatti a sud, calcareniti laminate a nord) per le quali si è adottato il medesimo valore di densità. La sismica passiva a stazione singola (metodo HVSR) si è rilevata molto instabile in questo test, a causa della difficile interpretazione della frequenza fondamentale. La presenza di picchi multipli o la totale assenza di picchi, ha pesato fortemente nella fase di inversione.

Una valida alternativa al metodo della stazione singola si è rilevato l'uso dei rapporti rispetto a un sito di riferimento (RSSR). In condizioni strutturali complesse, quali appunto una valle, le amplificazioni rispetto a una sito su roccia facilitano l'individuazione della frequenza di risonanza e abbattano quindi l'incertezza in fase interpretativa. Il metodo RSSR si è rivelato uno strumento strategico per l'interpretazione complessiva del comportamento di risonanza della valle, e ha messo in evidenza che in questo caso quelle che si osservano sono amplificazioni 1D.

La ricostruzioni della struttura del bacino ottenute con i due metodi, rispettivamente gravimetrico e sismico, sono tra loro congruenti. Entrambi i modelli prevedono lo spessore massimo dei sedimenti di circa 400-450 m nella zona a est dell'abitato di Cavazzo Carnico. Questo valore sembra molto grande se si considera che uno spessore simile è stato documentato per la copertura quaternaria solo nella parte meridionale della regione friulana, a 50-70 km a sud di Tolmezzo (Ni-

colich et al., 2004). Questo spessore corrisponderebbe a tassi di sedimentazione plio-pleistocenici tipici delle Alpi occidentali, mentre mal si accordano con la storia geologica del Friuli (Venturini, pers. comm.).

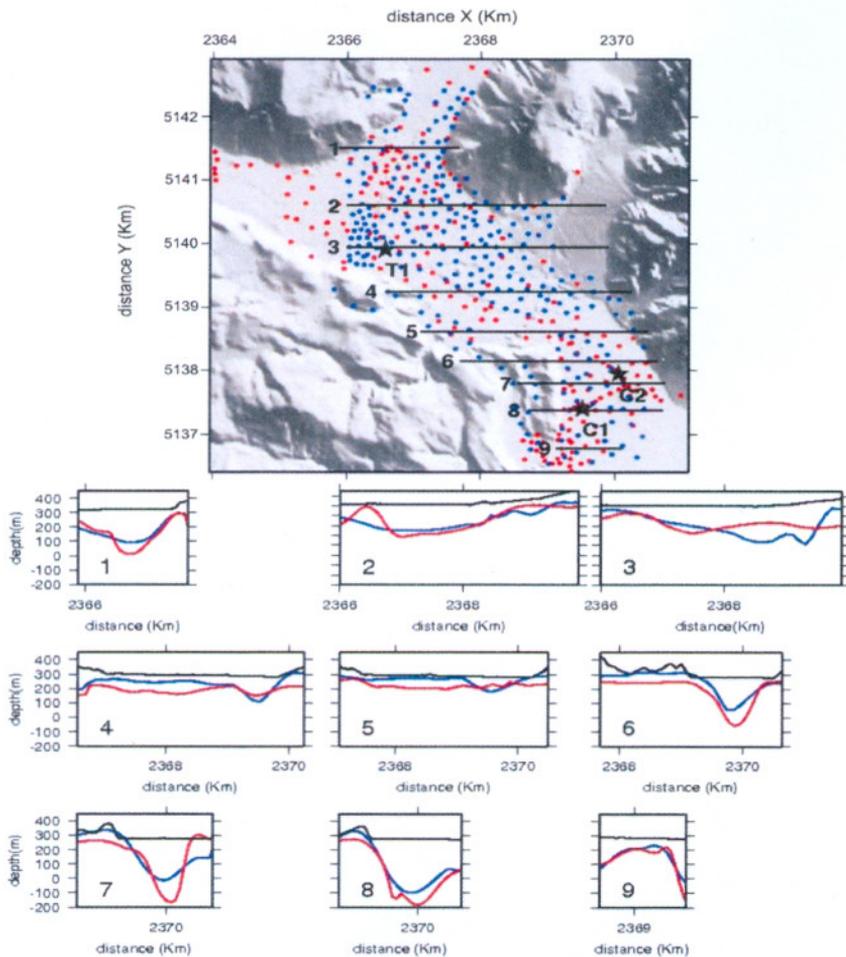


Figura 2.2.7 - Confronto tra il modello gravimetrico (in blu) e la sismica passiva (rosso) per l'area studio. In alto sono rappresentate le misure e le sezioni.

Tuttavia se interpretiamo la forte discontinuità rilevata non come il fondo della valle su cui si sono depositi i sedimenti fluvio-glaciali post-wurmani, ma come la sommità di litologie molto rigide, questi 400 m potrebbero racchiudere, oltre alle alluvioni sciolte del Tagliamento, le litologie molto fratturate a comportamento affine. Tale interpretazione è coerente con l'elevata complessità tettonica dell'area e con i numerosi casi di cataclasi affioranti.

Questa ipotesi trova supporto anche nell'osservazione che i picchi in bassa frequenza (0.6 Hz) sono presenti solo nella parte orientale della valle, dove si suppone che le rocce carbonatiche siano sepolte sotto i sedimenti, mentre a nord mancano del tutto.

### *2.2.5 Conclusioni*

L'obiettivo principale di questo studio è stato quello di ricostruire la morfologia sepolta della valle del fiume Tagliamento tra gli abitati di Tolmezzo e Cavazzo Carnico (UD, Italia nord-orientale) integrando l'interpretazione effettuata con due metodologie geofisiche indirette a basso costo e basso impatto ambientale.

La gravimetria e la sismica passiva sono state utilizzate come metodi esplorativi, mantenendo disgiunti i processi di inversione per i due metodi e applicando invece una interpretazione congiunta dei risultati finali.

Il fatto che questi metodi indagano due grandezze fisiche diverse, anche se intrinsecamente collegate, permette di stimare la morfologia del substrato della valle attraverso due percorsi quasi indipendenti. La congruenza dei risultati ottenuti, pur in presenza di talune differenze a bordo valle, promuove il metodo della sismica passiva a valido strumento di prospezione speditivo, economico e privo di impatto ambientale.

I risultati ottenuti in questo studio, sebbene non supportati da misure dirette del basamento roccioso mediante pozzi profondi o linee sismiche a rifrazione, hanno evidenziato che il bedrock geofisico raggiunge localmente profondità dell'ordine di 400 m dal piano campagna. Non è chiaro al momento se tale discontinuità rappresenti il basamento della valle su cui è iniziata la sedimentazione plio-pleistocenica, o se essa identifichi il top delle piattaforme carbonatiche

a comportamento rigido. Resta tuttavia valida la ricostruzione della morfologia efficace dal punto di vista della risposta sismica per l'intera area tra gli abitati di Tolmezzo e Cavazzo Carnico, e i pochi dati di pozzo confermano gli spessori stimati dai due metodi.

### 2.2.6 Ringraziamenti

Si ringraziano: C. Venturini e M. Ponton per le utili discussioni sulla geologia dell'area investigata in questo studio; Hans Pfister per avere tenuto aggiornati gli autori sui risultati preliminari ottenuti dal suo rilievo GPS in CCP; Roberto Paolucci per aver fornito il suo codice di calcolo numerico basato sul principio di Rayleigh.

I calcoli dei modi normali e dello stack delle velocità di fase è stato effettuato con il software Computer Programs in Seismology, version 3.30 (2005) sviluppato da Robert Herrmann. Numerose figure sono state create con il software GMT (Wessel & Smith 1998).

Questo studio è stato parzialmente finanziato dal progetto INTERREG IIIB-Alpine Space n. F/I-2/3.325 dell'Unione Europea intitolato "*SISMOVALP – Seismic hazard and alpine valley response analysis*", Coord. F. Cotton, e dal progetto PRIN 2007 n. 2007PTRC4C\_005 del Ministero Italiano della Ricerca (MIUR), intitolato "*STESSA - Validazione di tecniche semplificate per la stima della amplificazione sismica di sito*", Coord. M. Mucciarelli.

### 2.2.7 Bibliografia

Banerjee B., Das Gupta S.P., 1977. Short note on gravitational attraction of rectangular parallelepiped. *Geophysics*, 42/5, pp 1053-1055.

Bard P.-Y., 1998. Microtremor measurement: a tool for site effect estimation? In: Proc. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, (Irikura K., Kudo K., Okada H. and Sasatani T., eds (Balkema, Rotterdam, (1998), 1251-1279.

Barnaba, C., Marellò, L., Vuan, A., Palmieri, F.1, Romanelli, M.1, Priolo, E., Braitenberg, C. (2010). The buried shape of an alpine valley from gravity surveys, seismic and ambient noise analysis. *Geophy. J. Int.*, 180, 715-733.

Borcherdt, R.D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

Bressan, G., P.L. Bragato e C. Venturini, 2003. Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic frame work of the Friuli-Venezia Giulia Region (Northeastern Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93/3, 1280-1297.

Carulli, G.B., 2000. Il nodo tettonico di Tolmezzo e la struttura del Mt. Amariana, in: Guida alla Escursioni, 80a Riunione Estiva S.G.I., 6-8 September, Trieste, Italy, pp.70-73.

Cavallin, A., e Radrizzani C., 1987. Geodynamic evolution of the Friuli region(northern sector of african promontori). *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 345-354.

Delgado, J., C. Lopez Casado, J. Ginger, A. Cuenca and S. Molina, 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 1445-1462.

Di Giacomo D., Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Parolai S., and Richwalski S. M., 2005. Analysis and Modeling of HVSR in the Presence of a Velocity Inversion: The Case of Venosa, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95 (6), 2364-2372.

Field, E.H., S.E. Hough, and K.H. Jacob, 1990. Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in flushing meadows, New York City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1456-1480.

Gotze, H.J. and S. Schmidt, 2005. IGMAS URL: [www.gravity.uni-kiel.de/igmas](http://www.gravity.uni-kiel.de/igmas).

Herak M., 2008. ModelHVSR—A Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computers & Geosciences*, 34, 1514-1526.

Ibs-von Seht M. and J. Wohlenberg, 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 250-259.

Kagami, H., S. Okada, K. Shiono, M. Oner, M. Dravinski, and A.K. Mal, 1986. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in S. Fernando valley, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1801-1812.

Kagami, H., C.M. Duke, G.C. Liang, and Y. Ohta, 1982. Observations of 1-to 5 seconds microtremors and their application to earth-

quake engineering. Part II: Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 987-998.

Kanai, K. and T. Tanaka, 1961. On microtremors. VIII. *Bull. Of the earthquake Research Institute*, 39, 97-114.

Lachet, C. and P.Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitation of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth*, 42, 377-397.

La Fehr, T.R., 1991a. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56/8, 1170-1178.

Lermo, J. and F.J. Chavez-Garcia, 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84/5, 1350-1364.

Møller M. J., Olsen H., Ploug C., Strykowski G., and Hjorth H., 2007. Gravity field separation and mapping of buried quaternary valleys in Lolland, Denmark using old geophysical data. *J. Geodynamics*, 43, 330-337.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristic estimations of subsurface using microtremors on ground surface, *Q. Rept. RTRI Jpn.* 30, 25-33.

Nicolich, R., B. Della Vedova, M. Giustiniani, and R. Fantoni, 2004. Carta del suolo della pianura friulana. *Reg. Auton. Friuli Venezia Giulia, Direz. Centr. Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico, L.A.C., Firenze.*

Noguchi, T. and R. Nishida, 2002. Determination of subsurface of Tottori Plain using microtremors and gravity anomaly. *J. Nat. Dis. Sc.*, 24, 1-13

Ohta, Y., H. Kagami, N. Goto, Kudo, K., 1978. Observations of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 767-779.

Parolai, S., Bormann, P. and Milkereit C., 2002. New relationships between  $V_s$ , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *BSSA*, 92, 2521-2527.

Roten, D., D. Fäh, C. Cornou, and D. Giardini, 2006. 2D resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wavefields, *Geophys. J. Int.*, 165, 889-905.

Scherbaum, F., K. G. Hinzen and M. Ohrnberger, 2003. Determination of shallow shear-wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations. *Geophys. J. Int.*, 152, 597-612.

SESAME Project, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. SESAME European research project; WP12 – Deliverable D23.12. European Commission – Research General Directorate. Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME. December 2004.

Steinen, S., D. Fäh, F. Kind, C. Schmid and D. Giardini, 2003. Identifying 2D resonance in microtremor wave fields, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 583-599.

Tokimatsu, K., Arai, H., and Y. Asaka, 1997. Deep shear-wave structure and earthquake ground motion characteristics in Sumiyoshi area, Kobe city, based on microtremor measurements. *J. Struct. Constr.*, Architectural Institute of Japan, 491, 37-45 (in Japanese).

Vallon, M., 1999. Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques, IRSN/CNRS Internal Report, 34 pp. (in French).

Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida and M. Niwa, 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1831-1

Yamanaka, H., M. Dravinski, and H. Kagami, 1993. Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1595-1609.