

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

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

RENDICONTAZIONE CONCLUSIVA

SCHEDE DI UR

Luglio 2007

INDICE

UR 1 – Coordinatore: Gianlorenzo Franceschina (INGV-MI)
UR 2 - Coordinatore: Giovanna Cultrera (INGV Roma)16
UR 3 - Coordinatore: Gualtiero Böhm (INOGS-TS)
UR 4 - Coordinatori: S. Piscitelli (IMAA-CNR Potenza), F. Mulargia (Università di Bologna) e D. Albarello(Università di Siena)
UR 5 - Coordinatore: Vincenzo Del Gaudio (Dipartimento di Geologia e Geofisica – Università di Bari)51
UR 6 - Coordinatore: Marco Mucciarelli (UniBas)63
UR 7 - Coordinatore: Francesco Silvestri (Università della Calabria)73
UR 8 - Coordinatore Prof. Michele Maugeri (Università di Catania, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale)
UR 9 - Coordinatore: Claudio Eva (Dip.Te.Ris., Università di Genova).93
UR 10 - Coordinatore: Antonio Emolo (Dipartimento di Scienze Fisiche – Università degli Studi "Federico II" - Napoli)110
UR 11 - Coordinatore: Gabriele Scarascia Mugnozza (Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza)118

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

UR 1 - Coordinatore: Gianlorenzo Franceschina (INGV-MI)

La presente rendicontazione contiene una sintesi dell'attività svolta dalla UR1 nelle due fasi del progetto. Una descrizione dettagliata dell'attività è contenuta nei deliverables, elencati nella tabella che segue con riferimento ai diversi Task del progetto.

D0	Tecniche di simulazione	Task 1		
D1	Linee guida per il calcolo degli scenari di scuotimento	Task 1		
D6	Dataset accelerometrico e velocimetrico della sequenza sismica del Molise (2002-2003)	Task 3		
D7	Area 1 - Molise. Validation scenarios.	Task 3		
D9-10-	Area 1 - Risposta sismica locale a S.Giuliano di Puglia (CB) e in alcuni comuni confinanti			
11				
D12	Dataset Garda 2004: elaborazione dati, installazione stazioni sismiche	Task 4		
D13	Area 2 - Garda. Scenari di validazione.	Task 4		
D14-15	Area 2 - Garda. Scenari di scuotimento al sito.	Task 4		
D17	Area 3 - Potenza - Bedrock shaking scenarios	Task 5		
D20	Area 4 - Gubbio - Bedrock shaking scenarios	Task 6		
D21	Area 4 - Geological model of the Gubbio basin (Italy) for the characterization of local	Task 6		
	seismic response			
D22-23	Area 4 - Gubbio – Shaking scenarios including site effects	Task 6		
D25	WebGis - Metodologie semplificate per la presentazione dei risultati	Task 7		

Task 1 - Scenari di scuotimento.

Confronto fra le diverse tecniche di simulazione impiegate nella generazione di scenari di scuotimento.

In collaborazione con UR10, è stato realizzato un confronto fra le tecniche DSM (Pacor et al., 2005) e HIC (Gallovic e Brokesova, 2006). Le due metodologie sono state confrontate simulando il terremoto dell'Irpinia 1980 (Deliverable D0). L'utilizzo dei dati strong motion registrati dalle stazioni più vicine ha consentito la calibrazione del modello sismologico, successivamente impiegato per la simulazione dello scuotimento fino a 100 km di distanza dalla sorgente. Diversi risultati prodotti dalle due metodologie sono stati confrontati: mappe di scuotimento, andamento dei picchi di accelerazione e di velocità in funzione della distanza, serie temporali ottenute in siti specifici. In particolare, il confronto ha evidenziato che le mappe di PGA prodotte mediante DSM per l'evento a 0s risentono fortemente degli effetti direttivi, meno evidenti nel caso delle simulazioni effettuate con HIC. Inoltre, contrariamente a quanto si verifica con DSM, le mappe di PGV prodotte da HIC mostrano una forte dipendenza dalla distribuzione dello slip, e quindi dalla posizione dell'asperità dominante.

Le attenuazioni di PGA e di PGV, calcolate in funzione della distanza mediando su tutti gli scenari ipotizzati e rispetto all'azimuth, mostrano invece tendenze medie molto simili per le due tecniche e un buon accordo con i picchi di accelerazione e di velocità registrati (Figura 1). Infine, il confronto fra serie temporali simulate e registrate evidenzia differenze dovute principalmente a riconosciuti effetti di sito.



Figura 1. Attenuazione media di PGA e PGV con la distanza per DSM e HIC. Per confronto vengono riportate le curve di attenuazione empirica di Sabetta

Linee guida per la realizzazione degli scenari di scuotimento.

Le linee guida per il calcolo degli scenari di scuotimento sono state definite in collaborazione con UR2 e UR10 (Deliverable D1). A questo proposito, dopo aver caratterizzato le procedure per la realizzazione di scenari di tipo deterministico e di tipo probabilistico, gli scenari deterministici sono stati classificati secondo tre diversi livelli di complessità. Gli scenari ottenuti mediante modelli empirici predittivi (MEP) vengono considerati come scenari di livello 0, mentre quelli realizzati con metodologie di simulazione approssimate e con metodologie di simulazione a larga banda da faglia estesa, sono considerati come scenari di livello I, rispettivamente (Tabella 1).

Nelle aree di validazione, il confronto fra osservazioni e simulazioni ottenute da scenari a diverso livello di complessità ha consentito di valutare l'accuratezza della predizione al crescere della complessità dei modelli. Nelle aree di previsione invece, i diversi livelli di complessità sono stati utilizzati per fornire indicazioni sull'andamento medio dello scuotimento (livello 0) e sulla variabilità del moto riproducibile mediante modelli predittivi basati su una rappresentazione fisica del processo di rottura sulla faglia e della propagazione delle onde sismiche (livello I o livello II).

	Tecniche	Grandezze	Variabilità
Livello 0	Modelli empirici predittivi del moto del suolo (MEP, già chiamate leggi di attenuazione)	Valori di picco (PGA, PGV, PGD) Ordinate spettrali in intervalli di frequenza prefissati Altri parametri del moto (intensità di Arias,) Intensità macrosismica	Deviazione standard dei modelli empirici predittivi
Livello 1	Tecniche approssimate di simulazione	Serie temporali "approssimate" (ovvero calcolate su sorgente puntiforme o estesa, per campo vicino e lontano, solo per fasi dirette, con limiti in alta o bassa frequenza,)	Analisi statistica relativa alla distribuzione dei parametri derivati da famiglie di sismogrammi sintetici simulati.
Livello 2	Tecniche di simulazione larga banda a faglia estesa	Sismogrammi sintetici larga banda contenenti l'intero campo d'onda.	Analisi statistica relativa alla distribuzione dei parametri derivati da famiglie di sismogrammi sintetici simulati.

Tabella 1. Classificazione dei livelli di complessità degli scenari al bedrock adottata nel Progetto S3.

Task 3 – Molise

Registrazioni della sequenza sismica molisana del 2002 e leggi di attenuazione.

Il contributo della URI ha riguardato sia la costruzione del dataset delle forme d'onda relative alla sequenza del 2002 (Deliverable D6), sia la calibrazione dei modelli di attenuazione, successivamente impiegati per il calcolo degli scenari di scuotimento (Deliverable D7). Nella costruzione del dataset, una particolare attenzione è stata rivolta al problema dell'omogeneizzazione delle registrazioni strong e weak motion dal punto di vista del processamento del dato. I primi sono stati registrati da una rete temporanea di 9 stazioni installate nei giorni seguenti le scosse principali del 31 ottobre/1 novembre 2002 a integrazione delle stazioni della RAN. I dati weak motion sono stati invece registrati da una rete velocimetrica temporanea di 35 stazioni installata nello stesso periodo da diversi enti di ricerca (INGV, INOGS, DipTeRis-UNIGE). I dati di circa 100 eventi con magnitudo maggiore di 2.7, registrati dalle stazioni empiriche predittive in termini di PGA, PGV e PSV della massima componente orizzontale. I modelli predittivi sono stati ricavati considerando la distanza ipocentrale e una scala di magnitudo locale calibrata sulla sequenza del 2002, dopo aver raggruppato i siti di registrazione in due classi di suolo (rock e soil).

Per la calibrazione di un modello spettrale di attenuazione, è stata effettuata un'inversione sugli spettri di Fourier relativi ad una finestra comprendente la fase S del segnale registrato, allo scopo di separare i contributi di sorgente, attenuazione e sito. L'attenuazione spettrale con la distanza è stata descritta in termini di attenuazione geometrica e anelastica, ricavando successivamente un modello per la dipendenza dalla frequenza del fattore di qualità, Q(f).

Scenari di scuotimento per gli eventi principali della sequenza sismica del 2002.

Gli scenari di scuotimento realizzati per l'area molisana sono stati calibrati sulla base del confronto fra serie temporali simulate e registrate. A tal fine sono stati utilizzati i dati accelerometrici registrati durante la prima scossa dalle stazioni più vicine: Lesina (LSN), Sannicandro (SNN), San Severo (SSV), Castiglione Messer Marino (CMM), Gildone (GLD) e Vasto Europa (VSE), tutte situate a distanza ipocentrale < 60 km (DPC-SSN, 2004). Tali registrazioni mostrano infatti grande variabilità del moto in ampiezza e durata, con valori dell'accelerazione di picco che vanno da 4.9 a 61.3 gal, e con i valori più alti registrati dalle stazioni localizzate a est dell'epicentro. Utilizzando la tecnica di simulazione DSM per riprodurre i presunti effetti di direttività della prima scossa, i due modelli di faglia proposti come sorgenti sismogenetiche delle scosse principali della sequenza, VDL05 (Valleè e Di Luccio, 2005) e BV05 (Basili e Vannoli, 2005), sono stati impiegati per simulare l'evento del 31 ottobre. Dal confronto con gli accelerogrammi registrati è stato possibile individuare BV05 come la sorgente sismogenetica più appropriata da utilizzare per le successive simulazioni di scenario. Nelle simulazioni sono state adottate una velocità di rottura costante pari a 2.8 km/s e una distribuzione di slip di tipo k². L'attenuazione spettrale è stata definita assumendo Q(f)=37.7 f^{1.2} sulla base delle analisi delle registrazioni della sequenza molisana (vedi paragrafo precedente) e considerando il parametro k di decadimento spettrale di alta frequenza.

Gli scenari predittivi di scuotimento sono stati realizzati utilizzando i parametri dedotti dalla calibrazione del modello sismologico e considerando l'obiettivo principale del progetto, che consiste nel fornire il moto di input per la modellazione degli effetti di sito in 5 località situate in area epicentrale: Bonefro (BNF), S.Giuliano (SGI), Colletorto (CLT), S.Croce di Magliano (SCM), Ripabottoni (RPB). Sono stati quindi realizzati scenari con le diverse metodologie disponibili (modelli empirici predittivi, metodo DSM e metodo HIC) allo scopo di definire un livello di scuotimento comune per distanze dalla faglia minori di 10 km. A questo proposito, tutte le metodologie adottate hanno fornito un valore massimo di PGA al bedrock di circa 100 gal. La distribuzione di PGA cumulativa dovuta agli eventi del 31 Ottobre e del 1 Novembre 2002 ottenuta per tutta l'area molisana, viene mostrata in Figura 2(a). Tale distribuzione risulta in buon accordo con l'intensità macrosismica osservata (Galli e Molin, 2004). In Figura 2(b) viene mostrato il confronto dei livelli spettrali di accelerazione al bedrock ottenuti con DSM e con HIC a S.Giuliano mentre in Figura 2(c) vengono confrontate le accelerazioni sintetiche al bedrock prodotte dai due metodi a Bonefro (BNF). Come si vede, le componenti orizzontali del moto mostrano in generale lo stesso contenuto in frequenza e le serie temporali sono caratterizzate da ampiezza e contenuto in frequenza simili. Le simulazioni ottenute con HIC mostrano comunque un maggior livello di complessità e durate maggiori, come conseguenza di una modellazione più dettagliata degli effetti di sorgente e di propagazione. In generale quindi, il confronto dei risultati ottenuti mediante simulazioni a diverso livello di complessità consente di adottare gli scenari di livello II per la generazione del moto di input ai fini della modellazione degli effetti di sito in area epicentrale.



Figura 2. (a) mappa cumulativa di PGA ottenuta mediante simulazione DSM per gli eventi principali della sequenza molisana del 2002; (b) accelerazione spettrale simulata mediante HIC (linea nera) e DSM (linea rossa) alla stazione SGI per l'evento del 31 Ottobre; (c) accelerogrammi ottenuti mediante HIC (livello II) e DSM (livello I) a Bonefro (BNF), per l'evento del 31 Ottobre.

Task 4 - Garda

Registrazioni della sequenza sismica del 2004.

A seguito dell'evento del 24 novembre 2004, nell'area epicentrale è stata installata, in collaborazione

tra INGV-CNT Roma e INGV Milano, una rete temporanea per la registrazione di possibili repliche. La rete comprendeva 10 stazioni equipaggiate con acquisitori Reftek 130 a 6 canali collegate sia a sensori velocimetrici Lennartz Le3D-Lite, sia a sensori strong motion Kinemetrics-Episensor ES-T. Il Deliverable D12 contiene le forme d'onda registrate durante la sequenza sismica (4380 forme d'onda relative a 187 eventi, registrati sino al 14 dicembre 2004). Nel Deliverable sono disponibili le letture delle fasi P ed S e le localizzazioni di routine degli eventi. Per le determinazioni focali sono state utilizzati i tempi d'arrivo relativi alla Rete Sismica della Provincia di Trento e alla Rete Sismica del CRS-Udine. E' stata inoltre calcolata la magnitudo locale di ogni evento: complessivamente il dataset degli aftershocks è costituito da eventi di magnitudo locale compresa tra 0.3 e 2.8. Allo scopo di definire i parametri ottimali per la realizzazione degli scenari di scuotimento, la profondità dell'ipocentro relativo all'evento principale è stata stimata anche mediante un'analisi dei residui sui tempi di arrivo costruendo un rms-grid tridimensionale intorno alla posizione focale del main-shock. I risultati mostrano che la posizione dell'ipocentro risulta ben vincolata in latitudine e longitudine ma è caratterizzata da notevole incertezza sulla profondità, variabile fra 3 e 9 km (Deliverable D13).

Leggi di attenuazione empirica e modelli di attenuazione per la regione del Garda.

I dati raccolti da 30 stazioni velocimetriche che, nel periodo 2002-2006 sono state installate da INGV-Milano in 20 siti del Nord Italia, sono stati impiegati per definire una serie di relazioni di attenuazione empirica valide per l'Italia centro-settentrionale e per stimare l'attenuazione delle onde sismiche nella zona in esame, mediante un modello spettrale di attenuazione. Le leggi di attenuazione sono state impiegate come modelli empirici predittivi di confronto per la realizzazione di scenari di livello 0, mentre l'attenuazione spettrale è stato impiegata per realizzare gli scenari di livello I (Deliverable D13). Le relazioni di attenuazione empirica sono state calcolate per la massima componente orizzontale di PGA, PGV, PGD ed SA al 5% di smorzamento. I coefficienti sono stati stimati mediante regressione ai minimi quadrati, dopo aver classificato le stazioni in "rock" e "soil" sulla base dei rapporti H/V calcolati da misure di microtremore effettuate in ciascun sito di registrazione. L'analisi dei risultati mostra che, specialmente per $M_L < 4.0$, la notevole quantità di dati disponibili, consente di ottenere relazioni empiriche che riproducono in maniera affidabile i valori reali risentiti al sito. Al contrario, la mancanza di un consistente numero di registrazioni di terremoti di magnitudo maggiore, in particolare per brevi distanze, limita l'utilizzo delle relazioni ricavate ad eventi caratterizzati da $M_L < 5.0$.

Il modello spettrale di attenuazione è stato inizialmente ricavato in forma non-parametrica. Successivamente, la funzione di attenuazione che descrive il decadimento delle ampiezze spettrali con la distanza, è stata parametrizzata separando i contributi dovuti all'attenuazione geometrica e anelastica. Dal secondo termine è stato poi ricavato un modello di dipendenza dalla frequenza del fattore di qualità, Q(f).

Scenari di scuotimento per il terremoto di Salò del 2004.

In quest'area, la calibrazione del modello sismologico è stata effettuata utilizzando principalmente i dati di intensità I_{MCS} osservata (QUEST, 2005) e la registrazione accelerometrica ottenuta dalla stazione GVD della RAN, localizzata nel comune di Vallio Terme, e situata a 13.3 km dall'epicentro (SSN, 2005). Date le modeste dimensioni del terremoto e considerata la tipologia dei dati utilizzati per la validazione, sono stati realizzati scenari di scuotimento a due soli livelli di complessità: il livello 0, realizzato mediante l'impiego di diversi modelli empirici predittivi (in termini di intensità I_{MCS}, a_{MAX} e v_{MAX}) e il livello I, realizzato mediante la tecnica DSM (Deliverable D13). Gli scenari di livello 0 sono stati calcolati direttamente in intensità macrosismica e in intensità dedotta da parametri di picco, utilizzando diverse relazioni empiriche di conversione tra intensità macrosismica e parametro ground-motion. Il confronto con i dati di intensità osservata durante il terremoto del 2004 mostra che in definiva, l'utilizzo di scenari a sorgente puntiforme non permette una predizione adeguata delle intensità osservate nei primi 10 km.



Figura 3. (a) confronto fra le intensità osservate durante il terremoto di Salò del 2004, l_{oss}, e le intensità sintetiche, l_{EST}, ottenute con i parametri cinematici che consentono di ottenere il minimo valore di RMS di (l_{EST} –l_{oss}). (b) scenari medi di intensità attesa di livello I. (c) scenari medi di intensità attesa di livello 0.

La calibrazione del modello sismologico per il terremoto del 2004 è stata quindi effettuata cercando di riprodurre gli effetti di anisotropia osservati nel campo macrosismico. Le simulazioni sono state realizzate facendo variare diversi parametri cinematici e ipotizzando che l'evento del 2004, avvenuto su una porzione del sistema di faglie Giudicario, possa essere localizzato su una faglia inversa avente la stessa giacitura della sorgente sismogenetica dell'evento del 1901 (CPTI, 2004; DISS, 2006). L'attenuazione spettrale è stata definita assumendo Q(f)=88 f ^{0.88} sulla base delle analisi delle registrazioni eventi localizzati nell'Italia centro settentrionale e avvenuti nel periodo 2002-2006 (vedi paragrafo precedente) e considerando il parametro k di decadimento spettrale di alta frequenza.

Complessivamente, sono stati realizzati 54 scenari di scuotimento (corrispondenti alla variazione del punto di enucleazione sulla faglia, della velocità di rottura e della profondità), successivamente trasformati in 162 scenari di intensità, mediante 3 diverse relazioni di conversione. In Figura 3(a) viene mostrato il confronto fra intensità osservate, I_{OSS}, e intensità sintetiche, I_{EST}, ottenute con i parametri cinematici che consentono di ottenere il minimo valore di RMS, calcolato su (I_{EST} –I_{OSS}). Il confronto con il campo macrosismico, ha consentito di selezionare gli scenari da impiegare in una seconda fase di calibrazione, realizzata confrontando le ampiezze spettrali di accelerazione simulata e misurata alla stazione GVD. Sono stati così definiti i parametri ottimali per la riproduzione dello scuotimento del terremoto del 2004. Risultano ben vincolati la velocità di rottura e legge di conversione tra parametro ground-motion e intensità, mentre punto di enucleazione e profondità sono caratterizzati da maggiore incertezza. Si ottengono infatti una localizzazione del punto di enucleazione NNE rispetto al baricentro, ed una profondità variabile tra 5 e 10 km.

Gli scenari predittivi di livello I sono stati perciò realizzati facendo variare la profondità minima della sorgente fra 5 e 10 km, ed inoltre, è stato assunto un grigliato di 15 punti di enucleazione omogeneamente distribuiti nella semimetà inferiore della faglia. In Figura 3(b) e 3(c) vengono mostrati i campi di intensità media degli scenari di livello I e di livello 0, rispettivamente. Come si vede, l'area di massimo risentimento prodotta dallo scenario di livello I rispecchia la geometria della faglia ipotizzata, contrariamente alla predizione di livello 0, che mostra invece una simmetria circolare, e conseguentemente non riesce a riprodurre in modo adeguato gli effetti di anisotropia del campo macrosimico. Si noti che, contrariamente allo scenario di Figura 3(a), lo scenario medio di livello I, è realizzabile prima del terremoto. Infine, le intensità osservate in occasione dell'evento del 2004 risultano anche essere comprese nell'intervallo di variazione di intensità attesa, definito dagli scenari di intensità minima e massima, ottenuti considerando le profondità di 10 e 5 km, rispettivamente (vedi Deliverable 13).

Campagna di acquisizione di misure di rumore e stima dei coefficienti di amplificazione

Per la caratterizzazione delle formazioni litologiche dell'area in esame sono state effettuate due campagne di misure di rumore in quattro comuni della Val Sabbia (Barghe, Sabbio Chiese, Vobarno e Salò, per un totale di 27 siti), a Gardone Riviera (8 misurazioni) e a Toscolano Maderno (12 misure) (Figura 4). La scelta delle località è stata guidata da considerazioni circa la distribuzione del

danneggiamento, la presenza di depositi fluviali e/o fluvioglaciali, condizioni di pendio e l'esistenza di conoidi di detrito. Lo scopo finale di questo studio è la classificazione dei suoli secondo la normativa europea EC8 (CEN, 2003) attraverso l'utilizzo congiunto delle informazioni geologiche e della frequenza di risonanza dei depositi, calcolata mediante i rapporti spettrali H/V sulle misure di rumore ambientale.

La campagna di misure è stata effettuata usando sensori Lennartz LE3D-5sec (risposta piatta tra 0.2 e 40 Hz) equipaggiati con acquisitori a 24 bit Reftek 130-01. Per ogni punto di misura sono stati registrati 30 minuti di segnale (noise ambientale) ad una frequenza di campionamento di 100 Hz. La procedura per la determinazione dei rapporti spettrali e i risultati delle analisi vengono descritte dettagliatamente nel Deliverable 14-15.

I risultati mostrano che in generale gli effetti di sito maggiormente significativi si hanno in presenza di depositi fluviali, fluvio-glaciali, terrazze alluvionali e conoidi (es. Barghe, Vobarno, toscolano Maderno), mentre si osservano amplificazioni trascurabili in presenza di formazioni rocciose o pendii (Clibbio, Gardone).





Figura 4. Località in cui sono state effettuate le campagne di misura (i riquadri neri indicano l'estensione dell'area di indagine) e informazione macrosismica.

Figura 5. Scenario di scuotimento in intensità convertito dal valore di PGV [cm/s] calcolato per l'evento del 2004 e osservazioni macrosismiche

Scenari di scuotimento al sito

Sono stati calcolati scenari di livello 0 tenendo conto anche di possibili effetti di amplificazione geologica. Le formazioni geologiche a scala 1:500.000 e 1:100.000 sono state raggruppate secondo le classi (A÷E) dell'Eurocodice8. I campi di scuotimento per l'evento del 2004 sono stati calcolati attraverso le relazioni di Sabetta e Pugliese (1996) in PGA e PGV, e successivamente convertiti in intensità (Faccioli e Cauzzi, 2006) (Figura 5). Dal confronto con i dati delle osservazioni macrosismiche non si evidenzia una marcata dipendenza del livello di intensità dalle condizioni geologiche (vedi Deliverable 14-15)

Task 5 - Potenza

L'attività relativa all'area di Potenza è stata svolta in collaborazione con UR2, UR6 e UR10 (Deliverable D17). In particolare, con UR6 è stata definita la procedura che, a partire dal dataset di serie temporali simulate, permette di selezione gli accelerogrammi di interesse in funzione del loro utilizzo per la realizzazione di scenari di danno.

Nell'area intorno a Potenza sono state individuate diverse sorgenti potenzialmente pericolose per il

sito in studio (DISS, 2006). L'utilizzo della tecnica DSM ha consentito la selezione preliminare delle sorgenti a più alta pericolosità, su cui simulare poi il moto del suolo con altre tecniche, in particolare con metodologie *broad-band* in campo completo (livello II). La UR1 ha contribuito alla definizione degli scenari di scuotimento per la città di Potenza con la simulazione di sismogrammi sintetici mediante il codice EXSIM (Motazedian e Atkinson, 2005), un'implementazione del noto metodo di simulazione stocastica da faglia estesa denominato FINSIM (Beresnev e Atkinson, 1997). Nella procedura di validazione sono stati impiegati i dati accelerometrici registrati durante il terremoto dell'Irpinia 1980 alle stazioni di Bagnoli Irpino (BGI) e Tricarico (TRR), aventi distanze dalla faglia DISS-ITGG077 (Colliano) di 5.7 e 60.5 km, rispettivamente.

Le simulazioni a fini predittivi sono state effettuate considerando le 8 sorgenti sismogenetiche individuate e utilizzando diversi modelli di rottura al variare della distribuzione di slip e del punto di enucleazione sulla faglia, per un totale di 16 modelli, corrispondenti a 480 accelerogrammi, per ogni sorgente. A seconda della sorgente, sono stati poi considerati anche diversi valori dello stress drop e della profondità. In generale, le simulazioni ottenute costituiscono una popolazione di sismogrammi da cui selezionare le serie temporali d'interesse in funzione dell'utilizzo per gli scenari di danno. Le distribuzioni di PGA e di Intensità di Housner ottenute, evidenziano che la sorgente DISS-ITGG063 (Andretta-Filano) produce il massimo scuotimento per la città di Potenza. A partire dal dataset di accelerogrammi sintetici prodotti da questa sorgente, sono state quindi selezionate 7 serie temporali rappresentative dei valori medio, mediano, modale, massimo e minimo, e dei valori corrispondenti al 75° e all'84° percentile della distribuzione di PGA. La stessa procedura di selezione è stata poi applicata alla distribuzione di Intensità di Housner.

Task 6 - Gubbio

Risposta sismica locale e modello tri-dimensionale del Bacino di Gubbio

L'attività della UR1 ha riguardato soprattutto la stima della risposta sismica locale per i siti di installazione delle stazioni velocimetriche, e la definizione di un modello tri-dimensionale del bacino di Gubbio (Deliverable D21). La risposta sismica locale è stata valutata per i siti dei transetti GFZ, INGV e UNIGE, applicando uno schema d'inversione generalizzata agli spettri delle registrazioni dei terremoti misurati dalle stazioni dei transetti, considerando sia le componenti orizzontali che quella verticale. Le risposte di sito ottenute sono state confrontate con i risultati dei rapporti spettrali con un sito di riferimento (metodo SSR) e con i rapporti spettrali H/V. Il confronto ha permesso di confermare la presenza di effetti di amplificazioni all'interno della piana dovuti all'estensione finita del bacino (effetti di amplificazione bi- e tri-dimensionali). Infine l'UR1, in collaborazione con UR2 e UR-GFZ, ha determinato empiricamente i fattori di amplificazione per gli spettri di risposta identificando il sito con la frequenza fondamentale stimata dai rapporti H/V delle misure di microtremore.

La definizione del modello 3D del bacino di Gubbio ha comportato la raccolta di numerosi dati dalle varie UR partecipanti al progetto (Deliverable D21). L'organizzazione di tali informazioni in un GIS (ArcMap 9.0), ha permesso di integrare le varie informazioni disponibili e di presentarle in modo uniforme ai fini della produzione di sezioni verticali che riportano la profondità stimata del bedrock, la geologia superficiale e la tomografia (Figura 6).



Le sezioni sono state interpretate e referenziate in un sistema locale X, Z (distanza, profondità), successivamente convertito nel sistema comune X, Y (ED50_UTM33), allo scopo di ottenere file di

9

punti referenziati in una base comune per ogni unità geologica considerata.

Le misure di noise hanno consentito di vincolare la profondità del bedrock nella successiva procedura di triangolazione, e le superfici finali ottenute sono state utilizzate da UR-GFZ per la modellazione degli effetti di sito. In ogni fase del lavoro il modulo 3D di ArcMap (ArcScene) ha permesso di visualizzare i dati e la coerenza delle interpretazioni e dei risultati (Figura 7).



Figura 7 – Visualizzazione 3D con ArcScene

Scenari di scuotimento al bedrock

Gli scenari di scuotimento al bedrock per il bacino di Gubbio sono stati realizzati in collaborazione con UR2, INGV-RM e UR10, che in quest'area ha applicato una metodologia innovativa per il calcolo di scenari di tipo probabilistico (Deliverable D20). Le sorgenti sismogenetiche sono state definite a partire da DISS (2006), che in quest'area mostra due possibili faglie, ITGG037 e ITGG038, la prima delle quali viene associata al terremoto di Gubbio del 1984 (M=5.7). I dati accelerometrici registrati dalla RAN durante l'evento del 1984 sono stati utilizzati per calibrare il modello sismologico, successivamente impiegato per la realizzazione degli scenari di scuotimento. A tal fine la sorgente ITGG037 è stata modificata, riducendone le dimensioni e conseguentemente il momento sismico, sulla base dell'ipotesi di un rilascio non completo di energia elastica in occasione dell'evento del 1984.

Le simulazioni sono state effettuate utilizzando le tecniche DSM e HIC e considerando le serie temporali delle stazioni accelerometriche più vicine (distanza dalla faglia < 25 km). Nel Deliverable D20 vengono descritte dettagliatamente sia la procedura di calibrazione del modello sismologico sia la realizzazione degli scenari predittivi. La stima dei parametri ottimali del modello è stata effettuata simulando complessivamente 810 scenari al variare del punto di enucleazione sulla faglia e della velocità di propagazione della rottura. Sono invece stati mantenendo fissi il modello di attenuazione (Castro et al., 2004) e la distribuzione di slip. A questo proposito è stata ipotizzata una distribuzione di tipo k⁻² con una asperità dominante nella parte più profonda della faglia. Una procedura "gridsearch" è stata poi applicata per selezionare il modello che presenta il miglior accordo con le osservazioni. La Figura 8(a) mostra la funzione di misfit fra accelerazioni osservate e simulate, ottenuta con DSM e con HIC nell'intervallo di frequenza in cui le due tecniche possono essere confrontate. In generale i modelli che meglio rappresentano le osservazioni sono caratterizzati da elevate velocità di rottura (V_R=0.9 V_S) e da punti di enucleazione situati nella parte sud-est della faglia (vedi Deliverable D20).



Figura 8. (a) residui spettrali di accelerazione mediati su 5 siti ottenuti con DSM e con HIC: la linea spessa e l'area ombreggiata rappresentano il bias e la deviazione standard del modello, rispettivamente; (b) scenari di scuotimento di livello 0 (UMA05) e di livello I (DSM) per la sorgente DISS-ITGG038; (c) scenario di scuotimento di PGA di livello I ottenuto per il bacino di Gubbio con la sorgente DISS-ITGG038.

Le simulazioni predittive sono state effettuate considerando entrambe le sorgenti sismogenetiche individuate per quest'area, ITGG037 e ITGG038. Gli scenari di livello 0 sono stati calcolati applicando le equazioni predittive proposte da Bindi et al.(2006) per l'area umbro-marchigiana (UMA05), mentre il livello I è stato realizzato con la tecnica DSM facendo variare i 3 principali parametri cinematici che descrivono il modello di rottura. Diverse combinazioni di velocità di rottura, posizione del punto di enucleazione e distribuzione di slip sono state ipotizzate, per un totale di 8200 scenari di scuotimento. In 4 siti rappresentativi, posizionati in maniera opportuna all'interno del bacino, è stata analizzata la variabilità del moto calcolando la distribuzione di PGA e confrontando il risultato con le simulazioni di livello I (Figura 8(b)). Come si vede, all'interno del bacino di Gubbio, gli scenari di livello 0 e I sono in ottimo accordo sia in termini di valor medio che in termini di deviazione standard. Gli scenari medi ottenuti con ciascuna sorgente, sono stati poi impiegati per calcolare il moto al bedrock in 27 siti localizzati all'interno del bacino, precedentemente caratterizzati da una stima dei rapporti spettrali H/V su misure di rumore, In Figura 8(c) viene mostrata la mappa di scuotimento di PGA ottenute con la sorgente ITGG038. In generale le mappe di scuotimento ottenute con le due sorgenti mostrano lo stesso tipo di andamento, con valori più alti dei parametri del moto in corrispondenza del lato sudovest del bacino ed una PGA media su tutto il bacino pari a 0.33 g e 0.28 g per ITGG037 e ITGG038, rispettivamente.

Infine, sono state effettuate simuzioni di livello II combinando nel dominio della frequenza le serie temporali prodotte da DSM con i sintetici ottenuti mediante la tecnica COMPSYN (vedi Deliverable D0), adatta alla riproduzione del moto in bassa frequenza (f<1Hz).

Task 7 – Interfacciamento con l'ingegneria ed il DPC

Per la gestione dei risultati degli studi di scenario sono stati messi a punto dei GIS (uno di *progetto* ed uno per la *Protezione Civile*) utilizzando il software ArcGIS 9.0 della ESRI. I GIS sono stati strutturati in modo tale da essere facilmente trasferibili e consultabili.

Inoltre, per il Molise ed il Garda, sono stati prodotti due *WebGIS* utilizzando il programma ALOV, sviluppato dall'università di Sidney (ALOV Software, <u>http://www.alov.org/</u>). Il WebGIS è una versione semplificata del GIS di progetto che permette di visualizzare e interrogare i dati. Si possono consultare sia le tabelle degli attributi sia accedere ad informazioni supplementari per alcuni dati, ad esempio immagini di sezioni del bacino o grafici H/V. Il WebGis per il Molise è ad accesso riservato per lo scambio di informazioni all'interno del gruppo di ricerca, quello per Garda è consultabile all'indirizzo http://esse3.mi.ingv.it/garda_alov/Progetto_Garda.htm

Sistema informativo territoriale – Molise: I dati dell'area del Molise sono stati georeferenziati nel sistema di riferimento ED_1950_UTM_Zone 33N. E' stata raccolta la cartografia di base per l'intrea regione mentre mentre dati di maggior dettaglio sono stati immagazzinati per i comuni di San Giuliano di Puglia, Santa Croce di Magliano, Bonefro e Collotorto. Per San Giuliano di Puglia sono state archiviate le carte geologiche . l'ubicazioni delle le indagini geotecniche (sondaggi geognostici

pre e post sisma, pozzetti esplorativi, prove downhole e prove penetrometriche), la carta del danno agli edifici secondo un criterio di agibilità dell'edificio stesso. Inoltre sono state archiviate informazioni sismologiche (posizione stazioni sismiche, epicentri, faglie) e gli scenari di scuotimento elaborati al bedrock (D7).

Sistema informativo territoriale –Potenza: I dati in esame sono stati archiviati secondo il sistema di riferimento WGS84_UTM33N. Accanto ai dati di base (confini amministrativi, viabilità, geologia, etc) vengono riportate informazioni di carattere sismologico (faglie, epicentri storici, etc). il risultato finale sono la produzione di scenari di danno, a livello di sezioni di censimento (Istat_2001) per tre scenari di scuotimento, con e senza effetti di sito (D17).

Sistema informativo territoriale - Garda: Tutti i dati del GIS del Garda sono stati georeferenziati nel sistema di riferimento ED_1950_UTM_Zone 32N. Alla base del GIS sono stati raccolti ed ordinati i dati di carattere generale, ad estensione subregionale-provinciale. Dati invece di dettaglio, quali ad esempio i risultati delle misure di rumore, sono stati organizzati a carattere locale, in particolare per le quattro località di Salò, Vobarno, Gardone Riviera e Toscolano Maderno, scelte come siti di validazione del Progetto. I dati del GIS illustrano gli scenari di scuotimento calcolati per condizioni di suolo rigido (Deliverable 13), sia quelli prodotti tenendo in considerazione i probabili effetti di amplificazione locale.

Sistema informativo territoriale – Gubbio: Il GIS di progetto è stato utilizzato per la raccolta e organizzazione dei dati prodotti dalle varie unità di ricerca e contiene dati di base (cartografia regionale, geologia al 100.000, topografia), le misure di rumore, le stazioni sismiche, i sondaggi (gemina, Roma), i downhole, le linee sismiche e le faglie che sono state utilizzate nel calcolo degli scenari (dati convertiti o proiettati *on the fly* nel sistema ED50_UTM33). Sono stati inoltre creati dei sotto-progetti per l'analisi dei dati in profondità, sia utilizzando un sistema di coordinate locale distanza-profondità per esaminare sezioni verticali, sia utilizzando il ArcScene per la visualizzazione 3D del bacino. Per la protezione civile è stato progettato un GIS contenente gli scenari di scuotimento al bedrock e su suolo, calcolati usando le funzioni di amplificazione prodotte per il bacino. Il GIS contiene anche la mappa delle frequenze fondamentali f_0 e la mappa della amplificazioni a 1HZ e 20HZ. I dati sono presentati sia in formato puntuale (valori di f_0 da noise e da terremoto, accelerazioni in corrispondenza dei siti simulati) sia i valori interpolati. Sono inoltre riportate le funzioni di trasferimento per le stazioni dei vari transetti e il modello a 3D sotto forma di raster rappresentanti lo spessore delle varie unità.

Bibliografia

- Basili, R., Vannoli, P. (2005). Source ITGG052 San Giuliano di Puglia and Source ITGG053 Ripabottoni. In: DISS Working Group, Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. http://www.ingv.it/DISS/ - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Beresnev, I. A., Atkinson, G. M. (1998). FINSIM- A FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite fault, *Seism. Res. Lett.*, **69**, 27-52.
- Bindi D., Luzi L., Pacor F., Franceschina G. and Castro R.R. (2006). Ground-motion predictions from empirical attenuation relationships versus recorded data: the case of the 1997-1998 Umbria-Marche, Central Italy, strong-motion data set, BSSA, 96, 3, 984-1002.
- Castro, R. R., Pacor, F., Bindi, D., Franceschina, G, Luzi, L. (2004) Site Response of Strong Motion Stations in the Umbria, Central Italy, Region. *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 576-590.
- CEN (2003) Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings.
- CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/
- DISS (2006). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. *http://www.ingv.it/DISS/,* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- DPC-SSN (2004). The Strong Motion Records of Molise Sequence (October 2002 December 2003), CD-ROM, Rome.
- Faccioli, E., Cauzzi, C. (2006). Macroseismic intensities for seismic scenarios, estimated from instrumentally based correlations. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September, Paper Number: 569

- Galli, P., Molin, D. (2004), Macroseismic Survey of the 2002 Molise, Italy, Earthquake and Historical Seismicity of San Giuliano di Puglia, *Earthquake Spectra*, **20-S1**, S39-S52.
- Gallovic, F., Brokesova, J. (2006), Hybrid k-squared Source Model for Strong Ground Motion Simulations: Introduction, *Physics Earth. Planet. Int.*, **160**, 34-50.
- Motazedian, D., Atkinson, G. M. (2005). Stochastic Finite-Fault Modelling Based on a Dynamic Corner Frequency, *BSSA*, **95**, 995-1010.
- Pacor, F., Cultrera, G., Mendez, A., Cocco, M. (2005). Finite Fault Modeling of Strong Ground Motion Using a Hybrid Deterministic-Stochastic Method, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 225-240.
- QUEST (2005). Rilievo macrosismico del terremoto del Garda del 24 novembre 2004, *Ingegneria Sismica*, Anno XXII N.2, 44-59.
- Sabetta, F., Pugliese, A. (1996). Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 337-352.
- SSN (2005). Dati accelerometrici prodotti dalla RAN (Rete accelerometrica Nazionale), Dip.Prot.Civ.-Ufficio Servizio Sismico Nazionale – Servizio Sistemi di Monitoraggio.
- Vallée, M., Di Luccio, F. (2005), Source analysis of the 2002 Molise, southern Italy, twin earthquakes (10/31 and 11/01), *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12309.

UR1 - Deliverables

- **D0 -** "TASK 1 SCENARI DI SCUOTIMENTO DELIVERABLE 0: TECNICHE DI SIMULAZIONE" A cura di F. Pacor, G. Franceschina, G. Ameri, G. Zonno (UR1), G. Cultrera, A. Cirella, A. Herrero, I. Hunstad, A. Piatanesi, L. Scognamiglio, E Tinti (UR2), A. Emolo, F. Gallovic (UR10)
- D1 "TASK 1 SCENARI DI SCUOTIMENTO DELIVERABLE D1: LINEE GUIDA PER IL CALCOLO DEGLI SCENARI DI SCUOTIMENTO". A cura di G. Franceschina, F. Pacor, G. Zonno, G. Ameri (UR1), G. Cultrera, A. Cirella, A. Herrero, E. Spagnolo, E Tinti (UR2), M. Mucciarelli (UR6), A. Emolo, E. Convertito (UR10)
- **D6 –** "Data set accelerometrico e velocimetrico della sequenza sismica del Molise (2002 2003)" CD-Rom. A cura di Bindi D., Luzi L. (UR1), Morasca P., Spallarossa D., Zolezzi F. (UR9)
- D7 " TASK 3 MOLISE DELIVERABLE D7: VALIDATION SCENARIOS" A cura di G. Franceschina, F. Pacor, D. Bindi, L. Luzi (UR1), G. Cultrera, L. Scognamiglio, (UR2), Morasca P., Zolezzi F. (UR9), A. Emolo, F. Gallovic (UR10). Luglio 2007
- **D9-10-11** "TASK 3 MOLISE DELIVERABLES D9-D10-D11: RISPOSTA SISMICA LOCALE A S. GIULIANO DI PUGLIA (CB) E IN ALCUNI COMUNI CONFINANTI" A cura di F. Pacor, S. Lovati (UR1), A. Rovelli, A. Caserta (UR2), D. Nieto, G. Bohm, E. Priolo, Klinc (UR3), Piscitelli (UR4), M. Mucciarelli, Gallipoli, Caputo, Pelli (UR6), F. Silvestri, R. Puglia (UR7), Maugeri, Grasso (UR8), C. Eva, G. Ferretti (UR9). Luglio 2007
- D12 "Data set Garda 2004" A cura di P. Augliera, E. D'Alema, S. Marzorati, M.Massa (UR1), P. De Gori, A. Marchetti, G. Cimini, G. Colasanti, C. Chiarabba, M. Vallocchia (INGV - CT). Maggio 2006
- **D13 -** "TASK 4 SCENARI DI VALIDAZIONE. AREA 2 DELIVERABLE 13: GARDA" A cura V. Pessina, G. Franceschina, P. Augliera, M. Massa, D. Di Giacomo, S. Marzorati, E. D'Alema, S. Lovati, F. Pacor (UR1), cCon la collaborazione di: Raul Ramon Castro (CICESE, Mx), Paola Vannoli (INGV-Roma1) Dicembre 2006
- **D14-15 –** "TASK 4 GARDA DELIVERABLES D14-D15: SCENARI DI SCUOTIMENTO AL SITO" A cura di P. Augliera, V. Pessina, L. Luzi, S. Lovati, S. Marzorati, M. Massa, E. Dalema (UR1), Mulargia, (UR4). Luglio 2007
- D17 "TASK 5 POTENZA DELIVERABLES D17: BEDROCK SHAKING SCENARIOS" A cura di F. Pacor, G. Zonno (UR1), G. Cultrera, A. Cirella, A. Herrero, E. Tinti (UR2), Emolo A., Gallovic F (UR10), R. Basili (INGV-RM). Luglio 2007
- **D20 –** "TASK 6 GUBBIO DELIVERABLE D20: BEDROCK SHAKING SCENARIOS". A cura di F. Pacor, G. Ameri, E. Fiorini, G. Franceschina (UR1), G. Cultrera (UR2), A. Emolo, F. Gallovic, V. Convertito V. (UR10), R. Basili (INGV-RM), Luglio 2007
- D21 "TASK 6 GUBBIO DELEVERABLE D21: GEOLOGICAL MODEL OF THE GUBBIO BASIN (ITALY) FOR THE CHARACTERISATION OF LOCAL SEISMIC RESPONSE" A cura di E. Fiorini, F. Pacor, D. Bindi (UR1), A. Rovelli, F. Cara, G. Di Giulio, G. Milana (UR2), D. Nieto, G. Bohm (UR3), D. Albarello, V. D'Amico, M. Picozzi (UR4), M. Mucciarelli (UR6), G. Scarascia Mugnozzq, S. Rivellino (UR11), M. Menichetti (Università di Urbino), S. Parolai, S. Richwalsk, I. Orpsal (GFZ). Luglio 2007.
- D22-23- "TASK 6 GUBBIO DELIVERABLES D22-D23 : SHAKING SCENARIOS INCLUDING SITE EFFECTS" A cura di D.Bindi, E. Fiorini, Pacor (UR1), A. Rovelli, F. Cara, G. Di Giulio, G.Milana (UR2), D. Albarello, V. D'Amico, M. Picozzi (UR4), M. Mucciarelli (UR6), Ferretti (UR9), Emolo (UR10), S. Parolai, S. Richwalsky (GFZ)
- D25 "WebGis Metodologie semplificate per la presentazione dei risultati il caso del Garda" A cura di V.

http://esse3.mi.ingv.it/garda_alov/Progetto_Garda.htm.

UR1 - Pubblicazioni

- Chiarabba C., P. De Gori L. Chiaraluce, P. Bordoni, M. Cattaneo, M. Demartin, A. Frepoli, A: Michelini, G. Monachesi, M. Moretti, P. Augliera , E. D'Alema, M. Frapiccini, A. Gassi, S. Marzorati and Molise Working Group (INOGS, Dipteris Unige) (2005). Mainshocks and aftershocks of the 2002 Molise seismic sequence, southern Italy, J. Seismol., 9: 487-494.
- Massa M., Marzorati S., D'Alema E., Di Giacomo D., Augliera P. (2007). Site classification assessment for estimating empirical attenuation relationships for North-Central Italy earthquakes, *J. Earthq. Eng.* (accepted)

- Morasca P., Zolezzi F., Spallarossa D., L. Luzi (2007). Ground motion models for the Molise region (Southern Italy), *Soil. Dynam. and Earthq. Eng.*, (accepted).
- Pacor F., Bindi D., Luzi L., Parolai S., Marzorati S., Monachesi G. (2006). Characteristics of strong ground motion data recorded at Gubbio (Central Italy), *Bull. Earthq. Eng.*, doi: 10.1007/s10518-006-9026-X.

Pubblicazioni a Convegni

- Franceschina G., F. Pacor, G. Cultrera, A. Emolo, and F. Gallovič (2006). Modelling directivity effects of the October 31, 2002 (Mw=5.8), Molise, Southern Italy, earthquake. *ECEES*; Sept. 3-8 Geneva (CH), Paper n. 1424
- Luzi, L., Morasca, P., Zolezzi, F., Bindi, D., Pacor, F., Spallarossa, D., G., Franceschina (2006) Ground motion models for Molise region (southern Italy). 1st ECEES; Sept. 3-8, Geneva (CH), Paper n. 938
- Pessina, V., G. Franceschina, P. Vannoli, L. Luzi and F. Pacor (2006) Damage Distribution and Seismological Model of the November 2004, Salò (Northern Italy) 1 ECEES; Sept. 3-8, Geneva (CH), Paper n. 1371.

Presentazioni a Convegni

- Ameri G., Cirella, G. Cultrera, A. Emolo, G. Franceschina, F. Gallovič, I. Hunstad, F. Pacor, A. Piatanesi, E. Tinti (2006). Effects of directivity on shaking scenarios: an application to the 1980 Irpinia earthquake, M6.9, Southern Italy. SSA Meeting 100th Anniversary Earthq. Conf., San Francisco.
- Augliera P., D'Alema E., Di Giacomo D., Marzorati S. and Massa M. (2006) Un approccio sismologico strumentale allo studio del terremoto del 24 novembre 2004, Università di Brescia, Facoltà di Ingegneria, Seminari Scientifici e Culturali, 14 Novembre
- Cara F., Parolai S., Monachesi G., Milkereit R., Günther E., Di Giulio G., Milana G., Bindi D., Rovelli A. (2006). Test sites in Europe for the evaluation of ground motion amplification: site response of the Gubbio basin (central Italy) using weak motions recorded by linear seismic arrays. 1st Eur. Conf. Earthq. Eng. And Seism.; September 3-8, Geneva (CH).
- Cultrera G., Cirella A., Emolo A., Herrero A., Pacor F., Tinti E., Cocco M. (2007). Variabilità dei parametri ground-motion in funzione della descrizione cinematica dei meccanismi di rottura: dall'Umbria-Marche agli studi parametrici. *Workshop* "*Dieci anni dopo il terremoto dell'Umbria-Marche: stato delle conoscenze sulla sismogenesi in Italia*", 26-27 giugno, Camerino
- Marzorati S., Bauz R., Cara F., Di Giacomo D., Gunther E., Monachesi G., Bindi D., Parolai S., (2006), Microsismi osservati a Gubbio (PG): applicazione al calcolo dei rapporti spettrali H/V nell'intervallo [0.1-1] Hz, 25° *Convegno Nazionale GNGTS*, Roma 28-30 novembre.
- Marzorati S., Di Giacomo D., D'Alema E., Massa M., Bindi D. e Augliera P., (2006), Osservazione di Microsismi nel Nord Italia, 25° *Convegno Nazionale GNGTS*, Roma, 28-30 novembre.
- Massa M., Ameri G., Pacor F., Augliera P. and Castro R. (2007) A method to select EGF by using waveform similarity analysis: an application for modelling the 24 of November 2004 Salò earthqueke (northern Italy, ML 5.2), *Poster Session, EGU General Assembly*, Wien, April 2007.
- Massa M., Marzorati S., D'Alema E., Di Giacomo D. and Augliera P. (2006). Site classification assessment for estimating empirical attenuation relationships for North-Central Italy earthquakes. *1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, 3-8 September.
- Pacor F., Cultrera G., Emolo A., Gallovic F., Cirella A., Hunstad I., Piatanesi A., Tinti E., Ameri G, Franceschina G. (2006). Effects of directivity on shaking scenarios: an application to the 1980 Irpinia earthquake, M 6.9, Southern Italy. SSA Meeting - 100th Anniversary Earthquake Conference commemorating the 1906 San Francisco earthquake, 18-22 April, San Francisco, California
- Zonno, G., Carvalho, A. (2006). Modeling the 1980 Irpinia earthquake by stochastic simulation. Comparison of seismic scenarios using finite-fault simulation methods. 1st Eur. Conf. Earthq. Eng. And Seism.; September 3-8, Geneva (CH).

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

UR 2 - Coordinatore: Giovanna Cultrera (INGV Roma)

Afferenti: Calderoni G, Cara F., Caserta A., Chesi A., Cinti F., Cirella A., Del Mese S., Di Giulio G., Frapiccini M., Herrero A., Hunstad I., Nielsen S., Marra F., Mele G., Milana G., Monachesi G., Piatanesi A., Rovelli A., Scognamiglio L., Tinti E.

Le attività svolte dallUnità di Ricerca UR2 (INGV, Roma) sono ripartite tra i diversi Task del Progetto S3 e sono descritte di seguito seguendo tale suddivisione.

TASK 1 (Scenari di scuotimento) e TASK 5 (Potenza)

Gli studi effettuati nell'ambito del Task 1 sono state condotte in collaborazione con altre unità di ricerca (UR1-INGV_MI, UR10-UniNA1, UR6-UniBas) e rientrano nelle attività di ricerca finalizzate a:

(*i*) confronto e calibrazione delle tecniche di simulazione da utilizzare per il calcolo di scenari di scuotimento nelle aree prescelte (Task 1-Attività 1, completata nel primo anno e descritta nel Deliverable D0); (*ii*) valutazione della variabilità delle predizioni al variare dei parametri descriventi la cinematica della sorgente (Task 1-Attività 2) e definizione delle linee guida per lo studio di scenario (Deliverable D1); (*iii*) validazione di una tecnica innovativa con le funzioni Green empiriche per la definizione degli scenari, applicate all'area del Molise (Task 1-Attività 3; Deliverable D2); (*iii*) studio di scenario per la città di Potenza (Task 5; Deliverable D17).

L'Attività 1 (Task1) al primo punto è stata completata nel primo anno e ha evidenziato le buone prestazioni delle tecniche di simulazione sia alle basse frequenze (f < 1 Hz; Compsyn, Spudich e Xu 2002 - f=0Hz; Okada 1985) che alle alte frequenze (f > 0.5 Hz; DSM, Pacor et al. 2005) nella riproduzione del terremoto dell'Irpinia (23 novembre 1980, evento a 0 secondi).

L'Attività 2 (Task1) al secondo punto ha invece permesso di verificare l'influenza delle modalità di rottura della faglia sul moto del suolo. Per investigare tale variabilità sono state utilizzate le tecniche di simulazione numerica verificate durante il primo anno, simulando oltre 400 scenari su un grigliato di 30 stazioni in un raggio di 50km dalla faglia. Ogni scenario è caratterizzato da geometria della faglia e magnitudo del terremoto fissata, e da modelli variabili del processo di rottura, ottenuto cioè variando la velocità di rottura, la posizione delle asperità, la forma della funzione sorgente e la posizione del punto di enucleazione. I risultati di questo studio sono stati utilizzati per illustrare le linee guida per studi parametrici di scenario (Figura 1; Deliverable D1).





(0 secondi); (b) valori di PGV simulati alle stazioni.

Le metodologie utilizzate nelle Attività 1 e 2 tengono conto in modo approssimato della dipendenza del moto del suolo dal mezzo di propagazione crostale e dagli effetti di sito. Tale dipendenza può essere inclusa direttamente nelle simulazioni tramite tecniche che usano piccoli terremoti registrati al sito come funzioni di Green empiriche (Attività 3-Task 1). La metodologia proposta da Hutchings (1994) è stata quindi applicata utilizzando dati velocimetrici registrati durante la sequenza del Molise (2002) per riprodurre il moto del *mainshock* del 31 ottobre 2002 ad alcuni siti dove non erano disponibili le registrazioni del *maishock* (Deliverable D2). I risultati sono stati confrontati con quelli ottenuti con le altre tecniche di simulazione utilizzate da UR1.INGV_MI e UR10-UniNA1.

Utilizzando i risultati del Task 1, è stato realizzato lo studio di scenario per la città di Potenza (Task 6). In particolare, la tecnica DSM è stata utilizzata per definire gli scenari di massima pericolosità. A questo scopo sono stati ipotizzati 30 diversi modelli di rottura per le sorgenti sismogenetiche vicine alla città (fornite dal progetto S2) e sono state confrontate le distribuzioni dei parametri *ground-motion* calcolati (PGA, PGV, Intensità di Housner; Figura 2). In questo modo è stato possibile selezionare le tre faglie che producono i massimi scuotimenti e che sono state utilizzate dall'UR10-UniNA1 per simulare sismogrammi larga-banda con la tecnica HIC (si veda Deliverable D0 e D17). I risultati ottenuti sono stati quindi discussi con UR6_UniBas e da loro applicati per le stime di danno atteso.



Figura 2. (a) Posizione delle faglie utilizzate per simulare lo scuotimento atteso a Potenza; (b) grafico "box" dei valori di PGV simulati a Potenza per i 30 scenari di rottura per ogni faglia: il rettangolo delimita il 25% e 75% dei dati, la linea rossa nel mezzo indica la mediana della distribuzione, le linee tratteggiate identificano la variabilità totale. Le simulazioni sono confrontate con i valori dedotti dalla Sabetta e Puglese (1996) per uguale magnitudo e distanza dalla faglia (stelle).

TASK2 (Effetti di sito)

Nell'ambito del Task 2 la nostra UR ha effettuato studi sull'affidabilità della stima di Vs30 e sulla risposta sismica locale in diverse condizioni geomorfologiche particolari, ovvero nel caso di valle alluvionale in area urbana (Roma, Attività 1; Deliverable D4), in ambiente alpino (Tomba di Buia, Attività 1; Deliverable D4), in zona di faglia (monte Etna, Attività 2; Deliverable D5).

Roma. 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 (Figura 3). Tale array è ora dotato di una rete a fibra ottica e di un server che permette di monitorare, modificare parametri di configuarazione delle stazioni, immagazzinare dati registrati dall'array, tutto in tempo reale e da remoto (Deliverable D4). In aggiunta, si è reso necessario effettuare degli studi sui terreni sedimentari in località Malagrotta per caratterizzare il *bedrock* di riferimento.



Figura 3. 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.

Tomba di Buja. Al sito Tomba di Buja (Deliverable D4) sono stati condotti studi per la caratterizzazione in termini di profili di velocità e di risposta sismica.

Una prima fase ha previsto l'analisi dei dati di sismica attiva (Louie, 2001) per calcolare la curva di dispersione dai dati multi-canale acquisiti dalla UR3-INOGS (sistema multicanale a 36 geofoni verticali a 10 Hz interspaziati di 2 m). In una seconda fase la nostra UR ha eseguito una ulteriore campagna di misure sismiche al fine di confermare i primi risultati e di estendere la profondità di indagine. Si è adoperato un sistema multicanale (Geode della Geometrics) a 72 geofoni verticali a

4.5 Hz interspaziati di 3 mt (lunghezza totale della stesa 213 mt), effettuando misure tipo MASW con sorgente attiva (minibang) e misure passive di rumore ambientale (NASW). Infine, nella stessa zona sono state installate due stazioni sismiche a tre componenti per stimare eventuali effetti di risonanza del sito da misure di rumore sismico ambientale.

In Figura 4 è illustrato il confronto con le curve di dispersione ottenute dalle varie misure di sismica. L'accordo tra i diversi set di dati è ottimo tra 12 e 25 Hz, mentre l'ndagine da noi condotta permette di ricostruire la curva di dispersione a partire da 7 Hz.



Figura 4. Curve di dispersione sovrapposte. In blu lo *stack* degli *shots* in direzione *forward*, in viola lo *stack* degli *shots* in direzione *reverse*, in giallo la curva di dispersione dai dati della UR3-INOGS, in celeste e in verde due *stack* delle tracce utilizzando rumore sismico ambientale. Le curve di dispersione sono meno affidabili al di sopra di 23 Hz.

Faglia Pernicana, Monte Etna. La nostra UR si è occupata della scelta dei siti e della installazione di due stazioni sismiche sulla faglia Pernicana (Etna), per verificare l'esistenza di un forte effetto di polarizzazione come già osservato lungo la faglia di Tremestieri nel versante SE (i dettagli sono illustrati nei Deliverables D3, D4 e D5). Queste ricerche sono state condotte simultaneamente a una indagine di dettaglio sul rumore ambientale lungo le faglie di Tremestieri, Pernicana e Moscarello, sviluppata dall'UR8-UniCT.

La Figura 5 mostra come gli eventi registrati in entrambe le stazioni confermino una forte anisotropia del moto durante i terremoti: sul piano orizzontale, il moto della particella appare marcatamente direzionale, con un angolo non facilmente associabile alla geometria della faglia o ad altri parametri (direzione del σ_{max} , orientazione delle fratture, etc.), ma comunque variabile da zona a zona. Gli stessi risultati sono stati confermati da un esperimento con array 2D effettuato nell'ottobre 2006 lungo la faglia Pernicana, per l'acquisizione di segnali generati da vibrazioni ambientali e da sorgenti controllate.



Figura 5: Sismogrammi registrati dalle due stazioni sismiche (una nel comune di Vena nell'Agosto 2006, e l'altra nel comune di Linguaglossa nel Maggio 2007). Il diagramma a rosa rappresenta la distribuzione degli azimut di polarizzazione lungo l'intero sismogramma, o nelle registrazioni del rumore ambientale. La polarizzazione viene calcolata attraverso le tre componenti del moto con una finestra mobile che scorre lungo le tracce considerate (Jurkevics, 1988). In ogni sito è evidente un marcato effetto di polarizzazione la cui stabilità persiste lungo l'intero sismogramma. L'ottimo accordo tra l'angolo di polarizzazione del rumore ambientale e quello del moto durante i terremoti, era stato già osservato sulla faglia di Tremestieri.

TASK 3 (Molise)

L'attività della nostra UR è consistita nella modellazione numerica 2D dell'effetto locale che ha causato la forte anomalia del danneggiamento nel centro di San Giuliano di Puglia (Deliverable D10). Partendo dalla ricostruzione delle geometrie 3D dell'area (risultati di UR7-UNI-Cal, UR3-INOGS e UR6-UniBas), si è calcolata la risposta a input sismico impulsivo del modello 2D corrispondente all'asse longitudinale del paese, consistentemente con quanto fatto dalla UR7-UNI-Cal. Scopo della nostra indagine era verificare la consistenza tra modello e proprietà spettrali delle registrazioni nel paese, sulla base di un ricco set di dati acquisiti da INGV durante la sequenza sismica dell'autunno 2002 (Cara et al., 2005). Si sono eseguite modellazioni numeriche P-SV dello scuotimento del terreno, basate su elementi finiti con griglia non strutturata e progettate per risolvere fino a 15 Hz (stessi valori dei parametri elastici ed anelastici usati dalla UR7-UNI-Cal).

Il modello di partenza, pur restituendo andamenti di PGA e intensità di Arias lungo il profilo che ben si accordano con le classi di danno corrette per vulnerabilità (Dolce et al., 2004), è risultato tuttavia non riprodurre correttamente il contenuto spettrale delle registrazioni nei siti SCL (la scuola gravemente danneggiata) e CHI (la chiesa di S. Giuliano). Come mostra la Figura 6, il modello utilizzato non è in grado di riprodurre l'amplificazione intorno ai 6 Hz chiaramente evidente nei dati *weak* e *strong-motion* (Cara et al., 2005). Ciò si evince dall'andamento degli spettri del campo di spostamento simulato (Figura 6c) le cui ampiezze decrescono rapidamente per frequenze maggiori di 5 Hz. Per frequenze maggiori di 5 Hz (Figura 6d), il sismogramma sintetico di CHI ha ampiezze maggiori di SCL in netto contrasto con i dati reali.

Si procederà quindi a modifiche successive sia del modello stratigrafico, in accordo con le indicazioni di UR6-UniBas, sia della struttura di velocità rendendola più consistente con il nuovo modello stratigrafico adottato.



Figura 6. (a) sismogrammi sintetici in spostamento in corrispondenza del modello geo-stratigrafico utilizzato (b); (c) trasformate di Fourier dello spostamento simulato lungo il profilo, normalizzate all'unità; (d) confronto del contenuto spettrale tra i due siti SCL e CHI.

TASK 6 (Gubbio)

Nel corso dei due anni di progetto sono state condotte numerose campagne di misura con stazioni sismiche temporanee per la caratterizzazione degli effetti di sito nella piana di Gubbio, per un totale di 33 siti investigati (Figura 7): un primo transetto di 10 stazioni, trasversale all'asse maggiore della piana (NE-SW), è stato installato dai ricercatori dell'UR-GFZ e gestito dalla nostra UR (giugno-dicembre 2005); un secondo transetto di 10 stazioni è stato installato da questa UR lungo l'asse maggiore della piana (NW-SE) nel periodo novembre 2005 - maggio 2006. Infine, per caratterizzare meglio situazioni di bordo bacino, sono state installate tre nuove stazioni (EU11, EU12 e EU13 in Figura 7; dicembre 2006–marzo 2007).



Figura 7. Interpretazione della geologia di superficie della piana di Gubbio con la posizione delle stazioni sismiche.

L'analisi delle forme d'onda complessivamente registrate dalle stazioni (426 terremoti) mostrano il verificarsi di una forte risonanza a bassa frequenza in un'ampia zona centrale del bacino, mentre in prossimità dei bordi le frequenze amplificate si spostano verso valori f > 1 Hz e le amplificazioni rispetto a stazioni di riferimento su roccia tendono a diminuire (Figura 8). Questi risultati appaiono strettamente controllati dalle variazioni degli spessori dei depositi alluvionali.



Figura 8. Rapporti spettrali H/H rispetto alla stazione di riferimento GU00 e rapporti spettrali H/V (receiver functions) per i transetti installati dalle UR-GFZ(sinistra) e UR-INGV-Roma1 (destra). Per ogni stazione sono stati selezionati circa 50 terremoti con un buon rapporto segnale - rumore.

Un array 2D di 15 stazioni è stato successivamente istallato per stimare le velocità delle onde S dei terreni superficiali in posizioni parzialmente coincidenti con il transetto UR2-INGV-RM (giugno 2006 – settembre 2006). Nella zona dell'array è stato inoltre realizzato da UR11-Uni-RM3 un pozzo e delle misure *down-hole* per avere una stima della velocità delle onde P ed S dei terreni più superficiali nei primi 60m (Deliverable 22-23). Il *down-hole*, posizionato in vicinanza della stazione AR04, ha evidenziato una variazione delle Vs da 150 e 600 m/s e un contrasto rilevante a circa 50m con un passaggio da 350 m/s a 600 m/s (Figura 9).



Figura 9. Profilo di velocità delle onde P (a) ed S (b) ottenuto dalle misure down-hole con una sorgente Sparker nell'area dell'array 2D.

I dati dell'array 2D sono stati usati per ricostruire la curva di dispersione delle onde superficiali da rumore ambientale nella banda di frequenze tra 0.6 a circa 1Hz. L'inversione di questa curva di dispersione congiuntamente a quella ricostruita tramite array lineare dalla UR4-CNR-IMAA (UniSi) a più alta frequenza e con i vincoli del *down-hole*, ha permesso di stimare un possibile profilo di velocità delle onde S valido per il centro del bacino nella zona dell'array (Figura 10. Vengono confermati spessori del bacino superiori a 400m e contrasti di velocità anche all'interno del corpo sedimentario.



Figura 10.Profilo di velocità delle onde P (b) ed S (c) ottenuto dalla inversione per onde di Rayleigh della curva di dispersione (a), stimata dai dati di rumore sismico ambientale registrati dall'array 2D della UR2-INGV-Roma1 (tra 0.6 e 1Hz) e dall'array lineare della UR-Siena (tra 2 e 10Hz). L'inversione è stata ottenuta vincolando i modelli a riprodurre il picco fondamentale dei rapporti H/V delle stazioni dell'array 2d (d). Ulteriori vincoli sono stati dati nella parte superficiale (primi 50m) dai dati di downhole disponibili per la stessa area.

Sulla base di una decisione collegiale si è preferito non installare la prevista stazione in pozzo. Questa scelta è stata motivata dalla profondità del substrato (> 400 m) nella zona della piana soggetta alle maggiori amplificazioni del moto. La difficoltà di realizzare un foro fino a tale profondità e di gestire una installazione *bore-hole* così complessa ha consigliato di rinunciare all'opzione array 3D a favore di un array 2D.

BIBLIOGRAFIA

- Louie, J. N., Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 347 364, 2001.
- Jurkevics, A., Polarization analysis of three component array data. Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1725-1743, 1988.
- Pacor, F., Cultrera, G., Mendez, A., Cocco, M., Finite Fault Modeling of Strong Ground Motion Using a Hybrid Deterministic - Stochastic Method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 225-240, 2005.

- Spudich, P., Xu, L., Documentation of software package Compsyn sxv3.11: programs for earthquake ground motion calculation using complete 1-d green's functions, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology CD, Int. Ass. Of Seismology and Physics of Earth's Interior, Academic Press,* 2002.
- Okada Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.*, **139**, 1135–1154.
- Cara, F., Rovelli, A., Di Giulio, G., Marra, F., Braun, T., Cultrera, G., Azzara, R., Boschi, E., The Role of Site Effects on the Intensity Anomaly of San Giuliano di Puglia Inferred from Aftershocks of the Molise, Central Southern Italy, Sequence, November 2002, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1457-1468, 2005.
- Hutchings, L., Kinematic Earthquake Models and Synthesized Ground Motion Using Empirical Green's Functions. Bull. Seism. Soc. Am. 84, pp. 1028-1050, 1994.

PRESENTAZIONI A CONVEGNI

Pacor F., G. Cultrera, A. Emolo, F. Gallovic, A. Cirella, I. Hunstad, A. Piatanesi, E. Tinti, G. Ameri, and G. Franceschina (2006). Effects of directivity on shaking scenarios: an application to the 1980 Irpinia earthquake, M 6.9, Southern Italy. *Proceedings of 100th Anniversary Earthquake Conference commemorating the 1906 San Francisco earthquake, SSA Annual meeting* (in conjunction with EERI and Disaster Resistant California); 18-22 April 2006, San Francisco, California.

Cara F., S. Parolai, G. Monachesi , R. Milkereit, E. Günther, G. Di Giulio, G. Milana, D. Bindi, and A. Rovelli (2006). Test sites in Europe for the evaluation of ground motion amplification: site response of the Gubbio basin (central Italy) using weak motions recorded by linear seismic arrays. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology* (a joint event of the 13th European Conference on Earthquake Earthquake Engineering and 30th General Assembly of the European Seismological Commission); September 3-8, Geneva, Switzerland.

Franceschina G., Pacor F., Cultrera G., Emolo A. and F. Gallovic (2006). Modelling directivity effects of the October 31, 2002 (Mw=5.8), Molise, Southern Italy, earthquake. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology* (a joint event of the 13th European Conference on Earthquake Engineering and 30th General Assembly of the European Seismological Commission); September 3-8, Geneva, Switzerland.

Cultrera G., Antonella Cirella, Antonio Emolo, Andrè Herrero, Francesca Pacor, Elisa Tinti, Massimo Cocco (2007). Variabilità dei parametri *ground-motion* in funzione della descrizione cinematica dei meccanismi di rottura: dall'Umbria-Marche agli studi parametrici. Workshop "Dieci anni dopo il terremoto dell'Umbria-Marche: stato delle conoscenze sulla sismogenesi in Italia", Camerino 26-27 giugno 2007.

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

UR 3 - Coordinatore: Gualtiero Böhm (INOGS-TS)

Le attività svolte nell'ambito del progetto dall'unità di ricerca UR3 sono state svolte dai due gruppi di ricerca INOGS-Priolo e INOGS-Sirovich e vengono di seguito rendicontate.

Gruppo di ricerca INOGS-Enrico Priolo

E. Priolo, P. Klin, F. Palmieri, G. Laurenzano, L. Marello

Task 1 – Attività 3

Metodi innovativi per la valutazione della pericolosità sismica.

<u>**Obbiettivi**</u> - Definizione della banda di transizione deterministica-stocastica per il metodo di modellazione ibrida attraverso analisi di coerenza del segnale

<u>Modifiche al programma</u> – L'attività non è stata svolta causa gravi problemi di salute della persona che doveva essere incaricata del lavoro. In sostituzione integrale di questa parte è stato effettuato un rilievo gravimetrico a S. Giuliano (Task 3 – Attività 2.3).

Task 3 – Attività 2.3

Ricostruzione di un modello geologico 3D a S. Giuliano di Puglia e studio della propagazione lineare delle onde sismiche.

Obbiettivi – a) Acquisizione di dati gravimetrici nell'area di S. Giuliano di Puglia e costruzione di un modello gravimetrico 3D. b) Costruzione di un modello geologico/strutturale e geofisico digitale 3D. c) Simulazioni della propagazione delle onde sismiche, stima dello scuotimento sismico e calcolo di funzioni di trasferimento 3D.

<u>Modifiche al programma</u> - In sostituzione dell'Attività 1.3, è stata effettuato il rilievo gravimetrico dell'area di S. Giuliano ed è stato realizzato un modello gravimetrico 3D.

<u>Risultati</u> – a) Rilievo gravimetrico (<u>Palmieri</u>, Marello, Priolo). L'UR3 ha condotto una campagna gravimetrica di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (CB) con lo scopo di dedurre, dalle anomalie del campo gravitazionale, la distribuzione delle densità nel sottosuolo, cioè la geometria, lo spessore, l'assetto tettonico, etc, degli elementi geologici che caratterizzano questo sito. Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area, centrata sull'abitato di San Giuliano di Puglia, di circa 36 km². Sono state effettuate misure in 248 punti, che sono state successivamente elaborate, applicando le correzioni standard con una densità media di 2.1 g cm⁻³, per ottenere la mappa delle anomalie di Bouguer. Per separare le anomalie, nelle sue componenti regionale e residua, sono state applicati diversi metodi quali il polinomiale, il filtraggio, il prolungamento analitico, etc. La mappa dei residui (Fig. 1a), ottenuta approssimando il campo regionale con un polinomio del I°, è stata modellata in 3D con il programma di modellazione interattiva IGMAS (Interactive Gravity and Magnetic Application System).</u>

L'indagine ha permesso di evidenziare l'andamento del basamento calcareo e dei piani di faglia interni alla formazione del Faeto che definiscono le falde di ricoprimento appenninico di un sistema in sovrascorrimento. Queste faglie (Fig. 1b) ospitano alla superficie dei bacini, come quello su cui poggia in parte l'abitato di S. Giuliano, costituiti da marne argillose o depositi di calcareniti e conglomerati misti a sabbie, che possono raggiungere lo spessore di qualche centinaio di metri. L'estensione dei corpi superficiali è stata meglio vincolata successivamente con i dati del rilievo geologico di dettaglio effettuato da R. Caputo (UR6). Mancano ancora dei vincoli più stretti a livello locale ottenuti con indagini indipendenti sui valori dei parametri fisici quali la densità e/o la velocità delle onde sismiche in profondità.

Nel giugno 2007 sono state acquisite altre 48 stazioni gravimetriche che permetteranno di ottenere una distribuzione più omogenea delle misure sperimentali nell'area di interesse.

b) Costruzione di un modello geologico/strutturale e geofisico digitale 3D (Klin, Priolo, Caputo (UR6), Puglia (UR7), Silvestri (UR7)). E' stato realizzato un modello digitale geologico/strutturale e geofisico di dettaglio centrato sul paese di S. Giuliano di Puglia. Il volume considerato copre un area di 2 km di lato e si estende fino alla profondità di circa 1500 m rispetto alla superficie. Il modello è stato realizzato usando il Software GoCad® e si compone di un file vettoriale (modificabile), dove sono definite tutte le interfacce e le loro intersezioni, e di un file raster che definisce il volume in termini di proprietà fisiche (velocità P ed S, densità e attenuazione) su un grigliato con passo di 10 m. Il modello è stato costruito sulla base dell'interpretazione geologico-strutturale di R. Caputo (UR6). I dati utilizzati per questa interpretazione sono: un rilievo geologico di superficie effettuato dallo stesso Caputo; i risultati del rilievo gravimetrico e del relativo modello 3D effettuato dall'UR3 (Palmieri, Marello e Priolo); i risultati del rilievo sismico a rifrazione e dell'inversione tomografica effettuata dall'UR3 (Nieto e Boehm); i dati raccolti e i risultati delle indagini geotecniche eseguite dall'UR7 (Silvestri e Puglia); i modelli 1D e 2D elaborati dall'UR7 sulla base dei dati precedentemente acquisiti (Silvestri et al., 2006); il modello altimetrico digitale del terreno.

Nella definizione del modello si sono considerate le 4 unità litologiche principali che era possibile vincolare adeguatamente in profondità, e cioè il flysch di Faeto (FF), le formazioni argillose di Toppo Capuana (TC), il melange (M) e il pliocene (P). I dati delle interfacce, definite in profondità e in superficie, sono stati inseriti nel modello vettoriale digitale, insieme al modello altimetrico, come superfici geo-referenziate, e definiscono le principali fratture e gli orizzonti delle quattro unità strutturali (Fig. 2, immagini a sinistra). Questi elementi costituiscono il modello vettoriale geologico-strutturale.

Il modello fisico è invece definito su una griglia regolare di passo 10 m (Fig. 2, a destra), calcolato dalla partizione litologica definita nel modello vettoriale. Ad ogni nodo della griglia è assegnata una label che definisce la litologia cui appartiene e i valori delle proprietà fisiche. Questo è il modello che è stato distribuito alle altre UR (sia come volume 3D sia come sezioni 2D) per le proprie simulazioni. Le UR hanno concordato una definizione di base dei parametri fisici, mentre hanno eventualmente adottato per le proprie simulazioni caratterizzazioni proprie di maggiore dettaglio soprattutto in prossimità della superficie. Nel modello costruito per le simulazioni 3D si è scelto di mantenere per le litologie proprietà omogenee in mancanza di informazioni ben vincolate sul loro andamento in profondità. La scelta dei valori dei parametri (Tab. 1) è stata fatta, per le unità litologiche affioranti in superficie (TC e FF) considerando i dati resi disponibili dal progetto stesso, mentre per le due unità litologiche sepolte si sono considerate leggi empiriche (Brocher, 2005).

c) Simulazioni numeriche del moto del suolo (<u>Klin</u>, Priolo). Per le simulazioni numeriche 3D è stata considerata una porzione ristretta del modello di lato circa 1 km centrata sull'abitato di S. Giuliano. La frequenza massima di ricostruzione del segnale è di circa 8 Hz. La procedura di simulazione consiste in due fasi: a) calcolo della risposta

Tab. 1 - Valori dei parametri fisici del modello 3D	Vs (m/s)	Vp/Vs	ρ (kg/m³)	Q
Argille Toppo Capuana TC	450	3	2160	20
Flysch di Faeto FF	1350	2.22	2240	100
Melange M	1300	2.15	2250	100
Pliocene P	1500	2	2300	100

(Green's functions) sulla superficie topografica del modello ad un'eccitazione impulsiva imposta alla base del modello; b) convoluzione temporale della risposta con il sismogramma di riferimento. Per questo studio è stato usato il sismogramma sintetico calcolato dall'UR1 per la scossa principale M=5.8 del 31.10.2002.

Le simulazioni sono state eseguite mediante un codice sviluppato presso il CRS, basato sul metodo pseudospettrale di Fourier. Il metodo è implementato in un codice parallelo (FPS3D_Topo_MPI) interamente sviluppato dall'UR3, che consente di modellare la propagazione delle onde sismiche in mezzi eterogenei viscoelastici 3D con superficie topografica irregolare. Il codice coniuga l'accuratezza del metodo pseudospettrale e la semplicità della griglia strutturata e richiede risorse di calcolo relativamente ridotte rispetto ad altri approcci di modellazione 3D. Ogni esecuzione sul modello di questo studio ha richiesto 5 h di calcolo su 4 processori AMD Opteron di un computer parallelo SunFire X4600.

I risultati delle simulazioni sono rappresentati principalmente come intensità di Housner, per correlarli meglio al danno, rapporti spettrali e funzioni di trasferimento, e sono visualizzati sia come mappe che lungo profili orizzontali. In Fig. 3 sono raffigurate le mappe di scuotimento in termini di PGA e intensità di Housner "modificata" (l'intervallo di integrazione dello spettro di risposta in pseudovelocità è limitato tra 0.125 s e 1 s). Si può notare come vi sia una forte amplificazione sul pacco di sedimenti di argille, sia in direzione nord-est dove lo spessore delle argille è più profondo, ma anche nella parte a nord del paese dove lo spessore è più ridotto. Più in generale, l'andamento del tetto del Faeto, sepolto sotto lo strato di argille, appare essere l'elemento che maggiormente condiziona la distribuzione e il livello di amplificazione in superficie.

Task 3 – Attività 2.4

Studio dell'interazione tra suolo-edificato per due edifici nel comune di Bonefro (Laurenzano, Priolo)

<u>**Obbiettivi**</u> - Studio sugli effetti di interazione tra suolo ed edificato in caso di terremoto, tramite una modellazione numerica del campo d'onda sismico.

<u>Risultati</u> - Il caso affrontato è quello di due edifici in cemento armato siti nel comune di Bonefro (CB) su suolo argilloso. I due edifici, adiacenti, simili per forma, ma diversi per altezza (uno di 4 e l'altro di 3 piani), subirono danni differenti durante la sequenza sismica del 2002. Uno studio (Mucciarelli et al., 2004) basato sulla registrazione del secondo evento più forte della sequenza del 2002, e cioè l'evento M=5.3 del 1-11-2002, acquisita fortuitamente sull'edificio più lesionato, ipotizza l'interazione tra suolo ed edifici come possibile causa tra le differenze di danno osservate.

Le simulazioni sono effettuate con il metodo 2-D agli elementi spettrali lungo la sezione verticale di circa 2 km di lunghezza e passante attraverso i due edifici. Il modello è definito in termini di densità, Vp, Vs e Q. Negli edifici questi parametri sono definiti con valori equivalenti tali da riprodurre le caratteristiche di vibrazione naturale osservate per gli edifici. La distribuzione della velocità delle onde di taglio Vs segue un gradiente verticale nel suolo argilloso (spesso circa 30 m), con valori da 100 m/s in superficie a 400 m/s sull'interfaccia con il bedrock, all'interno del quale Vs=1500 m/s. Il valore della densità nel bedrock, nei suoli e negli edifici è rispettivamente 2500, 1500 e 300 kg/m³. La discretizzazione del modello in elementi spettrali è realizzata con una mesh a passo variabile (la griglia si infittisce dove Vs assume i valori minori - Figura 4). Gli edifici sono discretizzati con una maglia di passo di 3 m. La mesh ha circa 5500 elementi e la frequenza massima delle onde sismiche simulate è di 10 Hz. La sorgente è una doppia coppia in 2-D con storia temporale corrispondente all'aftershock più forte della sequenza sismica del 2002, di magnitudo M=5.3.

Le simulazioni numeriche sono effettuate per tre modelli che prevedono rispettivamente la presenza dei due edifici, la presenza di uno solo dei due e l'assenza degli

edifici. I risultati delle modellazioni mostrano che gli edifici accumulano l'energia sismica rilasciandola gradualmente in bande di frequenze selettive. Le frequenze di vibrazione corrispondono a quelle osservate, e in particolare la frequenza propria dell'edificio più alto corrisponde a quella naturale del sito a 2.6 Hz. Tuttavia le analisi spettrali effettuate con le modellazioni mostrano anche che l'edificio più basso induce un'amplificazione di rilievo nella vibrazione dell'edificio più alto alla frequenza di circa 4 Hz. Infine, le simulazioni indicano come l'effetto degli edifici sia ben percepibile entro 100-150 m dagli edifici, ma decada rapidamente a distanza maggiore.

Modifiche al programma – Nessuna.

Bibliografia

- Brocher, T.M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seism. Soc. Am*, **95**(6), 2081-2092.
- Mucciarelli, M., Masi, A., Gallipoli, M.R., Harabaglia, P., Vona, M., Ponzo, F., and Dolce, M. 2004. Analysis of RC building dynamic response and soil-building resonance based on data recorded during a damaging earthquake (Molise, Italy, 2002). *Bull. Seism. Soc. Am*, **94** (5), 1943-1953.
- Silvestri F., A. d'Onofrio, A. Guerricchio, G. Lanzo, A. Pagliaroli, R. Puglia, F. Santucci de Magistris, S. Sica, C. Eva, G. Ferretti, G. Di Capua (2006). *Modelli geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano*. Progetto S3 Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico. Task 3 Molise Deliverable D8.

Pubblicazioni e presentazioni

- Laurenzano G., E. Priolo, M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, F. C. Ponzo (Submitted to BSSA). Effect of Vibrating Buildings on Free-Field Motion and on Adjacent Structures: the Bonefro (Italy) Case History.
- Laurenzano G., E. Priolo, M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, F. C. Ponzo (2007). Effect of Vibrating Buildings on Free-Field Motion and on Adjacent Structures: the Bonefro (Italy) Case History. 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering. June 25-28, 2007. Paper No. 1386.
- Palmieri, F., L. Marello, E. Priolo(2006). *Rilievo gravimetrico di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (CB)*. Rel. OGS 2006/91- CRS/24, 30 ottobre 2006.



Figura 1 – Rilievo gravimetrico a S. Giuliano di Puglia. (a) Anomalie di Bouguer residue (polinomio del I ordine). (b) Andamento dei piani di faglia che, nella modellazione gravimetrica, suddividono il corpo chiamato Faeto in tre falde di ricoprimento. Sullo sfondo, estratto della Carta Geologica del Molise in scala 1:100.000.



Figura 2 - Modello 3D dell'area di S.Giuliano di Puglia. Immagini a destra: due spaccati dove si riconoscono le superfici di frattura, la superficie topografica, e gli orizzonti delle unità litologiche. A sinistra: modello fisico discretizzato con una griglia di passo 10 m. Le unità litologiche sono: TC argille di Toppo Capuana, FF – Flysch di Faeto, M – Melange e P – Pliocene.



Figura 3 - Mappe di scuotimento per lo scenario della scossa principale calcolata con modellazione
3D. (a) Mappa dell'accelerazione di picco (unità in g, max. delle 3 componenti). (b) Valore di picco dell'intensità di Housner modificata (unità in cm, max delle 3 componenti). Le linee nere sottili sono le isoipse; le linee grosse richiamano il modello geologico sottostante: in nero le faglie trascorrenti, in magenta la delimitazione del Flysch di Faeto. I triangoli bianchi indicano le posizioni dei sondaggi S1-S13, la stella gialla indica il sito "scuola", la stella nera il sito "chiesa".



Figura 4 – (a) Mesh di elementi spettrali con vari livelli di ingrandimento. (b) Istantanee del campod'onda P-SV nei modelli con due edifici (in alto), un solo edificio (al centro), e nessun edificio (in basso).

Gruppo di ricerca INOGS-Livio Sirovich

<u>**Task 1**</u> Tecniche di simulazione.

Abbiamo tentato nuove validazioni di scenari regionali di danno (intensità) prodotti con l'algoritmo KF OGS usato in modo parametrico. Dopo aver funzionato assai bene nel caso di alcuni terremoti californiani (Northridge 1994 e Loma Prieta 1989) ed italiani, di magnitudo superiore a circa 6 (Sirovich e Pettenati, 2007a, b; per Basilicata 1857, vedi deliverable specifico), la tecnica ha dato risultati poco soddisfacenti nel caso di eventi alquanto più piccoli (v. Task 3).

<u>**Task 2**</u> Sito test Tomba di Buja.

L'esperimento intendeva: 1) spiegare i forti effetti locali registrati nel sito nel settembre 1976 (insorgenza di frequenze dominanti 1.5-1.9 Hz circa, v. Fig. 6) dagli accelerometrici ENEA-ENEL; 2) verificare fino a che punto modelli di calcolo via via più dettagliati, e costosi, fossero in grado di riprodurre la risposta sismica; 3) verificare l'accuratezza raggiungibile mediante la semplice applicazione della cosiddetta VS30.



Sono state effettuate acquisizioni sismiche finalizzate a tomografie 2 e 3D e indagini VSP centrate sul pozzo ENEL (l'indagine 3D è in Fig. 1) con sorgenti classiche, minivibratore Minivib I.V.I. Inc. montato su camion (configurazioni P ed S), e "fionda" (PWD, power assisted weight drop, della Geometrics) e l'impiego di 100 geofoni a tre componenti (10 Hz) su griglia quadrangolare 90x90 m (Fig. 1; le sorgenti sono in rosso), e geofoni verticali da 100 Hz. A titolo di esempio, la Fig. 2 mostra una sezione EW verticale del campo di velocità S ottenuto dall'inversione dei primi arrivi.

Sono stati altresì acquisiti profili sismici verticali con ricevitore in foro e sorgente in superficie (downhole) ed ulteriori rilievi sismici (rifrazione e riflessione) con stendimenti di geofoni 3C da 10 Hz e verticali da 100 Hz, tutti con energizzazioni P ed SH (anche per individuare eventuali interfacce riflettenti dentro al bedrock,



ipoteticamente suggerite da altre indagini da strong motion ed H/V).

I rilievi sono stati realizzati con il sistema di acquisizione telemetrico digitale DMT Summit (24 bit); in pozzo sono stati utilizzati il BHG-2 Geostuff tricomponente, 14 Hz, con orientamento X-Y-Z e una catena di 6 idrofoni spaziati fra loro di 2 m; sorgenti con offset di 4, 12 e 24 m, intervallo di campionamento di 0.25 ms con spaziatura in profondità di 1 m; vibratore con sweep lineari (10-300 Hz nominali) di 10 s; con controllo di qualità dei dati; conversione da formato SEG2 a SU, inserimento della geometria nella header e montaggio dei profili sismici, rotazione delle componenti orizzontali SH, picking degli arrivi diretti, calcolo delle velocità intervallari ed estrazione del campo risalente (riflessioni). I dati acquisiti con sorgente impulsiva (sia modalità P che SH) hanno richiesto una particolare sincronizzazione con sensore fisso di superficie e una wave-shaping per ottenere velocità intervallari attendibili. La Fig. 3 riporta i profili sismici VSP (offset 4 m) con onde P ed SH, velocità intervallari puntuali e mediate su tre punti; le frecce indicano gli arrivi diretti P, le onde di tubo (T) e gli arrivi diretti SH (S).



E' stato possibile ricavare anche informazioni riguardanti il volume sotto il fondo del foro. La Fig. 4 riporta: il profilo del coefficiente di Poisson dinamico dalle velocità intervallari P ed S; il dato VSP (offset 24 m, idrofoni e martello) con l'indicazione dei principali eventi riflessi; oltre alla già nota stratigrafia del pozzo. Le frecce corrispondono a variazioni litologico/formazionali confermate dal profilo stratigrafico; "a" indica il top di un livello sabbioso mentre, "b" un'interfaccia che corrisponde ad un aumento delle componenti più fini sabbie/argille nella sequenza ghiaiosa; "c" corrisponde al top della formazione terrigena del Flysch eocenico ma con velocità inferiore a quella della formazione intatta; "d" indica la presenza di un'interfaccia sotto al fondo del pozzo ad una profondità di circa 60 m, associabile ad una variazione di elasticità dentro al corpo flyschoide. Nella Figura 5, si vede il confronto tra il dato sismico in pozzo (campo risalente del VSP, più risolutivo) e quello di superficie. L'abbinamento VSP-sismica di superficie ha consentito di estendere lateralmente l'interpretazione e di individuare l'inclinazione del top del substrato flyschoide (che immerge verso Ovest).



E' significativo menzionare che altre interessanti prospezioni, misure H/V e modellazioni 1D sono state eseguite nel sito anche dall'UR INGV Roma1 (Rovelli). Quanto al calcolo OGS delle risposte sismiche comparate, il sito è stato schematizzato con 7 modelli 1D di accuratezza e costo crescenti a partire dal modello sottinteso dalla normativa (copertura di 30m di spessore con Vs media stimata in modo approssimativo). Tutte le modellazioni sono state eseguite con il pacchetto "Shake2000" (G.A.Ordóñez, revisione 2006) propagando due forzanti forti (11 settembre 1976 16:35 M 5.6; 15 settembre 1976 03:15 M5.8), e due deboli (15 ottobre 1996 09:56 Rimini, M 5.1; 30 luglio 1997 21:57, M 2.5) registrate a San Rocco ed applicate al bed-rock di Tomba di Buja. L'efficacia di ciascuna modellazione è stata valutata per confronto con le serie e gli spettri registrati a Buja (v. figg. 6); notare l'insorge del forte effetto di sito fra 1.5 e 1.8 Hz circa. La Fig. 7 mostra, ad es., la risposta di un modello 1D lineare di medio dettaglio (6 strati), che non riproduce l'effetto citato (non vi riesce nessun modello 1D lineare n'OGS né INGV-Roma1).




Modello Giorgi 6 strati Forzante 76/09/11 S.Rocco

Le prospezioni non hanno evidenziato situazioni stratigrafiche 2D o 3D tali da spiegare in campo elastico gli effetti di sito registrazioni nel 1976. Complesso è anche il comportamento differenziato delle comp. NS e WE. La spiegazione degli spettri registrati andrebbe ancora cercata nell'anelasticità dei terreni e/o, forse, nell'effetto di un riflettore profondo. Le modellazioni suggerirebbero di non fermarsi al semplice uso delle VS30, ma di eseguire almeno prospezioni a basso costo, in grado di fornire la profondità della copertura e la sua VS media. In un caso applicativo come Buja, tuttavia, investimenti considerevoli per l'esecuzione di prospezioni geofisiche di dettaglio non avrebbero consentito di migliorare sensibilmente la comprensione della risposta sismica del sito.

<u>**Task 3**</u> – Scenari Kf intensità, Area 1: Molise

I dati di intensità disponibili per gli eventi di San Giuliano del 31 ottobre e 1 novembre 2002 erano di due tipi: a) 42 intensità QUEST +10 nuovi siti a comporre il file di 52 intensità INGVAM ora nel data base DBMI04; b) gli oltre mille dati del Bollettino Macrosismico INGV (file: ott3102a(Boll).dat) raccolti via Internet. Era chiaro fin dall'inizio che, da soli, i dati (a) erano insufficienti a vincolare l'inversione delle sorgenti (senza menzionare il problema delle correzioni di sito). La fig. 8 mostra il tentativo infruttuoso di correlare dati (a) e (b) in siti comuni, e quindi di integrare poi i due tipi di dati. Non vi sono quindi evidenze sperimentali sufficienti per validare gli scenari parametrici KF (intensità medie da circa 32.000 sorgenti) prodotti per i due eventi (rispettivamente Figg. 9 e 10). Il calcolo parametrico di scenario è partito dai dati di sorgente disponibili da letteratura. In Figg. 9-10 arancio =VIII; azzurro = V; punti rossi = dati QUEST; le relative deviazioni standard arrivano quasi ad un grado). A riprova delle difficoltà di validazione, notare il basso campionamento fornito dai siti, e solo a piccole distanze epicentrali.

Per il soddisfacente scenario Basilicata 1857, vedere il deliverable specifico.





La Fig. 11 mostra la sezione verticale del campo di velocità ottenuto a San Giuliano di Puglia dall'inversione tomografica dei primi arrivi in corrispondenza della linea azzurra in pianta (a sinistra); la zona nera non è coperta dai raggi. In Fig. 12, lo stesso campo di velocità con sovraimposta la sezione sismica migrata in profondità. Lo scopo del rilievo era di integrare i risultati della tomografia geoelettrica, cercando di determinare l'esistenza o meno di strutture profonde (oltre i 500 m) sotto il paese. Causa l'ingombro del camioncino della sorgente (Minivib), non è stato possibile ripercorrere il tracciato del profilo geoelettrico; si è invece usata una strada asfaltata a Nord-Est di San Giuliano (riquadro di Fig. 11).



Il rumore a bassa frequenza per onde di superficie (ground-roll) era abbastanza forte e tuttavia si può dire che non si vedono orizzonti sismici delimitanti strutture evidenti. Si nota comunque un corpo ad alta velocità P (circa 3.5-3.8 km/s) nella parte Nord-Est della sezione, interpretabile come l'unità dei calcari prevista nella parte centrale e verso Nord-Est.

La Fig. 12 mostra i probabili confini delle strutture presenti nei primi 200 m, tra cui il confine tra l'unità delle argilliti a bassa velocità e i calcari (formazione di Faeto) a più alta velocità.

<u>**Task 6**</u> – Scenari area 4 - Gubbio

La Fig. 13 mostra in rosso la linea sismica acquisita nel giugno 2006 con Minivib, e in giallo e verde due linee del gennaio 2007 a sorgente rispettivamente P (con Mini Bang) ed S. Tre sono stati i principali eventi riflessi interpretati, poi usati per l'inversione tomografica (fig. 14), che ha messo in evidenza la forma del bacino

(probabilmente impostato sulla formazione "marnoso-arenacea" costituente il bedrock della valle). Lungo il fianco sinistro della sezione (SW), è visibile una serie di strati, all'incirca piani, inclinati verso destra (direzione NE) appartenenti alla formazione argillosa. Chiude la successione la copertura quaternaria. La parte inferiore di Fig. 14 presenta la sezione pre-stack migrata in profondità utilizzando il campo di velocità tomografico. Le linee colorate rappresentano gli orizzonti interpretati.







Fig. 14

Infine, la linea sismica disegnata in verde (poco più di un chilometro, 151 geofoni, 159 energizzazioni Minivib) doveva consentire, secondo le indicazioni del Progetto, di definire il campo di velocità S nella zona ad Ovest di Cipolletto, ma gli arrivi S sono stati mascherati da un forte ground-roll.

Bibliografia

- Sirovich L. and Pettenati F. (2007a). A new Kinematic Approach to Calculate Seismic Hazard Scenarios (Intensity and Peak Ground Displacement); an Example in SE Sicily. AGU2007, Acapulco, Proc. ref. n. S51A-01.
- Sirovich L. and Pettenati F. (2007b). Validation of a Kinematic, Parametric, Approach to Calculate Intensity Scenarios. In preparation for *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Böhm, G., G.Rossi, e A. Vesnaver, 1999. *Minimum time ray-tracing for 3-D irregular grids*, J. of Seism. Expl., 8: 117-131
- Carrion, P., Böhm, G., Marchetti, A., Pettenati, F. e Vesnaver, A.; 1993: *Reconstruction of lateral gradients from reflection tomography.* Journal of Seismic Exploration **2**, 55-67.
- Vesnaver, A., Böhm, G., 2000: *Staggered or adapted grids for seismic tomography?* The Leading Edge, 9, 944-950.
- Vesnaver, A., G. Böhm, G. Madrussani , S. Petersen, e G. Rossi, 1999. *Tomographic imaging by reflected and refracted arrivals at the North-Sea*, Geophysics, 64,6 1852-1862.

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

UR 4 - Coordinatori: S. Piscitelli (IMAA-CNR Potenza), F. Mulargia (Università di Bologna) e D. Albarello(Università di Siena)

Task 2 – Effetti di sito

Nel sito test di Tito Scalo sono stati stimati i valori delle velocità delle onde di taglio nei primi 30 metri di profondità mediante prove NASW, Down-Hole, con il Dilatometro Marchetti, Sismica a Rifrazione e prove geotecniche (Fig. 1, a sinistra), inoltre mediante array sismici elaborati con tecniche ESAC e F-K ottenendo profili di Vs fino a 150m di profondità (Fig. 1, a destra). I valori stimati posso essere considerati attendibili in quanto le funzioni di trasferimento ottenute per ciascun profilo mediante modelli 1D risultano in buon accordo con quella stimata utilizzando dati di terremoti. Su alcuni campioni rappresentativi delle litologie prevalenti del sito si è proceduto ad una caratterizzazione granulometrica, mineralogica e geomeccanica di dettaglio.



Fig. 1 - Profili di Vs del sito di Tito Scalo.

Sempre nell'ambito degli effetti di sito è stato valutato se il parametro Vs30 fosse un buon stimatore dell'amplificazione di sito. I siti non sono stati selezionati in quanto rappresentativi di particolari situazioni geomorfologiche, ma possono essere considerati un campione casuale, rappresentativo di tutte le categorie di suolo di fondazione. Sono stati stimati 46 profili di velocità delle onde di taglio di cui 30 ottenuti mediante prove Down-Hole o Cross-Hole, 10 con tecniche passive superficiali mentre per 6 siti non è stato eseguito alcun tipo di sondaggio in quanto considerati siti in roccia. Per 34 siti è stata stimata la funzione HVSR, per i rimanenti la HVNR. Nel 20% dei casi si trova amplificazione lì dove non ci sarebbe dovuta essere e viceversa: siti A con amplificazione e siti B, C, e D senza amplificazione. Se a questa percentuale si aggiungono i siti B, C, e D ove c'è amplificazione sotto 1 Hz allora il parametro Vs30 sembra non essere un buon stimatore dell'amplificazione

sismica in 36% dei casi esaminati (Fig. 2).





Task 3 – Scenari area 1: Molise

L'indagine geoelettrica eseguita nel Comune di San Giuliano di Puglia è consistita nella realizzazione di tre tomografie di resistività elettrica (ERT), ubicate lungo i profili riportati in figura 3. La scelta degli allineamenti dei profili è scaturita in base a considerazioni di tipo geologico-strutturale e logistico.



Fig. 3 – Pianta del Comune di San Giuliano di Puglia (CB) con ubicazione dei profili delle tomografie di resistività elettrica ERT AA', BB' e CC'.

Le tomografie ERT AA' e ERT BB', in particolare, sono state eseguite mediante un sistema multielettrodico a 48 canali con spaziatura elettrodica di 20m, mentre la tomografia ERT CC' è stata effettuata mediante un sistema manuale disaccoppiato con spaziatura interelettrodica pari a 200 m.

La lunghezza complessiva delle tomografie ERT AA' e ERT BB' è risultata essere pari a 940 m e con una profondità media di esplorazione pari a circa 200 m, mentre la tomografia ERT CC' ha raggiunto una lunghezza di 1800 m ed una profondità di esplorazione di circa 340 m (Fig. 4).

I dati di resistività elettrica sono stati acquisiti mediante il georesistivimetro "SYSCAL R2" della Iris Instruments, utilizzando i dispositivi elettrodici Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger per investigare sia la presenza di strutture verticali (per esempio faglie) che orizzontali (per esempio piani di stratificazione). L'inversione dei dati di resistività apparente è stata effettuata utilizzando il software RES2DINV. Il numero di iterazioni per il raggiungimento del best fit è risultato essere variabile (comunque inferiore a 5), ottenendo un errore del RMS relativamente basso, inferiore nel complesso a 17.4.



Fig. 4 – Tomografie di resistività elettrica ERT AA', BB' e CC' eseguite nel Comune di San Giuliano di Puglia (CB). Il poligono tratteggiato in rosso rappresenta l'area di sovrapposizione tra la ERT BB' e la CC'.

Le tomografie mostrano nel complesso un basso range di resistività (5 < ρ < 160 Ω m), indice di terreni a forte componente argillosa e/o con notevole contenuto d'acqua. In seguito, le tomografie di resistività elettrica saranno confrontate e tarate con dati derivanti da indagini geologiche, eventuali altre indagini geofisiche e con dati di pozzi geognostici presenti nell'area.

Task 4 - Scenari area 2: Garda

Indagine sismica passiva a stazione singola in free-field e in edificio nelle località Sabbio Chiese, Pompegnino e Morgnaga (Brescia) nell'area di massimo danneggiamento del terremoto del 24 novembre 2004

Sono state effettuate misure di microtremore ambientale con tromografo Tromino in:

- 1. 3 siti in località Sabbio Chiese, di cui 1 su edificio
- 2. 15 siti in località Morgnaga, di cui 1 su edificio
- 3. 17 siti in località Pompeggino, di cui 5 su edificio

SABBIO CHIESE

Sono state effettuate misure in un foro di finestra del piano superiore del Santuario, fortemente danneggiato dal (e ancora chiuso in seguito al) terremoto. N-S è la direzione ortogonale al muretto su cui è stato posto lo strumento, E-W è la direzione parallela a detto muretto. Il gruppo di Milano (Marcellini) ha eseguito misure nello stesso sito.



MORGNAGA

Le misure effettuate a Morgnagna appaiono mettere in evidenza un bedrock superficiale, come si evince da questi due esempi, il primo eseguito lungo la strada che porta al paese, nel piazzale del muncipio; il secondo nel centro del paese.



POMPEGNINO

Le misure effettuate a Pompegnino presentano un chiaro disturbo di natura antropica a 1.7 Hz, riconoscibile in tutti i giorni di misura. Nelle figure sottostanti, lisciate all'1% della freq. centrale, è messo in evidenza sia nei grafici H/V che in quelli dei singoli spettri.



La misura seguente è tipica del free-field di Pompeggino: essa è stata effettuata in un giardino nella prima periferia. A parte il picco a 1.7 Hz, di origine antropica, si vedono un chiaro picco a 3 Hz e uno a 7 Hz.



La misura sottostante è stata invece effettuata al primo piano di una casa ricostruita a seguito del terremoto. A parte il solito disturbo di origine antropica a 1.7 Hz che affligge tutto il paese, si nota una grande somiglianza con la misura in free-field riportata sopra.



I grafici seguenti sono invece la curva H/V e gli spettri relativi ad un edificio fortemente danneggiato dal terremoto e non ristrutturato. In particolare, sono relativi al secondo piano di questo edificio. Si nota il solito disturbo a 1.7 Hz e il picco a minor frequenza che da 3 Hz si è spostato a circa 2.5 Hz. Questa misura è stata effettuata ad una quota di circa 15 m rispetto a quella del giardino alla periferia di Pompegnino dove il picco era a 3 Hz. Visto anche che il picco a 7 Hz è rimasto inalterato, lo spostamento spettrale da 3 a 2.5 Hz è con ogni probabilità da attribuire al comportamento dell'edificio.



I grafici seguenti sono invece la curva H/V e gli spettri relativi ad un edificio fortemente danneggiato dal terremoto e non ristrutturato. In particolare, sono relativi al secondo piano di questo edificio. Si nota il solito disturbo a 1.7 Hz e il picco a minor frequenza che da 3 Hz si è spostato a circa 2.5 Hz. Questa misura è stata effettuata ad una quota di circa 15 m rispetto a quella del giardino alla periferia di Pompegnino dove il picco era a 3 Hz. Visto anche che il picco a 7 Hz è rimasto inalterato, lo spostamento spettrale da 3 a 2.5 Hz è con ogni probabilità da attribuire al comportamento dell'edificio.



Task 5 – Scenari area 3: Gubbio

Le attività svolte sono state finalizzate alla definizione della geometria sepolta del bacino di Gubbio e del profilo di velocità delle onde S nelle coperture fino alla profondità del substrato sismico. A questo scopo sono state utilizzate procedure di sismica passiva basate sulla misura del rumore sismico ambientale in configurazione a stazione singola (metodo H/V) e ad antenna sismica (Array). Le misure sono state effettuate nel corso di 4 campagne di misura (Giugno 2005, Ottobre 2005, Giugno 2006, luglio 2006) ed hanno riguardato l'area mostrata in figura.



Le misure H/V sono state condotte utilizzando la stessa attrezzatura e protocollo di misura e sono state finalizzata alla misura della frequenza di risonanza fondamentale delle coperture. Da queste stime, disponendo di un profilo di velocità delle onde S risulta infatti possibile tentare una stima della profondità del bacino, fino al basamento sismico.

Sono state condotte misure su oltre 90 siti posti nella piana e all'interno dell'abitato di Gubbio. In una decina di località la misura è stata ripetuta più volte in diverse condizioni meteorologiche e con diversi strumenti per la valutare la ripetibilità dei risultati ottenuti. Allo scopo di valutare questa ripetibilità anche in rapporto a stime ottenute con apparati strumentali differenti (sismometri) e differenti tipi di segnale (terremoti deboli), alcuni dei siti di misura sono stati scelti in coincidenza con le stazioni sismiche installate nel corso del progetto. Complessivamente, i confronti effettuati hanno messo in evidenza una buona ripetibilità delle misure, anche se i valori dei rapporti spettrali H/V relativi alle basse frequenze (<0.5) sembrano maggiormente sensibili alle condizioni meteorologiche presenti all'atto della misura.

I risultati di queste campagne di indagine sono sintetizzati nella figura 1. Viene messa in evidenza la buona coerenza areale delle frequenze di risonanza misurate. I valori ottenuti hanno messo in evidenza un generale abbassamento della frequenza di risonanza verso il centro del bacino con un progressivo aumento verso i suoi bordi. Si nota inoltre come dalle misura emerga una differenziazione delle frequenze di risonanza anche lungo la direzione longitudinale del bacino.

Nel tentativo di effettuare una prima interpretazione di queste misure in termini di

profondità del basamento sismico, sono state condotte eseguite alcune campagne di misura del rumore sismico ambientale con la tecnica dell'antenna sismica. Con questa tecnica risulta possibile determinare la curva di dispersione delle onde superficiali e da questa, mediante opportune procedure di inversione numerica, stimare il profilo di velocità delle onde S. Complessivamente sono state eseguite misure in 10 siti collocati sia nell'abitato che sulla piana. In particolare, 5 di queste misure sono relative alle zone di conoide o detrito poste nelle vicinanze dell'abitato di Gubbio, una è stata posta sull'affioramento del basamento sismico a sud del bacino. Le rimanenti nella piana sono state posizionate nella piana dove le coperture hanno un carattere fluvio-lacustre. Di particolare importanza sono state le misure eseguite in corrispondenza di un sito posto al centro della piana per il quale erano programmate misure di dettaglio con metodi diretti (down-hole). Una delle misure è stata eseguita anche al centro di una più estesa antenna sismica messa a punto da altre UR coinvolte nel progetto.

I risultati ottenuti mediante queste stime hanno mostrato forti differenze nel profilo di velocità soprattutto per quanto riguarda le misure condotte ai bordi del bacino e sul basamento. Per quanto riguarda la piana, le curve di dispersione ottenute sono state invertite in maniera indipendente per valutare le eventuali variazioni laterali presenti. Ciascuna inversione ha tenuto conto anche della forma della curva H/V ottenuta nel sito. In uno di questi, l'inversione ha incluso anche i dati ottenuti con l'antenna sismica di maggiori dimensioni. I risultati hanno indicato coerentemente la presenza di un basamento sismico a profondità dell'ordine di diverse centinaia di metri con variazioni significative dell'andamento del profilo di velocità anche all'interno della copertura.

Considerando questi risultati e tenendo conto delle stime di profondità del basamento dedotte dalle campagna di sismica a riflessione condotte nell'ambito del progetto, è stato definito un profilo di velocità medio delle coperture. Utilizzando questo profilo medio, i valori della frequenza di risonanza determinati nell'area esplorata sono stati interpretati permettendo una valutazione di massima della geometria sepolta del bacino. Le informazioni determinate in questo modo hanno contribuito alla definizione delle caratteristiche generali del bacino utilizzate nell'ambito della modellazione 3-D della struttura prevista dal progetto.

Task 6 – Scenari area 4: Potenza

Sono state condotte 250 misure di rumore ambientale sui suoli ricadenti nell'area urbana di Potenza e analizzate con la tecnica HVNR. Le funzioni di trasferimento così ottenute sono state calibrate con quelle stimate a partire da dati di terremoti in 12 siti e da modelli 1D ottenuti a partire da 2 profili di velocità delle onde di taglio stimati con prove Down-Hole condotte fino a 30m: presso il Campus universitario sono stati ritrovati pochi metri di detrito di versante sovrastanti una successione di argille via via sempre più sovraconsolidate; il sito di Viale dell'Unicef è caratterizzato da pochi metri di alluvioni sovrastanti la formazione argillosa sovraconsolidata che rappresenta quindi il bedrock sismico di Potenza caratterizzato da Vs≈1100-1200 m/sec.

Nella figura 5 è riportata la mappa delle 250 frequenze caratteristiche dei suoli stimate con le funzioni HVNR. Le maggiori amplificazioni sono state ritrovate lungo le valli alluvionali, infatti dal profilo Vs stimato in Viale dell'Unicef si evidenzia un forte salto tra le velocità delle alluvioni (180m/sec) e quello delle argille sottostanti. I picchi fondamentali di risonanza sono stati ritrovati a frequenze differenti in



funzione della diversa profondità dello stato delle alluvioni.

Fig. 5 - Mappa delle frequenze caratteristiche dei suoli stimati con la tecnica HVNR a partire da misure di rumore ambientale.

Per quanto riguarda la determinazione delle caratteristiche fondamentali degli edifici (frequenza e smorzamento) sono stati selezionati 57 edifici appartenenti a 4 tipologie edilizie che più rappresentano il patrimonio edilizio della città di Potenza: muratura costruita tra 1946-1961, cemento armato costruito prima del 1971, cemento armato costruito tra 1972-1981, cemento armato costruito dopo il 1991. Sono state condotte misure di rumore ambientale a diversi piani ed elaborate mediante la tecnica HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectra Ratio), SSR (Standard Spectra Ratio), la tecnica Non.Pa.D.An. (Non-Parametric Damping Analysis) e la tecnica Half Bandwidth. In Fig. 6 sono riportate le stime delle frequenze principali ottenute nelle due direzioni principali con le suddette tecniche di analisi, mentre in Fig. 7 sono riportate le stime degli smorzamenti relativi alle frequenze principali ottenute con la tecnica Non.Pa.D.An. e Half Bandwidth. Le stime dei modi principali di vibrazione degli edifici, ottenute con le diverse tecniche, sono in buon accordo e tutte comprese tra 1.5Hz e 4.5Hz in entrambe le direzioni. Inoltre la tecnica Non.Pa.D.An. sembra più idonea nella stima degli smorzamenti rispetto alla tecnica Half Bandwidth perchè i valori sono meno dispersi e tutti raggruppati intorno a valori più realistici.



Fig. 6 - Stime delle frequenze principali di vibrazione di 57 edifici della città di Potenza ottenute nelle

due direzioni principali con la tecnica HVSR, SSR, Non.Pa.D.An. e la tecnica Half Bandwidth.



Fig. 7 - Stime degli smorzamenti relativi alle frequenze principali di vibrazione di 57 edifici della città di Potenza ottenute nelle due direzioni principali con le tecniche Non.Pa.D.An. e Half Bandwidth.

Pubblicazioni

- D'Amico et al. (2006) Test sites in Europe for the evaluation of ground motion amplification: site response of the Gubbio basin (central Italy) using geological data and seismic noise measurements *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, September 3-8, Geneva, Switzerland,* Oral presentation
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2006); Estimate of frequency and damping for large sets of building in dense urban area, *Proc. of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Paper n. 211, 3-8 September 2006, Geneva (Switzerland).
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2006); Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy, *Proc. of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Paper n. 270, 3-8 September 2006, Geneva (Switzerland).
- G. Laurenzano, E. Priolo, M. R. Gallipoli, M Mucciarelli, F. C. Ponzo (2007); Effect of vibrating buildings on "free-field" accelerometric recordings: the Bonefro (Italy) case history, *Proc.* 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, CD-Rom edition, Paper No. 1386.
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2007); Damping estimate for simple buildings through nonparametric analysis of a single ambient vibration recording, in press on *Annals Geoph*.
- S. Parolai, M. Mucciarelli, M. R. Gallipoli, S. M. Richwalski, A. Strollo (2007) Comparison of site responses estimated using earthquake data and S-wave velocity structure derived from seismic noise array recordings at the Tito test site (Southern Italy), in press on Bull. Seism. Soc. Am.
- S. Piscitelli (2007). Electrical Resistivity Tomography investigations in some Italian active volcanic and seismic areas. Bilateral Seminar Italy-Japan on Electromagnetics in Seismic and Volcanic Areas, Chiba-Minato, Chiba, Japan, July 25-27, 2007

Progetto S3 - Scenari di scuotimento e di danno atteso in aree di interesse prioritario e/o strategico

UR 5 - Coordinatore: Vincenzo Del Gaudio (Dipartimento di Geologia e Geofisica – Università di Bari)

Le attività della UR 5 sono inserite nel Task 2, che ha per obiettivo la definizione di linee guida per l'introduzione degli effetti di sito nel calcolo degli scenari a scala urbana. In questo Task è previsto, tra l'altro, l'analisi di condizioni di sito particolari come le aree in frana, che rappresentano un caso diffusamente presente sul territorio italiano. Come contributo a questo obiettivo, la UR 5 si è impegnata nell'acquisizione ed analisi di dati accelerometrici in un'area test ubicata nel territorio comunale di Caramanico Terme (PE), sul fianco destro della valle del fiume Orta, dove un monitoraggio accelerometrico era stato avviato nel 2002 nell'ambito di un programma di ricerca finanziato dalla Comunità Europea (Progetto LEWIS).

L'area monitorata è caratterizzata dalla presenza di rilievi calcarei, alla cui base affiorano formazioni argillose in parte ricoperte da depositi colluviali e brecce calcaree (Fig. 1). 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 (crolli, frane roto-traslazionali, colate) la cui evoluzione è controllata da molteplici fattori quali le precipitazioni, l'erosione fluviale, le azioni antropiche e i frequenti scuotimenti sismici, questi ultimi all'origine di diverse frane storicamente documentate (Wasowski & Del Gaudio, 2000).

In riferimento a quest'area di studio, le attività della UR 5 si sono articolate nei seguenti punti principali:

1) E' stata proseguita l'acquisizione dei dati delle tre stazioni accelerometriche installate nel corso del progetto LEWIS: CAR1, ubicata su un pendio argilloso inclinato di 18° verso WSW; CAR2, collocata sullo stesso versante, 600 m a SSE della precedente, sulla testata di una frana del 1989, attualmente quiescente, che ha mobilizzato un deposito colluviale spesso 30-40 m sovrapposto alla stessa formazione argillosa affiorante a CAR1; CAR3, installata su brecce calcaree spesse circa 10 m, intensamente fratturate e alterate, sovrapposte su un substrato calcareo al bordo di una scarpata di circa 50 m, avente direzione WNW-ESE. Tali siti erano stati scelti per analizzare le differenze nella risposta sismica su pendi caratterizzati da condizioni litologiche e morfologiche diverse (Fig. 1).

2) Nel corso del primo anno di progetto sono state installate due ulteriori stazioni accelerometriche denominate CAR4 e CAR5 (Fig. 1). CAR4 è stata ubicata su una superficie calcarea a bassa pendenza (8° verso NW), per svolgere il ruolo di stazione di riferimento; la scelta del sito è stata preceduta da indagini di tipo NASW (Noise Analysis of Surface Waves – Louie, 2001) per accertare lo stato di compattezza meccanica del substrato. CAR5 è stata installata sullo stesso deposito colluviale interessato dalla frana del 1989 ma a monte della nicchia di distacco, a 200 m da CAR2, su un ripiano inclinato circa 10° verso WSW; il sito è stato scelto per ottenere dati utili a discriminare il contributo intrinseco dei depositi colluviali agli effetti di sito osservati a CAR2, da quello dovuto alle modifiche delle proprietà meccaniche degli stessi depositi per effetto della frana.



Fig. 1 – (a) Mappa con l'ubicazione dell'area di studio (rettangolo nero), di alcune stazioni accelerometriche i cui dati sono stati utilizzati in questo studio (triangoli neri) e degli epicentri degli eventi registrati a Caramanico (cerchietti grigi). (b) Ortofoto dell'abitato di Caramanico Terme e della valle del fiume Orta, con l'ubicazione delle 5 stazioni accelerometriche installate numerate da 1 a 5 e (in violetto) le tracce delle sezioni geologiche riportate sotto; in verde sono delineate le principali frane, in ocra i limiti geologici e in tratteggio rosso una faglia; la geologia dell'area è schematicamente rappresentata con il supporto dei seguenti simboli: Lm = calcari - Miocene; Me = depositi sabbioso-siltosi con brecce calcaree (Messiniano); Mp = argille marnose - Pliocene inferiore; Bq= megabrecce carbonatiche – (Quaternario); Sqh = depositi colluviali (talus, frane), sedimenti eluviali e terreni artificiali - Olocene. c) Sezioni geologiche schematiche dei siti delle stazioni accelerometriche CAR1-5 costruite lungo le direzioni di massima pendenza (vedi Fig. 1b per la loro ubicazione e la relativa didascalia per la spiegazione dei simboli); da notare che le scale orizzontale e verticale sono uguali e che m a.s.l. denota valori di quota in metri sul livello del mare.

3) Le suddette stazioni accelerometriche hanno fornito un dataset di 76 registrazioni a 3 componenti, relative a 54 eventi sismici di magnitudo fino a 5.4 (ML) e localizzati a distanze da 5 a 160 km (Tab. 1 e Fig. 1). Ventisei di queste registrazioni, relative a 20 eventi, appartengono alla sequenza sismica del Molise iniziata il 31 ottobre 2002, con area epicentrale nei Monti Frentani. Questo data set è stato integrato, per scopi comparativi, con registrazioni di stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), fornite dall'Ufficio Servizio Sismico Nazionale. I dati accelerometrici sono stati sottoposti a correzione strumentale secondo procedure standard, mediante il software SMA della Kinemetrics.

Tab 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 azimut 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. Region Tr	rig.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	13.94/	6.3	1.4	5.	301.1	Abruzzi Apennine	1-2-3
28	04.12.31	190232.							(non localizzato)	3
29	05.01.10	202841.	40.050	12 700	14 0	2.4	20	202 5	(non localizzato)	3
30	05.03.03	223542.7	42.253	12 000	14.8	2.4	20.	302.5 21E 1	Gran Sasso	3
27	05.03.03	225557.5	42.235	13.090	10.0	2.5	12.	313.1	(non logalizzato)	2
22	05.03.09	151725 4	41 721	14 159	9.8	2 7	50	165 0	(HOH HOCATIZZACO)	3
34	05.04.10	000820 0	41 714	14 163	10.2	2.7	50.	164 9	Sannio	3
35	05.01.21	141746 0	41 707	14 162	9 9	2.8	52	165 2	Sannio	3
36	05.05.02	132121 9	41 894	13 711	19.0	35 T.	38	219 6	Marsica	1-2-3
37	05 08 28	073050 1	42 191	13 960	21 3	171	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

4) I dati accelerometrici sono stati analizzati per individuare specificità della risposta di sito in aree di pendio interessate da frane o potenzialmente suscettibili di franamenti sismo-indotti. L'analisi ha riguardato la caratterizzazione energetica e spettrale della risposta sismica di questa tipologia di siti. L'energia degli scuotimenti è stata parametrizzata mediante l'Intensità di Arias I_a che, nella letteratura recente, è stato proposto come il parametro meglio correlato alla distribuzione spaziale delle frane sismo-indotte (Wilson & Keefer, 1985; Harp & Wilson, 1995) ed è stato per questo più comunemente utilizzato per stime di hazard a scala regionale (e.g. Jibson et al., 2000). Riguardo a questo parametro, si è valutata la adeguatezza di relazioni di attenuazione standard ai fini della definizione di scenari sismici preliminari (livello 0). Nel corso dell'analisi dei dati accelerometrici sono emerse evidenze di interessanti peculiarità relative alla risposta di sito in aree di pendio, concernenti una marcata anisotropia con direzioni di massimo scuotimento pressoché costanti, correlate a quelle di elementi della topografia locale. Ciò ha portato a focalizzare l'attenzione particolarmente su questo fenomeno.

Di seguito sono riassunti i principali risultati derivati dall'analisi dei dati acquisiti nei due anni di progetto.

i) Analizzando gli eventi della sequenza molisana, i valori delle misurate nella stazione CAR1 di Caramanico per i due eventi principali della sequenza (ML = 5.4 e 5.3) sono risultati compatibili con quelli previsti per terreni soffici dalla relazione di attenuazione di Sabetta & Pugliese (1996); tuttavia, per eventi di magnitudo inferiore, che ricadono al di fuori dell'intervallo di magnitudo 4.6 – 6.8 su cui tale relazione è stata calibrata, si osserva una deviazione del logaritmo di I_a dalla linearità rispetto alla magnitudo, con aumento della pendenza (Fig. 2). Una regressione effettuata sui dati delle stazioni CAR1 e CAR2, ridotti a distanza unitaria, ha prodotto risultati coerenti anche con quanto mostrato dai dati delle stazioni della RAN fornendo i seguenti coefficienti:

CĂR1 (campione di 9 eventi di magnitudo 3.6 – 5.4)

 $(\log I_a)_{\rm rid} = -6.20 + 1.34 \,\,{\rm M} \pm 0.20 \quad ({\rm R}^2 = 0.96)$

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

 $(\log I_a)_{\rm rid} = -6.03 + 1.35 \,\mathrm{M} \pm 0.22 \quad (\mathrm{R}^2 = 0.80)$

La differenza nel termine costante riflette la presenza di una sistematica amplificazione relativa osservata a CAR2 rispetto a CAR1: il confronto esteso all'intero campione di dati mostra che tale amplificazione è mediamente del 50% in termini di ampiezza di picco e dell'80% in termini di Ia. Indagini condotte con la tecnica NASW hanno mostrato la presenza di un forte contrasto di impedenza tra il corpo di frana su cui è collocato CAR2 e il substrato argilloso della frana, il che spiega la presenza dell'amplificazione relativa e segnala che le aree in frana vanno considerate non solo una sorgente di pericolosità sismica di tipo secondario, per la loro possibile riattivazione, ma anche un potenziale fattore di amplificazione dinamica dello scuotimento, anche nel caso di frane quiescenti relativamente stabilizzate. Nel complesso, dal confronto con i dati accelerometrici delle stazioni della RAN con litologia di sito confrontabile, i livelli di amplificazioni a Caramanico sono risultati tra i massimi osservati; resta aperta la questione se ciò sia dovuto solo ad effetti di sito o anche a fenomeni di focalizzazione/defocalizzazione delle onde sismiche, prodotti a scala regionale da elementi strutturali presenti nell'area studiata.



Fig. 2 – Valori del logaritmo dell' intensità di Arias (*Ia*), ridotta a distanza unitaria, calcolata per gli 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 ("rock", "stiff soil" e "soft soil"). Le linee blu e rossa rappresentano le rette di regressioni ottenute dai dati, rispettivamente, delle stazioni CAR1 e CAR2, quelle nere rappresentano i valori previsti dalla relazione di Sabetta & Pugliese (1996) per le diverse tipologie di sito (valori mediani), quelle grigie delimitano, per siti di tipo "stiff", l' intervallo di confidenza entro una deviazione standard.

ii) Tra i siti di Caramanico gli scuotimenti massimi sono stati osservati a CAR2 e CAR3. Tali siti presentano una sistematica dominanza della componente E-W del moto del suolo, indipendentemente dalla direzione di provenienza delle onde sismiche. Ciò ha suggerito la possibile presenza di variazioni direzionali nella risposta di sito, che è stata analizzata calcolando le I_a su componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10°. I risultati ottenuti mostrano che, nei suddetti siti, lo scuotimento sismico presenta massimi sistematici lungo una direzione di tale massimo è parallela a quella di elementi della topografia locale: a CAR2 coincide con la direzione di massima pendenza del pendio in frana (WSW), a CAR3 con la direzione del bordo della scarpata (WNW) sul cui ciglio è ubicata la stazione.



Fig. 3: Diagrammi polari delle variazioni direzionali relative di Intensità di Arias osservate in ciascuna stazione accelerometrica di Caramanico e nelle stazioni su roccia della RAN esaminate, 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.

In media il massimo direzionale di I_a supera il minimo, orientato ortogonalmente, di un fattore circa 2 a CAR2 e circa 3 a CAR3. Estendendo questo tipo di analisi a siti abruzzesi su roccia della RAN, lo stesso fenomeno è stato riscontrato in altre due stazioni collocate su pendio (Castiglione Messer Marino - CMM - e Pescasseroli -PSC: vedi ubicazione in Fig. 1), che però non sono affette da amplificazione di sito: ciò porta a concludere che la direzionalità nella risposta di sito non è necessariamente associata a condizioni di amplificazione. In tali stazioni massimi sistematici di I_a in direzioni prossime a quelle locali di massima pendenza, eccedono i minimi mediamente di un fattore tra 2 e 3 (Fig. 3). In altri due casi esaminati (Lama dei Peligni - LDP - e Ortucchio - ORC: vedi ubicazione in Fig. 1), caratterizzati da topografia sub-pianeggiante o da un modesto rilievo, non è stata riscontrata un'analoga sistematica direzionalità della risposta dinamica (Fig. 3). Tuttavia, benché i casi di direzionalità della risposta dinamica siano stati osservati tutti su pendii, con una correlazione tra direzione di massimo scuotimento e direzioni di elementi della topografia locale, il solo fattore topografico non è sufficiente a determinare il fenomeno: il sito CAR1 a Caramanico, per esempio, è anch'esso collocato su pendio a breve di stanza dal sito su frana CAR2, ma, a differenza di questo, non mostra alcuna direzionalità nella risposta dinamica e ciò indica che tale fenomeno per manifestarsi richiede una combinazione di fattori morfologici e litologico-strutturali.

iii) E' stata condotta un'analisi delle variazioni direzionali delle proprietà spettrali dei siti studiati come verifica dell'ipotesi avanzata in precedenti studi (e.g. Bonamassa & Vidale) che simili fenomeni di direzionalità della risposta dinamica siano dovuti a una "risonanza direzionale", cioè a una interferenza costruttiva a frequenze specifiche di sito, polarizzata su direzioni controllate da elementi strutturali e/o morfologici locali. Sono state adottate le seguenti tecniche di analisi: calcolo dei prodotti di spettri direzionali normalizzati (Normalized Spectral Products - NSP) di registrazioni di più eventi, per evidenziare la ricorrenza di significative quote di energia spettrale a frequenze e in direzioni specifiche di sito; calcolo dei rapporti spettrali tra componenti orizzontali, orientate in diverse direzioni, e la componente verticale (Horizontal-toVertical Spectral Ratios - HVSR) di registrazioni "weak motion", per evidenziare frequenze di risonanza con definita direzionalità; rapporti tra gli spettri delle stazioni CAR2 e CAR1, relative a componenti di diversa orientazione sia orizzontali che verticale (Directional Spectral Ratios - DSR), per evidenziare il contributo specifico del corpo di frana alla risonanza direzionale osservata a CAR2 (sul corpo di frana), essendo CAR1 ubicato su un vicino affioramento del substrato della frana. I diagrammi polari dei valori di NSP (Fig. 4) e HVSR (Fig. 5) hanno mostrato concordemente, per i siti interessati da chiara direzionalità della risposta dinamica (CAR2, CAR3, CMM e PSC), la presenza di picchi spettrali centrati sulle direzioni dei massimi di Ia. Entrambi i metodi presentano limiti di completezza nella rilevazione di frequenze di risonanza direzionale: il metodo NSP perché può lasciare scoperte frequenze che hanno energia spettrale troppo debole nel campione di registrazioni disponibile, il metodo HVSR perché picchi spettrali direzionali possono essere mascherati dalla presenza, a certe frequenze, di un'amplificazione anche della componente verticale (vedi Fig. 5c). Tuttavia l'impiego integrato dei due metodi evidenzia chiaramente la presenza di una polarizzazione dell'energia spettrale nei siti interessati da direzionalità della risposta dinamica: in tali siti i due metodi hanno fornito picchi spettrali anche di frequenze diverse, ma tutti orientati in un ristretto intervallo azimutale (massimo 20°), mentre in altri siti si è osservato un maggior sparpagliamento direzionale dell'energia spettrale con picchi distribuiti su un intervallo non inferiore a 50° (vedi Tab. 2). Il diagramma dei valori di DSR relativi alla coppia di stazioni CAR2/CAR1 (Fig. 5c) evidenzia che la frana è responsabile solo di alcuni dei picchi spettrali direzionali, alcuni dei quali (tra 6 e 7 Hz) mostrano, piuttosto che un'amplificazione direzionale, una ridistribuzione azimutale dell'energia spettrale, con direzioni ortogonali caratterizzate da amplificazione e de-amplificazione approssimativamente per lo stesso fattore 2. Per alcune frequenze (al di sotto di 5 Hz) la frana produce un'amplificazione non direzionale, mentre essa non contribuisce ad altri picchi spettrali direzionali evidenziati dai diagrammi NSP e HVSR (per esempio attorno a 10 Hz), che sembrano associati ad altri elementi (morfologici e/o strutturali) presenti anche a CAR1, dove, però, sono insufficienti a produrre una direzionalità complessiva della risposta di sito.



Fig. 4: Diagrammi polari dei prodotti spettrali normalizzati (NSP) di tutti gli eventi registrati nelle stazioni CAR1, CAR2, CAR3, CAR4, CMM, LDP, ORC e PSC, relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10°.



Fig. 5: Diagrammi polari dei rapporti spettrali HVSR delle stazioni CAR1, CAR2, CAR3, CAR4, CMM, LDP, ORC e PSC (a, b, d, e, f, g, h, i) e, per la coppia di stazioni CAR1 – CAR2, dei rapporti spettrali direzionali DSR (c), relativi a componenti orizzontali ruotate ad intervalli azimutali di 10°, mediati su tutti gli eventi registrati nelle stazioni. In Fig. 5c, in alto a destra, è riportato anche, con la medesima scala di colori, il diagramma dei rapporti spettrali relativi alla componente verticale per la coppia di stazioni CAR1 – CAR2.

Tab. 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, nonché l'azimut, la frequenza e il valore del rapporto HVSR o del prodotto NSP per ciascuno dei suddetti massimi.

Station	Number		HVSR		NSP		
	of	Azimuth	Frequency	Value	Azimuth	Frequency	Value
	events		(Hz)			(Hz)	
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			- 1
		10°	2.3	3.28			

iv) Sono state effettuate alcune simulazioni numeriche preliminari della funzione di amplificazione spettrale per il sito in frana (CAR2) mediante modellazione monodimensionale con il codice EERA, per evidenziare il contributo della stratigrafia alle caratteristiche della risposta di sito. A tal fine si è usato un modello di velocità delle onde S ottenuto con la tecnica NASW. Il confronto dei risultati con i rapporti HVSR (Fig. 6) mostra che alcuni dei picchi spettrali evidenziati dagli HVSR sono chiaramente associati ad un effetto stratigrafico (contrasto di impedenza tra corpo di frana e substrato). Altri picchi spettrali, invece non sono spiegabili con un modello 1D e sono verosimilmente associati ad effetti di variazioni laterali e/o topografici. Tuttavia tutti questi picchi spettrali condividono proprietà direzionali simili, con massimi in direzione prossima a E-W e minimi in direzione N-S. Nel complesso, quindi, le osservazioni raccolte indicano che la direzionalità della risposta dinamica è prodotta da una concomitanza di fattori topografici e geologici interrelati, ognuno dei quali contribuisce a determinare incrementi relativi dello scuotimento sismico lungo direzioni similari, quando non coincidenti. Rispetto agli obiettivi iniziali dello studio, non è stato possibile sviluppare ulteriormente l'impiego di modellazioni numeriche della funzione di amplificazione spettrale a supporto dell'interpretazione delle osservazioni, sia per la particolare complessità dei nuovi fenomeni osservati, sia per l'insufficiente disponibilità dei dati necessari alla modellazione geofisicageotecnica dei siti di studio, la cui acquisizione è risultata, nelle particolari condizioni di sito presenti in aree di pendio instabile, difficoltosa è affetta da incertezze che richiederanno approfondimenti con il supporto di risorse aggiuntive.

HVSR CAR2



Fig. 6: Confronto tra la curva di amplificazione spettrale ottenuta con una modellazione monodimensionale mediante il codice EERA, e i valori medi dei rapporti spettrali HVSR relativi alla componente Nord e alla componente Est, ricavati dai dati "weak motion" registrati a CAR2.

A consuntivo di questo studio è da sottolineare che, l'emergere di nuove diffuse evidenze del fenomeno della direzionalità nella risposta dinamica dei pendii, precedentemente segnalato solo in un numero limitato di casi (e.g. Bonamassa & Vidale, 1991; Spudich et al., 1996), ha portato a focalizzare su di esso la maggior parte dell'attività di ricerca. Ciò è stato fatto in considerazione della notevole rilevanza che questo fenomeno può avere per una corretta valutazione delle condizioni di pericolosità da sismo-induzione di frane, con incrementi direzionali relativi dell'energia di scuotimento osservati mediamente pari a un fattore 2-3, spesso proprio lungo le potenziali direzioni di scivolamento. I principali risultati di questo studio sono stati oggetto di una lavoro recentemente pubblicato su Geophysical Research Letters in forma elettronica (Del Gaudio & Wasowski, 2007).

Bibliografia essenziale

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.

Del Gaudio V. & Wasowski J. (2007): Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12301, doi:10.1029/2007GL029842.

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., E.L. Harp & J.A. Michael (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps, *Engin. Geol.*, **58**, 271-289.

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.

Sabetta F. & Pugliese A. (1996): Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 337-352.

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.

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

UR 6 - Coordinatore: Marco Mucciarelli (UniBas)

L'unità di ricerca ha svolto i compiti di coordinamento spettanti al responsabile in quanto co-Coordinatore del progetto S3. Per quanto riguarda i compiti di ricerca, essi sono stati suddivisi su 4 task, come nel seguito riportato.

Task 3 - Scenari Area 1: Molise

• L'unità ha coordinato il flusso delle informazioni già esistenti per S. Giuliano di Puglia e ha condotto sul campo un *field trip* volto a prendere contatto con amministratori e tecnici comunali ed organizzare le prospezioni geofisiche (geoelettriche, sismiche, dilatometro). Per quanto riguarda la modellazione 2-D, si è completato uno studio già in corso in collaborazione con GFZ Potsdam che ha permesso di evidenziare quali parti delle amplificazioni osservate possono essere spiegate rispettivamente da modelli mono-, bi-o tridimensionali. I risultati sono stati pubblicati sul Bulletin of Erathquake Engineering.

• Ai fini della ricostruzione di un modello geologico 3-D a S. Giuliano di Puglia l'U.R. ha coordinato l'interpretazione e la discussione dei nuovi dati disponibili durante una serie di riunioni appositamente convocate. Inoltre ha gestito un nuovo rilievo geologico, strutturale e geomorfologico di dettaglio principalmente finalizzato alla ricostruzione delle geometrie delle unità stratigrafiche principali e delle strutture tettoniche maggiori che interessano questo settore dell'Appennino meridionale. Il lavoro di terreno, che per completezza è stato svolto su un'area più vasta, è stato effettuato alla scala 1:10.000 sulle CTR della Regione Molise e comprende i paesi di San Giuliano, Bonefro, Santa Croce e Colletorto. Sulla base delle indagini di terreno, della relativa rappresentazione cartografica e di vincoli stratimetrici ed utilizzando profili sismici e dati di pozzi ministeriali è stato possibile costruire dei profili geologici seriati (orientati E-O) interpretando il sottosuolo fino ad una profondità di circa 1,5-2 km. In una terza fase, tutte le informazioni geologicostrutturali, sia di superficie che profonde, sono state vettorializzate con la collaborazione di UR3 (INOGS) mediante software dedicato (GEOCAD) grazie al quale è possibile osservare in 3D le geometrie delle unità stratigrafiche e delle diverse strutture tettoniche. Con lo stesso software è inoltre possibile costruire profili geologici lungo qualsiasi direzione e ciò ha permesso di controllare, modificare localmente e così migliorare l'interpretazione geologica del sottosuolo.

• Per lo studio dell'interazione tra edificato e suolo nel comune di Bonefro si è predisposto un modello bidimensionale di suolo ed edifici nella zona ove si sono osservati gravi danni al cemento armato. Il modello è stato poi passato per la digitalizzazione all'UR dell'OGS. Durante una apposita riunione a Trieste si sono definiti i dettagli necessari al calcolo (simulazione delle fondazioni, caratteristiche meccaniche degli edifici e posizionamento dei ricevitori). Il risultato ha mostrato come alcune anomalie della traccia registrata in testa all'edificio danneggiato durante la scossa del 01.11.02 siano attribuibili ad una interazione struttura-struttura. Il risultato è stato pubblicato negli atti del 4° convegno ICEGE.

<u>Effetti non-lineari</u>

Nel caso del sito di Bonefro si è fatto riferimento ad una verticale ove sono disponibili informazioni di carattere stratigrafico, profili con la velocità delle onde di taglio dei terreni ottenuti mediante tecnica NASW, registrazione di microtremori e di alcuni aftershock con relativi rapporti H/V. Sono quindi state condotte analisi in campo non lineare utilizzando il programma di calcolo agli elementi finiti Sumdes, sviluppato alla University of California at Davis. Le analisi sono state precedute da una calibrazione della profondità dello strato di terreno facendo riferimento anche alla frequenza fondamentale elastica dello strato stimata in base ai rapporti H/V dei microtremori. Le proprietà in campo non lineare sono invece state stimate in base alle caratteristiche litologiche della formazione, mentre quelle del substrato lapideo sono state stimate in base ad alcune prove down-hole disponibili nell'area. Sono state infine condotte analisi non lineari applicando la metodologia enunciata da Bazzurro e Cornell (2004), applicando oltre 50 diversi accelerogrammi di input. I risultati consistono in funzioni di amplificazione (valori mediani +deviazione standard) ottenute per l'accelerazione massima al suolo (PGA) e per circa 20 differenti accelerazioni spettrali. Per il sito di San Giuliano si fatto riferimento ad una verticale in corrispondenza della scuola cercando in primo luogo di valutare quali possano essere le potenzialità predittive di un modello monodimensionale in un contesto complesso, caratterizzato dalla presenza di una valle sepolta relativamente stretta e profonda, con una geometria spiccatamente tridimensionale. Si è quindi proceduto ad una serie di analisi numeriche di calibrazione, utilizzando il programma Sumdes e applicando alla base del modello alcune registrazioni di aftershock ottenute in corrispondenza della chiesa, sulla formazione lapidea. Le analisi sono state condotte sia in direzione Nord-Sud che in direzione Est-Ovest, utilizzando modelli indipendenti e applicando in input le relative componenti orizzontali degli accelerogrammi. Una volta verificato che il modello monodimensionale con profondità del deposito paragonabile a quella reale fornisce risultati insoddisfacenti, sottostimando nettamente l'amplificazione in superficie, sono stati definiti due modelli distinti, di cui uno con profondità ridotta e l'altro con masse ridotte in modo da ottenere frequenze fondamentali prossime alla frequenza di massima amplificazione ottenuta mediante confronto degli accelerogrammi registrati alla superficie del deposito e i rispettivi accelerogrammi di riferimento. In ambedue i modelli è inoltre stata modificata l'impedenza sismica del substrato roccioso per ottenere amplificazioni di ampiezza paragonabile a quelle ottenute empiricamente, confrontando gli accelerogrammi registrati. Sono stati confrontati i valori mediani e le deviazioni standard ottenuti, rispettivamente, in modo empirico e mediante le analisi numeriche, considerando i vari aftershock. Infine i modelli sono stati utilizzati per analisi non lineari condotte secondo la metodologia enunciata da Bazzurro e Cornell (2004), applicando oltre 50 diversi accelerogrammi di input. I risultati consistono in funzioni di amplificazione (valori mediani +deviazione standard) ottenute per l'accelerazione massima al suolo (PGA) e per circa 20 differenti accelerazioni spettrali.

Task 5 - Scenari Area 3: Potenza

• E' stato predisposto un DVD che raccoglie le registrazioni digitali a tre componenti disponibili per eventi in un raggio di 300 Km da Potenza, registrati da stazioni ubicate nell'Appennino Lucano. Si tratta sia di registrazioni sismometriche che accelerometriche. I dati non corretti sono stati convertiti nel formato SAC. Si è predisposta un'interfaccia in formato HTML che permette l'interrogazione della banca dati secondo i parametri di interesse (magnitudo, localizzazione, disponibilità in più stazioni) e la visualizzazione e gestione delle tracce mediante un applet di SeisGram. Questi dati sono stati utilizzati per una nuova stima dei parametri di attenuazione dell'area, condotta con la collaborazione di ricercatori del CICESE, Ensenada, MEX. I nuovi valori di Q in funzione della frequenza sono poi statu passati all'UR dei modellatori INGV per valutare le differenze nel moto del suolo calcolato ottenute a seguito del raffinamento dei parametri di attenuazione.

• Per quanto riguarda la determinazione delle sorgenti sismogeniche da usare per gli scenari a Potenza, durante il primo anno, si è voluto verificare il potenziale sismogenico della faglia di Scorciabuoi, applicando diverse metodologie di indagine in modo complementare fra loro. In primo luogo, è stata effettuata una dettagliata analisi morfotettonica della valle del Sauro tagliata obliquamente, nel suo settore centrale, dalla faglia di Scorciabuoi. A tal fine, sono stati cartografati in dettaglio i diversi ordini di terrazzi fluviali mediante a) analisi in stereocoppia di aerofotografie alla scala 1:33.000 e b) verifica sistematica sul terreno. L'indagine morfotettonica ha permesso di individuare quattro ordini di terrazzi, correlabili con simili elementi morfologici della bassa valle dell'Agri e del settore costiero. Ciò ha permesso di datare tentativamente tutta la successione terrazzata agli ultimi 80 ka e, sulla base delle diverse dislocazioni cumulative osservate in corrispondenza della faglia, di stimare dei tassi di sollevamento regionale (ca. 1,0-1,3 mm/a) e, soprattutto, di dislocazione lungo la faglia (ca. 0,6-0,7 mm/a). In un secondo momento, nel settore centrale della valle del Sauro, in corrispondenza con la probabile traccia in superficie della faglia, sono state effettuate diverse tomografie geoelettriche (in collaborazione con l'IMAA-CNR di Tito Scalo-Potenza). Le indagini sono state condotte con diverse distanze inter-elettrodiche e, quindi, con diverse profondità di indagine e di risoluzione. Sulla base di sondaggi eseguiti nelle vicinanze e della dettagliata cartografia superficiale precedentemente effettuata, è possibile calibrare le diverse tomografie ed interpretarle in termini litologici e strutturali. Le tomografie mettono in evidenza un'importante discontinuità orizzontale, più marcata negli strati profondi, ma che sembra coinvolgere finanche il corpo sedimentario più recente, di probabile età olocenica.

Infine, sulla base a) dei risultati delle analisi morfotettonica, che documentano l'attività tardo pleistocenica e probabilmente olocenica della faglia, b) delle indagini geoelettriche, che permettono di definire l'andamento sub-superficiale della faglia in questo settore della valle, e c) della disponibilità dei proprietari terrieri dell'area, è stata effettuata una trincea paleosismologica. Ad una profondità compresa tra i 6,5 ed gli 8 m, è presente un'anomalia stratigrafica che potrebbe essere stata causata da un terremoto morfogenico lineare. Le analisi radiometriche (14C), effettuate dal CEDAD dell'Università di Lecce, indicano un'età di 2,72-2,83 ka BP, per il livello più profondo della trincea, ed una età di 2,38-2,60 ka BP per un livello sedimentario successivo al possibile evento sismico. Quest'ultima età è stata indipendentemente confermata da indagini archeologiche effettuate sui frammenti di terracotta ritrovati nello scavo a diverse profondità ed analizzati dal Prof. Massimo Osanna dell'Università dalla Basilicata.

• Si sono recuperati gli studi di microzonazione e studi di amplificazione sismica nel comune di Potenza, oltre al recupero dati di vulnerabilità del patrimonio edilizio.

• Assieme all'U.R. del CNR-IMÀA si sono effettuate misure di rumore sismico in 250 punti sul terreno ed in 40 edifici slezionati tra i più rappresentativi delle classi di vulnerabilità presenti, allo scopo di evidenziare possibili fenomeni di risonanza suolostruttura.

• L'elaborazione dei dati di una rete mobile composta di 13 stazioni installata in collaborazione con GFZ, Potsdam ha permesso di ottenere una stima dei fattori di amplificazione. Le misure sono state elaborate secondo le tecniche HVSR, SSR e GIT. I risultati più importanti emersi sino ad ora sono: la notevole variabilità degli effetti di sito nella città di Potenza, da risposte piatte a picchi monofrequenziali con ampiezza 6; la somiglianza tra i risultati ottenuti con le diverse tecniche; la notevole somiglianza tra le funzioni di amplificazione ottenute con terremoti e rumore. Poiché anche le modellazioni con i profili di velocità dei D-H disponibili confermano la natura essenzialmente monodimensionale delle amplificazioni osservate, il denso reticolo di 250 punti di misura HVNR ha consentito di ottenere un notevole dettaglio spaziale delle funzioni di amplificazione. Passando agli scenari di danno si sono utilizzare le modellazione fornite dalla UR INGV-MI relative alle tre faglie più pericolose per Potenza (F7 -Faglia di Potenza; F8 -Andretta Filiano e F7 Irpina 0+20s). Per quanto riguarda il modello a faglia finita, per queste tre eventi sono state calcolate le distribuzioni dei parametri (PGA, PGV, PGD Housener e Arias) e gli accelerogrammi sintetici corrispondenti ad alcuni valori statistici di ogni distribuzione (Media, mediana, etc). Partendo da queste distribuzioni sono state individuate le distribuzioni delle intensità macrosismiche considerando come parametro rappresentativo del potenziale distruttivo l'intensità di Housner. Infatti, come ampiamente mostrano i risultati delle analisi condotte in Masi et al. (2007), l'intensità di Housner sembra essere il parametro sismico che meglio rappresenta il potenziale distruttivo di un accelerogramma. I risultati della vasta campagna di simulazioni numeriche, mediante analisi dinamiche non lineari condotta su modelli rappresentativi degli edifici in c.a. esistenti sul territorio italiano, restituiscono dei risultati vicini al comportamento reale, mostrato in occasione di passati terremoti da edifici in c.a. non progettati con criteri antisismici. Tale parametro si è inoltre rivelato utile nella selezione degli accelerogrammi naturali e/o simulati. Per quanto riguarda il modello a sorgente puntiforme, i dati sono stati forniti direttamente in termini di intensità macrosismica. Inoltre, sono stati considerati gli effetti di sito in termini di rapporti di Housner calcolati alle stazioni GFZ ed estesi sul territorio mediante correlazione con le misure HVSR. Per quanto riguarda le valutazioni di vulnerabilità, è stato utilizzato il Data Base del rilievo realizzato a seguito dell'evento sismico (ML = 5.2) che nel 1990 colpì il territorio di Potenza. Il database, nel seguito chiamato DB90, era costituito da circa 12000 edifici, ed è stato successivamente integrato con l'inserimento dei dati relativi agli edifici in c.a. costruiti tra il 1990 ed il 1999. Questa base dati è stata gia ampiamente utilizzata in precedenti lavori per la costruzione di scenari sismici ricorrendo al classico modello delle DPM, al quale, d'altronde, si adatta benissimo per le modalità con cui è stato condotto il rilievo [Dolce et al. 2003, 2006]. Ulteriori correzioni ed integrazioni sono state appositamente eseguite per il presente studio. La volontà di applicare nuovi modelli per la valutazione della vulnerabilità sismica degli edifici e la stima del danno atteso, con particolare riferimento alle tipologie di edifici in c.a. rispetto alle quali la trattazione classica delle DPM appare troppo semplicistica in virtù anche dell'indisponibilità di dati post-sisma, ha indotto ad avviare una nuova campagna di rilievo degli edifici ad uso privato. Il confronto è stato condotto soltanto con particolare riferimento agli edifici in c.a. presenti in uno dei più popolosi quartieri, il rione Risorgimento, della città di Potenza costruito tra il 1954 ed il 1976. Sono stati rilevati complessivamente circa 180 edifici in c.a.. A tale scopo è stata adottata la scheda AeDES, in una versione modificata e denominata San Giuliano [Dolce et al. 2004], per portare in conto le forti variabilità tipologiche presenti nelle tipologie edilizie in c.a.. Tutti gli edifici rilevati sono stati inoltre georeferenziati singolarmente. La valutazione della vulnerabilità sismica degli edifici è condotta su base meccanica (il modello di seguito denominato DC, Damage Curve) utilizzando i risultati di un ampio studio, peraltro ancora in progress, basato su analisi dinamiche non lineari di modelli rappresentativi di edifici in c.a. progettati per soli carichi verticali [Masi e Vona 2004], [Vona e Masi, 2004]. La possibilità di estendere a tutto il centro urbano l'aggiornamento del database e lo studio con nuovi modelli richiede ingenti risorse il cui reperimento ed investimento può essere giustificato con la maggiore accuratezza ottenuta con le successive stime di danno. Ciascun edificio è stato studiato sulla base della tipologia strutturale verticale, della tipologia strutturale orizzontale, intervento di e dell'età. Il DB90 e le di edifici e di volume. dell'eventuale adeguamento/miglioramento elaborazioni condotte sono stati georeferenziati utilizzando come riferimento le sezioni di censimento dell'istat. La distribuzione della vulnerabilità sismica degli edifici per l'intero database è riportata nella figura 1. Il confronto tra le valutazioni di vulnerabilità condotte con i due differenti modelli, DPM e DC, sul rione Risorgimento è riportata nella figura 2.



Figura 1. Distribuzione della vulnerabilità sismica per il DB90 relativo al centro urbano in termini di numero di edifici e di volume.



Figura 2. Confronto tra la distribuzione della vulnerabilità sismica secondo il metodo DPM ed il metodo FC per il rione Risorgimento.



Figura 3. Distribuzione dei livelli di danno per le tre sorgenti selezionate con (w SE) e senza effetti di sito (w/o SE).

		Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3
Alb	w SE	0.48	0.40	0.41
	w/o SE	0.44	0.36	0.36
Pac	w SE	0.39	0.20	0.36
	w/o SE	0.35	0.16	0.33



Figura 4. Distribuzione dell'indice di danno medio per per le tre sorgenti selezionate con (w SE) e senza effetti di sito (w/o SE).

Task 7 - Interfacciamento con l'ingegneria ed il DPC

• All'interno dell'attività in corso per l'area test di Potenza si è posta particolare attenzione alla caratterizzazione della frequenza fondamentale di edifici campione per identificare possibili fenomeni di risonanza tra edifici e suoli di fondazione, e si sono sperimentando nuove tecniche che consentano anche la stima dello smorzamento degli edifici. I risultati sono in corso di pubblicazione su Annals of Geophysics.

• Durante il primo anno di attività è emersa la necessità di un maggiore confronto sui temi al confine tra prodotti sismologici ed ingegneristici, e si è individuato un naturale interlocutore nel gruppo che rappresenta l'altra metà delle ricerche finanziate dal Dipartimento Protezione Civile, ovvero nei progetti ReLUIS. Il risultato principale e non previsto inizialmente è stata l'organizzazione di un workshop sull'input sismico tenuto il 12 e 13 giugno 2006 presso il centro convegni della Università Federico Secondo ad Anacapri. I risultati del workshop sono stati diffusi sul sito http://www.reluis.it/doc/convegni_eventi/workshop_02.htm.

• Allo scopo di verificare le difficoltà che possono emergere nel trasferimento dei dati di scenario agli utenti finali l'U.R. ha partecipato ad una esercitazione nazionale di protezione civile svoltasi dal 10 al 14 maggio 2006 in Val d'Agri con il coinvolgimento di un migliaio di partecipanti. Per quest'area erano disponibili scenari di scuotimento realizzati da INGV-MI durante i progetti GNDT-2004. E' stato così possibile seguire tutto il processo partendo dall'integrazione con gli studi di vulnerabilità, attraverso le stime di danno fino allo scenario di perdite/soccorsi attesi. In tutto il processo si è tenuto conto delle incertezze e della loro propagazione, giungendo a farne un elemento caratterizzante della stessa esercitazione.

Infine si è svolta una attività di confronto circa i risultati di modellazioni ingegneristiche in funzione di diverse time-history (reali, sintetiche, a simulazione fisica più o meno complessa). La comparazione ha permesso di concludere come le simulazioni fisiche siano rappresentative degli effetti di terremoti reali. Inoltre si è visto come tra i parametri di scalatura e selezione l'intensità di Housner sia preferibile alla PGA. I risultati di questo studio sono stati presentati al convegno

ANIDIS2007.



Esempio della variabilità delle registrazioni per un evento locale registrato dalla rete temporanea di Potenza



con tamponature a dx)

Pubblicazioni

- Laurenzano G., E. Priolo, M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, F. C. Ponzo. Effect of Vibrating Buildings on Free-Field Motion and on Adjacent Structures: the Bonefro (Italy) Case History. *BSSA* (submitted).
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2007); Damping estimate for simple buildings through non-parametric analysis of a single ambient vibration recording, *Annals Geoph*. (in press)
- Parolai S., M. Mucciarelli, M. R. Gallipoli, S. M. Richwalski, A. Strollo (2007) Comparison of site responses estimated using earthquake data and S-wave velocity structure derived from seismic noise array recordings at the Tito test site (Southern Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.* (in press)
- Strollo A., Richwalski S. M., Parolai S., Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Caputo R., (2007) Site effects of the 2002 Molise earthquake, Italy: analysis of strong motion, ambient noise, and synthetic data from 2D modelling in San Giuliano di Puglia *Journal Bul. Earthq.Eng.*, Vol. 5, N. 3, 347-362, DOI 10.1007/s10518-007-9033-6
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2006); Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy, *Proc. of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, 3-8 September, Geneva (Switzerland), Paper n. 270
- M. Mucciarelli, M.R. Gallipoli (2006); Estimate of frequency and damping for large sets of building in dense urban area, *Proc. of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, 3-8 September, Geneva (Switzerland). Paper n. 211
- Pacor, F.; Rovelli, A.; Boehm, G.; Albarello, D.; Parolai, S.; Mucciarelli, M.; Ferretti, G.; Scarascia, G. (2007) DPC-INGV S3 Project - The Gubbio experiment: multidisciplinary investigations for the characterisation of local seismic response. *Oral Session, EGU General Assembly*, Wien, April.
- Caputo R., Salviulo L., Piscitelli S., Loperte A. (2007) Late Quaternary activity along the Scorciabuoi Fault (Southern Italy) as inferred from electrical resistivity tomographies, *Annals of Geophysiscs*, Vol. 50, N. 2, 137-148
- Caputo R. (2007) Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications, *Global* and *Planetary Change*, 57, 417–423
Progetto S3

Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico

UR 7 - Coordinatore: Francesco Silvestri (Università della Calabria)

L'UR mista (UniCal, UniNa1, UniRoma1, UniSannio) ha partecipato al Progetto con uno studio coordinato sugli aspetti geotecnici sperimentali e numerici relativi ai Task 2 (Effetti di sito) e 3 (Scenari area Molise).

<u>Contributi al Task 2</u>

Il sito di interesse del Task 2 è la rupe di Gerace (RC), borgo medievale di elevato interesse storico-ambientale, prossimo ai sistemi sismogenetici della Calabria meridionale e dello Stretto (Fig. 1); il sottosuolo è costituito da un piastrone di circa 200 m di rocce tenere, poggiante su un banco di argille varicolori di spessore stimato dello stesso ordine di grandezza. Per tale motivo, il sito è un caso rappresentativo di borghi storici in Italia edificati su rilievi, la cui risposta sismica è condizionata da effetti topografici e inversione di velocità su scale di profondità elevate (cfr. Costanzo et al., 2007c).

L'attività sperimentale del primo anno è consistita nell'esecuzione di prove SASW per la misura delle velocità delle onde di taglio V_S nelle argille e nelle calcareniti; questi dati, integrati con quelle di indagini esistenti, hanno condotto ad un modello semplificato di sottosuolo (Fig. 2a). Nel secondo anno, la caratterizzazione geotecnica è stata integrata attraverso una campagna di indagini con prove MASW e DH in due siti di studio nelle rocce tenere sulla rupe (Fig. 2b) ed a fondovalle nelle argille, dove sono state effettuate misure piezometriche e di permeabilità. Su campioni di terreni fini (marne ed argille), sono state eseguite prove di laboratorio statiche (edometriche, taglio diretto), nonchè torsionali cicliche (CTS) e dinamiche (RC).

Sul modello di sottosuolo così definito (Fig. 2c), l'attività di analisi della risposta sismica si è proposta l'obiettivo di valutare i fenomeni deformativi della rupe indotti dalla sequenza sismica del 1783. A tal fine, nel primo anno si è proceduto ad uno studio approfondito di pericolosità dell'area per stimare i parametri macrosismici (accelerazioni di picco, intensità di Arias, durata e periodo dominante) necessari per la definizione di segnali sismici reali o sintetici rappresentativi dei diversi eventi.

Per l'evento principale del 5.II.1783, si sono messi a confronto due diversi approcci: il primo basato su parametri "macrosismici", il secondo di carattere "sismogenetico" (Costanzo, 2007a), che hanno fornito stime analoghe dell'accelerazione massima attesa al sito (circa 0.2g). Oltre che ad accelerogrammi reali, per le simulazioni del moto sismico di riferimento, sono stati definiti segnali sintetici mediante treni di "Ricker wavelets". Con tali segnali, nel primo anno sono state eseguite analisi preliminari (1D) sul modello semplificato, sul quale è stato effettuato un primo confronto tra vari codici di calcolo disponibili (EERA e DESRA per analisi 1D, QUAD4M e FLAC per analisi 2D). Dall'esame dei risultati (Fig. 3) si può notare che in campo lineare tutti i codici di calcolo definiscono una risposta perfettamente sovrapponibile; introducendo la non linearità, si mostrano alcune differenze dovute ai diversi metodi di integrazione di ciascun codice (cfr. Deliverables 3-4-5).

Nel secondo anno, si è proceduto ad analisi 2D in termini di tensioni efficaci (FLAC, GEFDYN), tenendo conto congiuntamente degli effetti dovuti alla stratigrafia ed alle irregolarità topografiche. I segnali accelerometrici di riferimento sono stati estratti da banche dati, verificandone la spettrocompatibilità con il moto atteso (Fig. 4a). I profili

verticali (Fig. 4b) evidenziano amplificazione di accelerazioni e concentrazione di deformazioni in corrispondenza di strati più deformabili (arenarie, calcareniti fratturate) a contatto con altri con impedenza più elevata (marne, calcareniti intatte). I profili orizzontali (Fig. 4c) mostrano significativi effetti topografici lungo la rupe (più accentuati lungo la sezione più acclive), e nei valloni amplificazione superficiale e spostamenti elevati, attribuibili alla maggiore deformabilità delle argille rigonfiate per effetto dell'erosione (Costanzo et al., 2007b). Nel complesso, le deformativi e di instabilità registrati dalle cronache storiche nella rupe di Gerace (Costanzo, 2007b, Costanzo et al., 2007c,d).

L'installazione di una stazione accelerometrica nella Cattedrale (centro storico) ha infine permesso, grazie alla registrazione dell'evento del 26.X.2006 (Stromboli) ed altri segnali di bassa energia, di validare l'attendibilità del modello di sottosuolo in base al confronto tra le funzioni di amplificazione sperimentali e quelle analitiche.



Figura 1. Centro abitato di Gerace: carta geologica (a) e sismicità dell'area (b).







<u>Contributi al Task 3</u>

Il contributo al Task 3 nel primo anno è stato mirato alla caratterizzazione geotecnica del sottosuolo, in prospettiva delle analisi di scenario nel centro urbano di S. Giuliano di Puglia (CB), obiettivo realizzato nel corso del secondo anno.

Per la ricostruzione del modello di sottosuolo, si è proceduto ad una revisione complessiva degli studi geologici di base e delle stratigrafie raccolte nelle indagini geognostiche eseguite (oltre 120 sondaggi, cfr. Fig. 5a). Le proprietà geotecniche delle marne argillose di Toppo Capuana sono state definite con notevole accuratezza in base ai risultati delle indagini geofisiche in foro (prove DH e CH) ed alle numerose prove di taglio torsionale ciclico (CTS) e di colonna risonante (RC) in laboratorio (cfr. Silvestri et al., 2006b). I dati mettono in evidenza caratteristiche di rigidezza al taglio G₀ (ovvero V_s) e smorzamento D₀ dipendenti dalla mesostruttura delle argille, in particolare dal grado di fessurazione (cfr. Silvestri et al., 2006a). Ciò ha condotto all'identificazione di tre diverse sub-unità: una coltre detritica (spessore medio nel centro urbano 2.5m), uno strato di argille avana alterate ed intensamente fessurate (in media 5m), ed un banco molto profondo di argille grigie compatte e con grado di fessurazione meno intenso. Per ognuno di tali terreni, dalla sintesi dei risultati delle prove DH e RC, sono stati ricavati i profili di Vs e VP con la profondità; dall'insieme delle prove di laboratorio sono state invece ottenute le curve di variazione di rigidezza normalizzata, G/G_0 , e smorzamento, D, con la deformazione γ (cfr. Silvestri et al., 2006b). I profili di Vs e VP per la formazione del flysch di Faeto sono stati attribuiti sulla base della sola prova DH (PAS1-6 in Fig. 5a) eseguita nei pressi del sito chiesa. La Tabella 1 riporta le proprietà attribuite ai terreni nell'ambito delle diverse ipotesi adottate sull'eterogeneità delle due formazioni (1° carattere = argilla, 2° carattere = flysch; H=eterogeno, O=omogeneo). In ipotesi di eterogeneità, si è considerato uno spessore medio costante degli strati superficiali; il modello IDW è stato ottenuto stimando puntualmente lungo la sezione n344 lo spessore delle formazioni di coltre detritica ed argilla avana, secondo il metodo dell'Inverse Distance Weight applicato alle colonne stratigrafiche (Puglia & Silvestri, 2007). Nelle analisi, per tutti i modelli con flysch stratificato (HH), l'input sismico orizzontale è stato preventivamente sottoposto a deconvoluzione 1D al bedrock (cfr. Puglia et al., 2007). In Fig. 5b è mostrata l'amplificazione, rilevata sperimentalmente dagli accelerometri mobili installati dal DPC in due siti (Fig. 5a) presso la scuola (SCL, sulle argille) e la chiesa (CHI, sul flysch), nei 5 aftershocks più significativi (10.XI 12:23, ML=3.6; 11.XI 18:32, M_L=4.0; 12.XI 9:27, M_L=5.2; 12.XI 13:46, M_L=4.3; 2.XII 20:52, M_L=4.0). Sono confrontati i rapporti medi tra gli spettri di risposta delle componenti orizzontali, proiettate lungo la sezione N344 (cfr. Fig4a), tra i siti chiesa e scuola (SSR, in nero) e tra le componenti orizzontali e verticali al sito scuola (HVSR, in azzurro). Sono visibili amplificazioni a 0.25, 0.4 e (solo per HVSR) 0.5 s. Il moto sismico di riferimento per le simulazioni dello scenario del 31.X.2002 (Mw=5.7) è stato caratterizzato mediante due segnali accelerometrici: il c.d. 'mainshock' (risultante dalle simulazioni HIC a cura di UR1), e l'aftershock di energia più elevata (12.XI.2002 am, M_L=5.2), registrato al sito chiesa e scalato in base alle leggi di attenuazione regionali, calibrate dall'UR1 sull'intera sequenza sismica molisana. Gli spettri di risposta in Fig. 6a mostrano che i due segnali, soprattutto quelli relativi alle componenti orizzontali (proiettate lungo n344), hanno un contenuto in frequenza

molto ben confrontabile, almeno nella banda 0.1÷0.5 s (i.e. il campo dei periodi fondamentali tipici delle strutture del centro urbano). I parametri sintetici del moto (Fig. 5b) sono invece piuttosto diversi: in quanto l'accelerazione orizzontale di picco (a_{MAX}) è più elevata per il mainshock, mentre l'intensità di Housner (SI), calcolata nell'intervallo 0.1÷0.5s, maggiore per l'aftershock scalato. Le Figg. 7-8 mostrano i risultati delle simulazioni di scenario, eseguite con analisi lineari equivalenti 2D agli elementi finiti, in termini di tensioni totali (codice QUAD4M). La Fig. 7 mostra il confronto, a parità di caratteristiche attribuite al sottosuolo (HO = marne argillose stratificate, flysch omogeneo), tra le diverse ipotesi formulate sull'andamento del bedrock nel corso del progetto, qui identificate dai modelli Basin (sinclinale), Wedge (sovrascorrimento) ed Anvil (doppia struttura a fiore). Il moto indotto in superficie dal *mainshock* è qui sintetizzato in termini di profili del fattore di amplificazione delle accelerazioni massime in superficie, rispetto al valore di riferimento calcolato al sito chiesa, in pratica coincidente con quello di input. I risultati evidenziano, in ogni caso, forti amplificazioni in prossimità di entrambi i contatti superficiali tra flysch ed argille. Il confronto tra i modelli mostra l'influenza della geometria della morfologia profonda del substrato sulla distribuzione del moto sismico in superficie, caratterizzata da forti oscillazioni: in particolare, il modello Basin ha un unico punto di focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza del sito scuola; la geometria Wedge induce due picchi di amplificazione a N e S del sito scuola; mentre l'Anvil tre, a N della scuola, in prossimità della stessa ed a S presso l'affioramento del flysch¹. Il fattore di amplificazione massimo simulato è in ogni caso non superiore a 2.5, mentre confrontando in termini di SSR la risposta in frequenza dei tre modelli con quella sperimentale (Fig. 7b), il modello *Wedge* sembra esibire una migliore conformità nel riprodurre almeno due picchi principali. La Fig. 8a offre il confronto, in termini di intensità di Housner, tra differenti caratterizzazioni delle formazioni di marne argillose e flysch, usando come input sismico il mainshock simulato. Si noti che l'ipotesi IDW-HO rappresenta la previsione complessivamente più cautelativa del moto in superficie, mentre il modello flysch omogeneo - argilla omogenea (OO), adoperato fra l'altro dall'UR3 (OGS) per le analisi 3D, si contraddistingue dagli altri per stime visibilmente più basse di SI lungo il deposito di marne argillose, caratterizzato da velocità media più elevata. In Fig. 8b è confrontata la risposta in superficie del modello Anvil sia al mainshock simulato (linee continue) che all'aftershock scalato (linee tratteggiate). I risultati delle simulazioni numeriche sono espressi in termini di a_{MAX} (linee rosse e scale sulla destra) e di SI (linee nere e scale a sinistra). Si osservi che gli andamenti delle due grandezze sono, caso per caso, analoghi (con maggiore irregolarità per a_{MAX}) e che i relativi valori sono tendenzialmente maggiori per l'aftershock simulato. Per entrambi gli input sismici, i rapporti spettrali SSR (Fig. 8c) e HVSR (Fig. 8d) sono confrontati con le rispettive versioni registrate. La risposta del modello non sembra fornire un'adeguata riproduzione delle amplificazioni osservate alle alte frequenze, mentre nel campo dei periodi d'interesse del costruito l'accordo sembra migliore soprattutto nel caso del mainshock simulato. Sarà interessante confrontare SI con il grado di danneggiamento rilevato sulle strutture lungo l'asse del centro urbano.

¹ Si noti che nel modello *Anvil*, elaborato molto di recente, il limite tra flysch ed argilla è spostato circa 100m più a N rispetto agli altri due casi.

(b)



Figura 5. Carta geologica e sondaggi (a); amplificazione media calcolata sui 5 aftershocks più significativi (b).

Marne argillose di Toppo Capuana									
Modello	Terreno	Prof., z [m]	H [m]	γ [kN/mc]	V _S [m/s]	D ₀ [%]	v	V _P [m/s]	h _{MAX} [m]
	Coltre	0 - 2.4	2.4	19.60	122	3.0	0.493	1010	1.2
	Argilla avana	2.4 - 7.3	4.9	21.15	250	2.3	0.489	1700	2.5
	Argilla grigia 1	7.3 - 15	7.7	21.20	339		0.485	1970	3.4
	Argilla grigia 2	15 - 30	15.0		364		0.483	2000	3.6
The file	Argilla grigia 3	30 - 60	30.0		391	2.5	0.481	2050	3.9
	Argilla grigia 4	60 - 120	60.0	21.20	421		0.479	2100	4.2
	Argilla grigia 5	120 - 240	120.0		454		0.477	2160	4.5
	Argilla grigia 6	> 240	-		483		0.475	2210	4.8
	Coltre	-	variab.	19.60	122	3.0	0.493	1010	1.2
	Argilla avana		variab.	21.15	250	2.3	0.489	1700	2.5
IDW-HH	Argilla grigia 1	-	7.7		339		0.485	1970	3.4
е	Argilla grigia 2	-	15.0		364		0.483	2000	3.6
IDW-HO	Argilla grigia 3	-	30.0	21.20	391	2.5	0.481	2050	3.9
	Argilla grigia 4	-	60.0		421		0.479	2100	4.2
	Argilla grigia 5	-	-		454		0.477	2160	4.5
00 (0GS)	Marne argillose	-	-	21.20	440	2.5	0.477	2100	-
	Flysch di Faeto								
Modello	Terreno	Prof., z [m]	H [m]	γ [kN/mc]	V_{S} [m/s]	D ₀ [%]	v	V _P [m/s]	h _{MAX} [m]
нн	Flysch 1	0 - 6.0	6.0	22.00	400		0.456	1400	4.0
e IDW-HH	Flysch 2	6.0 - 17.0	11.0	22.00	800	0.5	0.443	2500	8.0
	Flysch 3	> 17	-	22.00	1350		0.392	3200	13.5
HO e IDW-HO	Flysch di Faeto	-	-	22.00	1350		0.392	3200	13.5
00 (0GS)	Flysch di Faeto	-	-	22.00	1350	0.5	0.373	3000	-

Tabella 1. Proprietà geotecniche attribuite ai modelli per le simulazioni 2D.



Figura 7. Amplificazione dei modelli Basin, Wedge ed Anvil: accelerazioni massime (a) e spettri di risposta (b).



Figura 8. Modello 'Anvil': confronto tra diverse caratterizzazioni di sottosuolo (a); risposta del modello HH ai due segnali sismici (b), rapporti spettrali SSR tra i siti chiesa e scuola (c) e HVSR al sito scuola (d).

Bibliografia essenziale: lavori pubblicati nel corso del Progetto

- Costanzo A. (2007a) " Analisi di fenomeni deformativi di pendii e rilievi in condizioni sismiche : il caso di *Gerace*", Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Università della Calabria.
- Costanzo A., (2007b) "Numerical simulations of the seismic response of the Gerace cliff during the Calabrian seismic sequence (1783)", XVIII European Young Geotechnical Engineers' Conference (EYGEC), Ancona.
- Costanzo A., D'Onofrio A., Silvestri F. (2007a) "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.
- Costanzo A., d'Onofrio A., Silvestri F. (2007b) "Numerical simulations of the ground deformation recorded in the historical town of Gerace during the seismic events in Calabria (1783)", Proc. IV ICEGE, Thessaloniki, paper no. 1613.
- Costanzo A., D'Onofrio A., Lanzo G., Pagliaroli A., Penna A., Puglia R., Santucci De Magistris F., Sica S., Silvestri F., Tommasi P. (2007c) "Seismic response of historical centres in Italy: selected case studies", Proc. IV ICEGE, Thessaloniki.
- Costanzo A., D'Onofrio A., Sica S., Silvestri F., (2007d) "Simulazione numerica della risposta della Rupe di Gerace alla sequenza sismica della Calabria del 1783", Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG), Salerno.
- Puglia R., Lanzo G., Pagliaroli A., Sica S., Silvestri F. (2007) "Ground motion amplification in San Giuliano di Puglia (Southern Italy) during the 2002 Molise earthquake", Proc. IV ICEGE, Thessaloniki, paper no. 1611.
- Puglia R., Silvestri F. (2007) "Analisi di risposta sismica locale del centro urbano di San Giuliano di Puglia (*CB*)", Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG), Salerno.
- Silvestri F., Vitone C., d'Onofrio A., Cotecchia F., Puglia R., Santucci de Magistris F. (2006a) *"The influence of meso-structure on the mechanical behaviour of a marly clay from low to high strains"*, Symposium to celebrate Prof. Tatsuoka's 60th birthday, Rome.
- Silvestri F., d'Onofrio A., Guerricchio A., Lanzo G., Pagliaroli A., Puglia R., Santucci de Magistris F., Sica S., Eva C., Ferretti G., Di Capua G., Piscitelli S., Rizzo E. (2006b). *Modelli geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano*. Deliverable D8, Progetto S3. internet: http://esse3.mi.ingv.it/S3_doc.html

Progetto S3 (coord. F. Pacor e M. Mucciarelli) Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico

UR 8 - Coordinatore Prof. Michele Maugeri (Università di Catania, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale)

Nell'ambito dell'obiettivo generale del progetto S3, le attività dell'unità di ricerca UR8 sono divise in due gruppi di ricerca: Università di Catania-Maugeri e Università di Catania-Lombardo

Gruppo di ricerca UniCT-Maugeri

Definizione di profili di velocità ai fini della valutazione degli effetti di sito nelle aree di interesse

La risposta sismica locale dipende da fattori sismologici, da fattori geologici e da fattori geotecnici. Questi ultimi sono legati principalmente alle condizioni locali del suolo. L'obiettivo della ricerca è quello di individuare il possibile ruolo giocato dai singoli fattori che influenzano la risposta sismica locale, anche ai fini delle linee guida per l'introduzione degli effetti di sito a scala urbana. Tra questi fattori saranno valutati nei siti di interesse San Giuliano di Puglia e Tito Scalo: i) il confronto tra misure di velocità in sito eseguite con diverse tecniche di misura; ii) gli effetti dovuti all'effettivo profilo delle velocità delle onde di taglio in confronto al valore medio Vs₃₀ (indicato dall'EC8 e quindi dalla Ordinanza PCM 3274); iii) la variabilità della risposta in funzione della eterogeneità dei terreni e dei valori di rigidezza iniziale (G₀) attribuiti ai singoli strati (Cavallaro et al., 2006a).

Le tecniche sperimentali di misura di Vs in situ sono da ricondurre usualmente a metodi geofisici di superficie o in foro (D-H e C-H). I metodi geofisici di superficie, adatti per l'indagine su vaste aree, sono tuttavia imprecisi. Per quanto riguarda i metodi di misura entro foro, la procedura D-H risente di una certa imprecisione, mentre la procedura C-H, pur mostrando una maggiore precisione, risulta eccessivamente costosa e quindi scarsamente applicata. Recentemente notevoli progressi sono stati raggiunti dalla tecnica SASW (Stokoe et al., 2005) e MASW (Penumadu e Park, 2005); in Italia recentemente è stata messa a punto dal Prof. Marchetti una procedura di misura di Vs con il dilatometro sismico (SDMT), che ha denotato una notevole precisione e ripetibilità della prova. La corretta determinazione della Vs e quindi della rigidezza iniziale G₀ può esercitare una notevole influenza sulla elaborazione della risposta sismica locale, come pure le caratteristiche di non linearità del terreno, soprattutto nel caso di terremoti violenti.

La proposta di ricerca si inserisce quindi nell'ambito del task 3: effetti di sito, attività 3: definizione di profili di velocità. Gli obiettivi riguardano la definizione della risposta locale nelle aree di interesse ed alcune linee guida per l'introduzione degli effetti di sito nel calcolo degli scenari a scala urbana (Grasso et al., 2006).

Per valutare in modo accurato in corrispondenza dei blind-test il profilo delle velocità, e conseguentemente i valori di G_0 , saranno eseguite nei siti di interesse, entro il mese di giugno 2006, prove con il dilatometro sismico Marchetti (SDMT). La procedura di misura di Vs con il dilatometro sismico (SDMT), messa a punto dal Prof. Marchetti, ha denotato una notevole precisione e ripetibilità della prova. La

corretta determinazione della Vs e quindi della rigidezza iniziale G_0 può esercitare una notevole influenza sulla elaborazione della risposta sismica locale, come pure le caratteristiche di non linearità del terreno, soprattutto nel caso di terremoti violenti (Cavallaro et al., 2006b; Grasso e Maugeri, 2006).

Il Dilatometro Piatto di Marchetti S. (1975) ha incontrato notevole interesse, a livello internazionale, da parte di numerosi studiosi per la sua semplicità di utilizzo e per la possibilità di ottenere, dai risultati di prova, un'ampia caratterizzazione del sito oggetto di studio.

La prova con il Dilatometro Piatto (DMT) detto anche, dal nome dell'inventore, Dilatometro Marchetti (Figura 1) rappresenta un semplice ma efficace e ripetibile metodo per la caratterizzazione in sito dei terreni. La prova consiste nell'infiggere verticalmente nel terreno, mediante una spinta di tipo statico, una lama di acciaio, che costituisce l'essenza dell'apparecchiatura, fino alla profondità di prova desiderata. La lama ha una sezione trasversale di 14x95 mm, lunghezza di circa 220 mm e un angolo alla punta di 20°.



Figura 1 - Il Dilatometro Marchetti (DMT).

Eseguita l'infissione della lama si provoca, attraverso l'utilizzo di gas in pressione, l'espansione di una membrana circolare d'acciaio situata su un lato della lama stessa e di diametro pari a 60 mm. Si misurano e si registrano le pressioni del gas immesso per espandere la membrana fino a due livelli di deformazione prestabiliti. Si sfiata, quindi, la pressione del gas consentendo il ritorno della membrana nella posizione iniziale di partenza; si infigge nuovamente la membrana dell'incremento di profondità scelto e si ripete il ciclo di espansione e contrazione della membrana. E' possibile così tracciare una verticale dilatometrica comprendente i dati delle prove eseguite a varie profondità.

Le registrazioni eseguite ed i parametri immediatamente ottenibili dalla prova sono:

- la pressione " p_0 " che corrisponde alla pressione di primo distacco (o pressione di contatto);

- la pressione "p₁" che corrisponde alla pressione necessaria ad espandere il centro

della membrana di 1.1 mm;

- la resistenza alla punta q_D, che viene determinata, nel caso di lame dotate di una cella di carico, durante la fase di penetrazione eseguita con una velocità di infissione di 2 cm/s.

Dai valori di " p_0 " e " p_1 " e noto il livello della falda rispetto al piano di campagna si calcolano:

- I_D = Indice adimensionale dilatometrico (Dilatometer Index) del materiale, usato per identificare il tipo di terreno e delineare la stratigrafia;

- K_D = Indice adimensionale delle tensioni orizzontali (Dilatometer Horizontal Stress Index) utilizzato per il calcolo del coefficiente di spinta a riposo delle terre Ko ed usato anche per le correlazioni relative al grado di sovraconsolidazione OCR e per la determinazione della resistenza al taglio non drenata (cu) nonché dell'angolo di resistenza al taglio efficace (f') delle sabbie;

- E_D = Modulo dilatometrico (Dilatometer Modulus), che caratterizza la curva sforzideformazioni durante l'espansione di 1 mm della membrana. Permette la determinazione del modulo edometrico (M), la classificazione e la determinazione del peso di volume dei terreni attraversati.

In letteratura sono disponibile le formule relative alle pressioni " p_o " e " p_1 ", ai parametri I_D, K_D ed E_D ed alle relazioni di base proposte inizialmente da Marchetti S. (1975, 1979, 1980), Marchetti S. e Crapps D. K. (1981) e (Marchetti S. 1997).

Un'evoluzione del Dilatometro ha portato alla realizzazione del Dilatometro Sismico (SDMT) che può essere utilizzato per determinare la velocità delle onde di taglio (Vs) in aggiunta alla lettura convenzionale delle pressioni (p_0 e p_1).

Il Dilatometro Sismico rappresenta quindi un semplice sistema per determinare, nei depositi di terreno naturale, non solo i parametri di resistenza al taglio in sito per deformazioni elevate ma anche la rigidezza elastica iniziale in corrispondenza di livelli deformativi molto piccoli. Le onde di sollecitazione sono generate colpendo un blocco rigido posto orizzontalmente alla superficie ed orientato parallelamente all'asse del geofono connesso attraverso un cavo coassiale ad un oscilloscopio (Martin & Mayne, 1997, 1998). La misura dei tempi di arrivo alle varie profondità permette di determinare i profili dei pseudo intervalli delle Vs dovuti alla propagazione verticale delle onde di taglio polarizzate orizzontalmente (Figura 2).



Figura 2. Schematizzazione della prova SDMT per la misura di Vs.



Figura 3. Risultato della prova SDMT nel sito STM-M6 a Catania.

Il modulo di taglio a piccole deformazioni Go viene determinato attraverso la teoria dell'elasticità utilizzando la ben nota relazione:

(1)

$$Go = \rho Vs^2$$

dove: ρ = densità di massa.

Il risultato di una prova SDMT è mostrato come esempio in Figura 3 dove:

- I_D: Indice di Materiale; fornisce informazioni sul tipo di terreno (sabbia, limo, argilla);

- M: Modulo Edometrico;

- Cu: Resistenza al Taglio non drenata;

- K_D: Indice di Spinta Orizzontale; il profilo di K_D è simile, in forma, al profilo del rapporto di sovraconsolidazione OCR. In particolare K_D = 2 indicata la presenza di argille con OCR = 1, K_D > 2 indicata la presenza di terreni sovraconsolidati. Un colpo d'occhio al profilo K_D è spesso di grande aiuto per comprendere il deposito in esame; - Vs: Velocità delle Onde di Taglio.

Riferimenti bibliografici

- Cavallaro A., Grasso S., Maugeri M. (2006a). Volcanic Soil Characterisation and Site Response Analysis in the city of Catania. Proc. of the 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering. The Moscone Center, San Francisco, California, April 18 - 22, 2006.
- Cavallaro A., Grasso S., Maugeri M. (2006b). Clay Soil Characterisation by the New Seismic Dilatometer Marchetti Test (SDMT). Proc. of the Second International Conference on the Flat Dilatometer, Washington, April 2 5, 2006.
- Grasso S., Maugeri M. (2006). Using Kd And Vs From Seismic Dilatometer (SDMT) For Evaluating Soil Liquefaction. Proc. of the Second International Conference on the Flat Dilatometer, Washington, April 2 – 5, 2006.
- Grasso S., Maugeri M., Spina L. (2006). Seismic Microzonation of The City Of Catania for the Etna Earthquake (M=6.2) of February 20, 1818. Proc. of the 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering. The Moscone Center, San Francisco, California, April 18 22, 2006.
- Marchetti S. (1975). A New In-Situ Test for the Measurement of Horizontal Soil Deformability. In-Situ Measurement of Soil Properties, Vol. II, ASCE, New York, pp. 255-259.
- Marchetti S. (1979). The In-Situ Determination of an Extended Overconsolidation Ratio. Proceedings of the 7th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Brighton, Vol. 2, pp. 239-244.
- Marchetti S. (1980). In Situ Tests by Flat Dilatometer. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 106, N°. GT3, March, 1980, pp. 299-321.
- Marchetti S. (1997). The Flat Dilatometer: Design Applications Proceedings 3rd Geotechnical Engineering Conference, Cairo, pp. 1-25.
- Marchetti S. e Crapps D.K. (1981). Flat Dilatometer Manual. Schmertmann and Crapps. Inc. Cainsville (USA).
- Martin, G.K. & Mayne, P.W. (1997). Seismic Flat Dilatometers Tests in Connecticut Valley Vaeved Clay. ASTM Geotechnical Testing Journal, 20 (3): 357-361.
- Martin, G.K. & Mayne, P.W. (1998). Seismic Flat Dilatometers Tests in Piedmont Residual Soils. Geotechnical Site Characterization, Vol. 2, Balkema, Rotterdam: 837-843.
- Penumadu D., Park C.B. (2005). Multichannel analysis of surface waves (MASW) method for geotechnical site characterisation. Geo-Frontiers, Austin, Texas, January 23-26, 2005.
- Pitilakis K. (2004). Site effects: recent theoretical and experimental studies. Implications to seismic codes. Invited lecture. XI Conv. Nazionale L'ingegneria Sismica in Italia. Genova, gennaio 2004.
- Stokoe II K.H., Rathje E.M., Meng F.Y., Wood S., Wong I (2005). Deep Vs profiling and non linear soil studies with the NEES Texas Large Mobile Shakers. Geo-Frontiers, Austin, Texas, January 23-26, 2005.

Gruppo di ricerca UniCT-Lombardo

L'attività di ricerca svolta dalla UR 8, per la parte coordinata dallo scrivente, si inquadra tra le tematiche del Task 2 del Progetto S3 ed ha lo scopo di caratterizzare la risposta sismica locale in particolari situazioni morfologiche e strutturali.

Lo studio è stato condotto in aree campione ubicate nel settore orientale della Sicilia. In particolare, sono state scelte come aree campione, il versante orientale etneo interessato dalla strutture tettoniche delle "Timpe" e il margine settentrionale ibleo (agglomerati urbani di Lentini, Carlentini, Augusta, Melilli e Siracusa) in cui sono presenti numerose cavità naturali legate alla natura calcarea delle formazioni esistenti.

Scopo della ricerca è caratterizzare i fenomeni di locale esaltazione degli effetti di un sisma, in termini di variazioni del suo contenuto in frequenza, legati sia alla peculiare sequenza litostratigafica, sia all'assetto morfo–strutturale (versanti rocciosi in frana, scarpate, bacini sedimentari, cavità e faglie) dell'area.

La ricerca si è quindi articolata attraverso i seguenti punti:

- Raccolta di dati relativi a rilievi geolitologici di superficie, sondaggi meccanici e down-hole per la caratterizzazione delle proprietà fisico-meccaniche dei litotipi presenti nelle aree in studio.
- Acquisizione di dati relativi al noise ambientale e eventi sismici tramite stazioni mobili e fisse.
- Valutazione della funzione di trasferimento teorica tramite modellazioni 1-D.
- Elaborazione con tecniche di rapporti spettrali HVSR e rapporti spettrali relativi al sito di riferimento, analisi di risonanza direzionale e di polarizzazione dei segnali sismici registrati.
- Confronto tra le carte di distribuzione del danneggiamento relativo a terremoti recenti e i risultati dell'elaborazione dei dati di noise ambientale nei vari litotipi.

Inoltre, utilizzando le frequenze fondamentali ricavate dall'elaborazione del noise ambientale, si è cercato di valutare gli spessori di sedimenti soffici presenti in ampi bacini sedimentari (graben di Augusta e del Simeto).

Le indagini relative alle tematiche suddette si sono articolate nelle diverse aree campione e i risultati ottenuti sono di seguito riepilogati. Una prima sintesi può essere fatta per le aree di Augusta e di Lentini.

Nell'area di Augusta i rapporti spettrali H/V ottenuti dall'elaborazione del noise hanno evidenziato una tendenza all'amplificazione della componente orizzontale in corrispondenza dei siti ubicati in prossimità della faglia di Mt. Tauro. Nei siti ubicati in corrispondenza dei litotipi con spessori medi inferiori ai 10 m (saline, calcareniti, alluvioni) la risposta sismica locale risente fortemente del notevole spessore (300 m) della formazione argillosa sottostante. I risultati ottenuti sono stati confrontati con modellazioni 1-D allo scopo di quantificare in termini di risposta in frequenza l'effetto della stratigrafia locale. Le modellazioni confermano le frequenze dominanti osservate nei dati sperimentali e indicano che l'interfaccia al di sotto della quale è individuabile il basamento equivalente è ubicata a circa 200 m nell'ambito della formazione argillosa.

Nell'area di Lentini è stato possibile confrontare gli HVSR con i dati relativi al danneggiamento a seguito del terremoto del 13/12/1990 riportati in circa 6000 schede fornite dall'amministrazione locale. La sovrapposizione della carta dei danni

sulla geologia locale evidenzia che i massimi effetti sono da attribuire piuttosto che alle tipologie costruttive, alle caratteristiche dei litotipi presenti, in particolare argille e alluvioni. I rapporti spettrali H/V ricavati da misure del noise ambientale hanno evidenziato significativi effetti di amplificazione della componente orizzontale (fig. 1). Misure di noise ambientale effettuate in prossimità di scarpate morfologiche hanno evidenziato effetti di risonanza direzionale trasversale alla direzione di allungamento della scarpata stessa (fig. 2).

L'elevata densità di distribuzione delle campionature del noise ambientale nel graben di Augusta ha consentito la valutazione dello spessore dei materiali soffici che riempiono il bacino sedimentario. A questo scopo è stata utilizzata la relazione di Ibs-von Seht & Wohlenberg (1999) che permette di calcolare lo spessore di una sequenza di strati soffici giacenti su un basamento a maggiore rigidità mediante la frequenza fondamentale dei rapporti spettrali H/V. I risultati ottenuti mostrano che gli spessori maggiori si raggiungono nella parte centrale del bacino (circa 250 metri) in buon accordo con le isopache ricostruite da Carbone 1985 utilizzando dati geologici e sondaggi meccanici (fig. 3). Analogo studio è stato realizzato nella parte nord della piana alluvionale del Simeto dove sono state eseguite varie campionature del noise ambientale, alcune in prossimità di pozzi profondi con stratigrafia nota. I risultati ottenuti sono in discreto accordo con le carte delle isopache ottenute da dati geoelettrici e da sondaggi meccanici. E' tuttavia necessario tarare la relazione di Ibs-von Seht & Wohlenberg tenendo conto dei parametri geotecnici dei litotipi presenti nell'area.

Per la caratterizzazione della risposta sismica locale in presenza di cavità naturali sono state realizzate complessivamente circa 100 campionature del noise negli agglomerati urbani di Catania, Lentini, Carlentini, Melilli e Siracusa. Le indagini sono state effettuate su cavità generate da fenomeni carsici o da scorrimento lavico, ubicando i siti di registrazione all'interno e sopra la volta delle varie cavità, nonché a distanza crescente da esse. I risultati delle indagini, allo stato attuale, non mostrano un comportamento univoco. In alcuni casi i rapporti H/V 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. 4); tali effetti sono infatti riscontrati quando quest'ultima ha altezza superiore a circa 4 metri. In alcuni casi le amplificazioni osservate hanno un carattere fortemente direzionale: i contourings delle amplificazioni, plottati in funzione della frequenza e della direzione di movimento, evidenziano, infatti, risonanze direzionali della componente orizzontale parallela alla direzione di allungamento della cavità in esame (fig. 5). Le presenti considerazioni sono tuttavia preliminari e necessitano di ulteriori indagini e validazioni mediante il confronto con registrazioni di eventi sismici e con i risultati di analisi numeriche bidimensionali al fine di modellare la funzione di trasferimento teorica. Questi ultimi studi sono attualmente in fase di realizzazione in collaborazione con la U.R. 7.

La caratterizzazione della risposta sismica locale in aree interessate dalla presenza di faglie ha riguardato principalmente il versante orientale etneo (faglie di Tremestieri, Pernicana e Moscatello) e a tal proposito sono state installate stazioni multi-componente e a larga banda, sia in area di faglia sia sul basamento sedimentario. Per la faglia di Tremestieri sono stati calcolati i rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento e i rapporti spettrali (H/V), utilizzando le registrazioni di circa 200 eventi con magnitudo compresa tra 1.8 e 3.9. I risultati ottenuti mostrano evidenti effetti di risonanza direzionale secondo una direzione N50°E ad una frequenza di circa 4 Hz, confermati dal confronto con i risultati di campionature del noise ambientale negli stessi siti (fig. 6). L'osservazione di risultati confrontabili utilizzando differenti input sismici (noise e terremoti) ci ha incoraggiati ad estendere le misure del noise ambientale lungo profili trasversali alla faglia suddetta e ad altre strutture tettoniche. Ulteriori conferme di questo comportamento provengono da analisi di polarizzazione mediante il metodo delle matrici di covarianza. Lungo le faglie studiate sia i dati del rumore ambientale (fig. 7) sia le registrazioni dei terremoti (fig. 8) mostrano una significativa polarizzazione del moto orizzontale. Tale effetto è sempre trasversale alla direzione di allungamento della faglia 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

- Carbone S., 1985: I depositi pleistocenici del settore nord-orientale ibleo tra Agnone e Melilli (Sicilia SE): relazione tra facies e lineamenti strutturali. Boll. Soc. Geol. It., 104, 405-420.
- Ibs-Von Seth M. & Wohlenberg J.; 1999: Microtremors Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 250-259.

Elenco Lavori

- Lanzo G., Lombardo G., Pagliaroli A., Rigano R. 2006. Effects of natural and artificial cavities in the evaluation of local seismic response. 25° *Convegno Nazionale GNGTS, Roma, poster section,* 244-246.
- Lombardo G., Langer H., Gresta S., Rigano R., Monaco C., De Guidi G. 2006. On the importance of geolithological features for the estimate of the site response: the case of Catania metropolitan area (Italy). Natural Hazards, 38, 3, 339 354.
- Lombardo G., Rigano R. 2006. Amplification of ground motion in fault and fracture zones: observations from the Tremestieri fault, Mt. Etna (Italy). J. Volc. Geoth. Res., 153, 3-4, 167-176.
- Lombardo G., Rigano R., Pappalardo G., Castelli F. 2006. Evaluation of the thickness of alluvial sediments in the Catania plain through a geophysical and hydrogeological approach. 25° *Convegno Nazionale GNGTS, Roma, poster section,* 208-210.
- Rigano R., Lombardo G., Barbano M.S., Cosentino M., Distefano G. 2006. Pericolosità e risposta sismica locale nell'area di Lentini (Sicilia sud-orientale). 25° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, poster section, 226-228.
- Lombardo G., Rigano R. 2007. Local seismic response in Catania (Italy): a test area in the northern part of the town. *Engineering Geology*, in print.
- Rigano R., Cara F., Lombardo G., Rovelli A. 2007. Evidence for ground motion polarization on fractured lava of fault zones: observations on Mt. Etna volcano. *Submitted to J. Geophys. Res.*



Fig. 1 - Carta geologica e distribuzione del danneggiamento a seguito del terremoto del 13.12.1990 nellarea di Lentini. I rapporti spettrali H/V si riferiscono ad esempi delle misure del noise ambientale eseguite sulle argille e alluvioni.



Fig. 2 – Contour della media geometrica dei rapporti spettrali, in funzione della frequenza (asse x) e della direzione del moto (asse y) da misure del noise ambientale in prossimità di una scarpata morfologica. La barra indica l'ampiezza.



Fig. 3 – Isopache della formazione argillosa nel graben di Augusta.



Fig. 4 – Esempi di rapporti spettrali H/V relative ad alcune grotte nell'area di Catania (a) e Lentini (b); l'ellisse indica le dimensioni della sezione verticale di ciascuna cavità.



Fig. 5 – Esempi di contours della media geometrica dei rapporti spettrali, in funzione della frequenza (asse x) e della direzione del moto (asse y) da misure del noise ambientale in prossimità di cavità naturali. La barra indica l'ampiezza. La grotta n. 1 si estende in direzione circa EW mentre la grotta n. 2 è allungata in direzione NS.



Fig. 6 – Effetti di risonanza direzionale osservati in prossimità della faglia di Tremestieri da dati relativi a registrazioni di terremoti e noise ambientale.



Fig. 7 – Esempi di polarizzazione del noise lungo transetti trasversali alla faglia di Tremestieri.



Fig. 8 – Esempi di polarizzazione dei terremoti alle stazioni CAV2 e CAV0 (faglia di Tremestieri) e alla stazione UNIV (sito di riferimento).

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

UR 9 - Coordinatore: Claudio Eva (Dip.Te.Ris., Università di Genova)

Personale Tecnico: Pasta Marco, Pavan Mauro, Zunino Enzo **Redazione a cura di:** Barani Simone, De Ferrari Roberto, Ferretti Gabriele, Morasca Paola

Task 3: scenario di validazione "area Molise"

Attività 1: scenari al bedrock (leggi di attenuazione e tomo Q)

Leggi attenuazione predittive in Molise

L'Università di Genova, in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) di Milano ha sviluppato le leggi predittive dello scuotimento per l'area Molisana utilizzando sia dati accelerometrici che velocimetrici, relativi alla sequenza del 2002. I primi provengono dal DPC-SSN, i secondi sono stati raccolti dalla rete temporanea gestita dall'INGV, dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica (INOGS) e dall'Università di Genova (Dip.Te.Ris). La prima fase del lavoro svolto ha riguardato la raccolta e la selezione dei dati. In particolare Genova si è occupata della preparazione del data set velocimetrico. Sono state selezionate le registrazioni relative agli eventi più energetici, i quali sono stati rilocalizzati attraverso un procedura di picking manuale. Questi dati sono stati resi disponibili nel **deliverable D6**. Le forme d'onda, corrette per la risposta strumentale, sono state quindi utilizzate per calibrare una scala di magnitudo locale per l'area indagata. In seguito i due data set sono stati uniti e sono state effettuate analisi di rapporti spettrali H/V su noise e su circa 500 terremoti della sequenza al fine di caratterizzare la risposta sismica dei siti. Le informazioni derivanti dai rapporti H/V, unitamente alle caratteristiche litologiche dell'area, sono stati utili per definire due classi di sito, roccia (Vs>800 m/s) e soil (Vs<800 m/s), in cui sono state suddivise le stazioni della rete temporanea velocimetrica installata in Molise. Infine sono state stimate le leggi empiriche di attenuazione in PGA, PGV e PSV sia per la componente verticale che per la massima orizzontale, in funzione della distanza ipocentrale adottando lo schema di regressione proposto da Abrahmson and Youngs, 1992 (random effect model). Le relazioni stimate sono state confrontate con quelle calibrate per l'area Umbria-Marche (Bindi et al., 2006). In generale si e' osservato che i valori dei parametri di ground motion in Molise risultano inferiori rispetto a quelli dell'area Umbro-Marchigiana.

Tomografia di attenuazione e stima del fattore di qualità Q

L'unità di Genova ha svolto un'analisi preliminare di tomografia a scala regionale per la stima dei parametri di attenuazione, ed in particolare del fattore di qualità Q, per l'Appennino Meridionale. La regione oggetto di studio include l'area colpita dalla sequenza Molisana del 2002. Per le inversioni sono stati utilizzati circa 150 eventi a magnitudo >=3.5 registrati dalla rete sismica RSNC, e sono state incluse anche alcune registrazioni appartenenti alla sequenza. Per questo lavoro si è scelto di adottare, sia per l'analisi delle fasi S che delle onde di coda, un nuovo approccio tomografico 2-D basato sui rapporti di ampiezza (Phillips et al.,2005). Attraverso questa procedura, per ogni banda di frequenza analizzata, viene definito un valore medio di Q e le variazioni in percentuale rispetto a tale valore per l'area. I risultati ottenuti dall'analisi di attenuazione (un esempio è mostrato in figura 1) mostrano un buon accordo con le principali caratteristiche geologiche dell'area risolta dall'indagine (13.5°E-16.0°E di longitudine e 40.5°N-42.0°N di latitudine). A tutte le frequenze e per entrambe i tipi di onde analizzate, si sono osservati valori di attenuazione maggiori lungo la catena Appenninica e nel versante Tirrenico, che sono aree caratterizzate da flussi di calore elevati (zona vulcanica del Vesuvio). Nel settore Adriatico si riscontrano invece valori di Q relativamente più elevati. In particolare l'area del Gargano sembra essere caratterizzata da una buona efficienza di propagazione delle onde sismiche. Questa zona risulta in corrispondenza all'anomalia di alta velocità (onde P) associata alla Piattaforma Carbonatica Apula (Di Stefano et al.,1999). L'area del Molise colpita dalla sequenza sismica del 2002 si trova all'incirca nella zona di transizione tra la parte Tirrenica ed Adriatica. Infatti, alle diverse frequenze, sia utilizzando le onde S che le onde di coda, il valore di Q corrispondente a questo settore risulta essere quello medio, e il suo range varia da circa 100 nella banda di frequenza 0.7-1.0 Hz a circa 625 nella banda 8.0-10.0 Hz. I valori di Q ottenuti da questo studio sono stati confrontati con quelli determinati da Bianco et al.(2002) nella medesima regione, e seppure le due metodologie siano del tutto indipendenti, i valori risultano essere molto coerenti.



Figura 1- Esempio di tomografia di attenuazione ottenuta per la banda di frequenza 3.0-4.0 Hz sulla base dell'analisi a) delle onde dirette (fasi S) e b) delle onde di coda. Il riquadro azzurro indica l'area risolta. La scala di colori indica le variazioni di Q in percentuale rispetto al valore medio indicato. c) Ray paths relativi ai dati utilizzati per la banda di frequenza 3.0-4.0 Hz..

Attività 2: scenari al sito (funzioni di trasferimento, fattori di amplificazione, spettri di risposta al sito)

L'attività svolta dal Dip.Te.Ris. ha riguardato nella sua fase iniziale l'analisi dei dati geologici, geomorfologici e geofisici raccolti per il comune di Ripabottoni in collaborazione con il personale GNDT Dr. Di Capua Giuseppe e Dr. Peppoloni Silvia. Attualmente per questo comune sono disponibili sia le mappe geologiche e

geomorfologiche aggiornate sia 3 nuovi sondaggi e downholes sia le funzioni di trasferimento calcolate per diversi punti ubicati all'interno del centro storico utilizzando metodi numerici di simulazione 1D e metodologie spettrali basate sui dati raccolti dalla rete sismica temporanea installata dal Dip.Te.Ris. presso Ripabottoni sia la distribuzione di dettaglio del livello di danno.

Per quanto riguarda i Comuni di Bonefro, Santa Croce di Magliano e Colletorto è stata svolta una analisi di microzonazione per la quale è disponibile una relazione di dettaglio redatta dalla Regione Molise sotto il coordinamento della Commissione per la Microzonazione del Molise e con la collaborazione del Dip.Te.Ris. I dati analizzati durante tali studi sono di proprietà della Regione Molise e raccolgono tutte le informazioni geologiche, geomorfologiche, geotecniche e geofisiche ottenute, per ciascun Comune, attraverso l'attività svolta da professionisti, dall'Università del Molise, dagli uffici tecnici Comunali, dal Comitato per la microzonazione sismica della Regione Molise e dal Dip.Te.Ris. Il materiale, che potrà essere disponibile, può essere così catalogato:

- mappe geologiche e geomorfologiche aggiornate
- raccolta di tutti i sondaggi effettuati sul territorio comunale e definizione di profili geologici
- raccolta ed analisi di tutti i sondaggi, test downholes e prove geotecniche di laboratorio su campioni estratti
- definizione di un input sismico di tipo probabilistico
- calcolo delle funzioni di trasferimento e del fattore di amplificazione sismica (rapporto fra intensità spettrali) tramite metodi di simulazione numerica 1D per tutti i downhole catalogati

In dettaglio, nell'ambito specifico del progetto S3 è stata applicata una procedura multistep per la definizione delle funzioni di trasferimento, degli spettri di risposta in superficie e dei fattori di amplificazione attraverso simulazioni numeriche 1D calcolate adottando come input sia accelerogrammi estratti da banca dati sulla base di una analisi probabilistica di pericolosità sismica sia gli accelerogrammi simulati al bedrock per ciascun comune in esame sulla base dall'analisi effettuata all'interno del progetto e relativi alla sequenza del 2002. Gli steps possono essere così riassunti:

- **STEP 1:** Computazione dello scotimento atteso (accelerazione spettrale) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Periodo di ritorno 475 anni) ovvero dello spettro di risposta elastico a pericolosità uniforme du roccia per i comuni selezionati (spettri probabilistici). I modelli e i parametri dei modelli adottati nell'analisi di pericolosità sismica sono conformi a quelli impiegati per la valutazione della mappa di pericolosità sismica italiana (MPS04, 2004).
- STEP 2: ANALISI DI DEAGGREGAZIONE: valutazione per ciascun comune selezionato della magnitudo e della distanza epicentrale più probabile; la coppia Magnitudo - Distanza è stata valutata sia per il valore di accelerazione spettrale corrispondente al periodo T=0 sec (PGA) sia al periodo T=1 sec; DEFINIZIONE DI UNA COPPIA M-D VALIDA ALL'INTERNO DELL'AREA IN ESAME: verifica della possibilità di utilizzare un'unica coppia di valori M-D per tutti i comuni interessati; ESTRAZIONE DI UN SET DI ACCELEROGRAMMI SU ROCCIA COMPATIBILIE CON LA COPPIA DI VALORI M - D: utilizzando banche dati disponibili in rete, estrazione casuale

di gruppi di terremoti compatibili con la Magnitudo e Distanza stimate (metodo Monte Carlo); ancoraggio di ciascun accelerogramma selezionato alla PGA prevista per ciascun comune dall'analisi di Hazard e/o dalla Normativa; calcolo dello spettro di risposta medio per ciascun gruppo estratto; confronto fra spettro di risposta medio e lo spettro di risposta probabilistico; selezione del gruppo di accelerogrammi spettro-compatibile in ottemperanza alla Normativa vigente; ANCORAGGIO degli accelerogrammi selezionati al valore di PGA calcolato per ciascun comune attraverso l'analisi di pericolosità.

- STEP 3: utilizzo dei downholes per definire colonne stratigrafiche 1D in alcuni punti di ciascun comune (stratigrafia, profilo Vs, caratteristiche geotecniche); stima delle funzioni di trasferimento per le diverse stratigrafie locali codice ProShake (applicazione del ad una colonna stratigrafica precedentemente definita per ciascun downhole impiegando l'input sismico definito allo **STEP 2**); Utilizzo della metodologia Nakamura per la validazione della frequenza di risonanza calcolata per ciascun sito e/o per la definizione della profondità del bedrock; dato il set di accelerogrammi di riferimento calcolato su roccia (input sismico) (STEP2) vengono calcolati, note le funzioni di trasferimento, gli accelerogrammi e i relativi spettri di risposta elastici comprensivi dei fenomeni di amplificazione locale riscontrati in corrispondenza dei test downhole effettuati in ciascuna area urbana; Stima per ciascun sito di indagine del Fattore di amplificazione per diversi intervalli di periodo.
- STEP 4: La procedura adottata per la definizione della risposta sismica locale presso i Comuni previsti nell'ambito del progetto S3 (Bonefro, Ripabottoni, Santa Croce di Magliana e Colletorto) è stata applicata utilizzando come input sismico per la simulazione numerica 1D, il segnale sismico simulato relativo all'evento del 31 ottobre 2002; in particolare, per ciascun sondaggio disponibile, sono stati applicati gli accelerogrammi sintetici relativi alle tre componenti (verticale, Nord-Sud, Est-Ovest) rappresentativi del moto al bedrock generato dal terremoto del 31 Ottobre 2002 (gli accelerogrammi NON vengono scalati al valore di PGA derivato dall'analisi di pericolosità); Utilizzando tale input sismico all'interno di Shake 1D, sono stati calcolati (1) le funzioni di trasferimento, (2) gli spettri di risposta in superficie e (3) i fattori di amplificazione per ciascun sondaggio disponibile ubicato all'interno dell'area urbana dei Comuni considerati nell'ambito del progetto S3.
- STEP 5: divisione del territorio comunale in aree omogenee dal punto di vista della risposta sismica sulla base di sondaggi, sezioni sismiche, morfologia e geologia locale; definizione di una mappa di microzonazione per ciascun Comune associando a ciascuna area omogenea il relativo Fattore di Amplificazione calcolato allo step 3/step 4; definizione di un fattore di sito di consenso tra il Fattore di Amplificazione e il coefficiente di sito stimato a seguito di una indagine di microzonazione speditiva basata su indagini geologiche e geomorfologiche.

	PGA [g] con prob. Di sup. 10% in 50 anni (massimo fra microzonazione e mappa INGV)	Zona secondo ordinanza PCM 3274 (All. A)	ag [g] di zona da Ord. 3274	ag [g] minima per adeguamento (massimo fra hazard e minimo Ord. 3274)	ag [g] con prob. Di sup. 10% in 50 anni (2005 Dip.Te.Ris)
BONEFRO	0.209	2	0.25	0.21	0.20
COLLE TORTO	0.208	2	0.25	0.21	0.20
SANTA CROCE DI MAGLIANO	0.208	2	0.25	0.21	0.20
RIPABOTTONI	0.212	2	0.25	0.21	0.20

Nelle tabelle e figure seguenti vengono riportati alcuni risultati significativi.

Tabella 1: valori di PGA derivati attraverso l'analisi di pericolosità sismica

	Verticale PGA [g]	Nord-Sud PGA [g]	Est-Ovest PGA [g]
BONEFRO	0.02	0.11	0.10
COLLE TORTO	0.03	0.08	0.07
SANTA CROCE DI MAGLIANO	0.05	0.10	0.09
RIPABOTTONI	0.03	0.09	0.07

Tabella 2: valori PGA relativi agli accelerogrammi simulati su roccia nell'ambito del progetto per l'evento del 31 Ottobre 2002

BO	BONEFRO				
	PGA (0.20g)	Sa(1Hz) (0.208g)			
Μ	5.23	6.56			
D	17.0	46.5			

Tabella 3: risultati della deaggregazione (coppia Magnitudo – Distanza) per il comune di BonefrO







(B)

Figura 3: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S2 di Colletorto utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step 3); (B) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S2 di Colletorto utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4)





(B)

Figura 4: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S6 di Ripabottoni utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step funzione 3); (B) di trasferimento calcolata per il sondaggio S6 di Ripabottoni utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4).



Figura 5: spettri di risposta, fattori di amplificazione e valori di PGA in superficie calcolati per i sondaggi/downhole di Bonefro utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step4). In parentesi quadra (tabella Fa) sono riportati i rispettivi valori di Fa calcolati utilizzando l'approccio probabilistico (step3).

In conclusione possiamo riassumere:

- 1. I risultati ottenuti utilizzando gli accelerogrammi relativi al terremoto molisano del 31 ottobre 2002 simulati per i 4 comuni in esame (Ripabottoni, Bonefro, Santa Croce e Colletorto) evidenziano mediamente un buon accordo rispetto ai risultati ottenuti applicando una metodologia basata su (1) analisi di hazard, (2) disaggregazione e (3) selezione di accelerogrammi spettro compatibili. In particolare si ha un'ottima corrispondenza fra le funzioni di trasferimento e i valori dei fattori di amplificazione calcolati. Lievi differenze in frequenza di risonanza e livello di amplificazione sono imputabili al minor livello di scuotimento dei segnali simulati e relativi al terremoto del 2002 rispetto a quanto ottenuto attraverso l'analisi probabilistica (0.09 0.12 g rispetto a 0.20g) che determina la presenza di effetti non lineari meno significativi (e quindi minore smorzamento e shift delle frequenze verso valori maggiori)
- 2. I fattori di amplificazione ottenuti applicando i due diversi tipi di input risultano essere mediamente in buon accordo anche se i valori ottenuti utilizzando gli accelerogrammi simulati del terremoto del 2002 conducono ad una leggera sovrastima (dell'ordine del 5 10%).

Task 6: scenario di previsione "Gubbio"

Attivita 2: scenari al sito (monitoraggio, definizione della risposta sismica locale)

Sulla base degli accordi raggiunti durante la prima riunione di coordinamento, il Dip.Te.Ris., Università di Genova, ha pianificato, installato e gestito una rete sismica temporanea per lo studio della risposta sismica locale sia del versante ove sorge il centro storico di Gubbio sia lungo un transetto perpendicolare al bacino e congiungente Gubbio con Ponte d'Assi.

All'interno di questo progetto sono state installate complessivamente 11 stazioni sismiche che hanno operati in periodi diversi secondo le due geometrie prima descritte. Nel dettaglio, per il periodo compreso fra Ottobre 2005 e Febbraio 2006, è stato progettato, installato e gestito un network sismico temporaneo finalizzato alla registrazione di eventi sismici per la definizione della risposta sismica locale all'interno del centro storico di Gubbio. Per questa rete sono state impiegate 6 stazioni velocimetriche, equipaggiate con sensori Lennartz LE/3D-5s (sensori a tre componenti – verticale/nord-sud/est-ovest – acquisitori digitali a 120 dB tipo Lennartz Marslite e sistemi di sincronizzazione temporale GPS o DCF, installate secondo un allineamento parallelo al centro storico di Gubbio ovvero longitudinale alla valle in prossimità del versante nord-orientale in modo da analizzare la variazione di risposta sismica locale in corrispondenza di differenti condizioni lito-stratigrafiche (conoide alluvionale, detrito di versante, calcare affiorante). In particolare sono stati considerati i siti di installazione riportati in tabella 1:

Nome	Coordinate geografiche	Ubicazione e descrizione dei siti di installazione
stazione	(lon – lat)	
GUB1	12.5750 43.3561	(scuola di S. Illuminata): settore nord-occidentale del centro storico
		di Gubbio in corrispondenza di una zona di passaggio fra depositi
		alluvionali (conoide) e detriti di versante
GUB2	12.5823 43.3515	(ufficio archivio comunale): centro storico di Gubbio in
		corrispondenza di detriti di versante
GUB3	12.5839 43.3503	(chiesa di S. Agostino): centro storico di Gubbio in corrispondenza
		di depositi alluvionale (conoide)
GUB4	12.5875 43.3456	(caserma dei vigili del fuoco) settore sud-orientale del centro storico
		di Gubbio in corrispondenza di detriti di versante
GUB5	12.5842 43.3566	(chiesa di S. Ubaldo): settore nord-orientale del centro storico di
		Gubbio in corrispondenza di calcari affioranti
GUB6	12.5790 43.3530	(Palazzo dei Consoli): centro storico di Gubbio in corrispondenza di
		una zona di passaggio fra depositi alluvionali (conoide) e detriti di
		versante

Tabella 1: nome, coordinate geografiche e ubicazione delle stazioni appartenenti alla prima fase di installazione (network ubicato presso il centro storico di Gubbio secondo un allineamento longitudinale all'asse della valle lungo il versante nord-orientale)

Dopo aver raccolto un database sufficiente di registrazioni relative ad eventi sismici, a partire da Febbraio 2006, le stazioni sono state spostate verso l'area del bacino di Gubbio. In questa nuova configurazione, terminata a Giugno 2006, la rete sismica ha permesso di valutare la variazione di risposta sismica locale lungo una direzione trasversale all'asse della valle secondo la congiungente fra il centro storico di Gubbio e il Comune di Ponte D'Assi attraversando la località Cipolleto. Durante questo periodo sono state impiegate 5 stazioni velocimetriche equipaggiate con sensori Lennartz LE/3D-5s (sensori a tre componenti – verticale/nord-sud/est-ovest – acquisitori digitali a 120 dB tipo Lennartz Marslite e sistemi di sincronizzazione temporale GPS o DCF che hanno permesso di acquisire registrazioni sismiche in differenti condizioni lito-stratigrafiche passando dal versante ove sorge Gubbio in corrispondenza di detriti di versante e calcari, attraversando l'area a maggiore spessore di detrito e lacustre fino al versante opposto in presenza di più sottili coperture di lacustre. In particolare i siti scelti per l'installazione delle stazioni durante questa seconda fase di misure sono riportati in tabella 2.

Nome	Coordinate geografiche	Ubicazione e descrizione dei siti di installazione
stazione	(lon – lat)	
STAa	12.5823 43.3515	(ufficio archivio comunale, ex GUB2): centro storico di
		Gubbio in corrispondenza di detriti di versante
STAb	12.5763 43.3491	(scuola elementare di Gubbio): settore sud-orientale verso la
		piana in corrispondenza di detrito relativamente cementato
		(conoide)
STAc	12.5740 43.3393	(consorzio agrario, casa cantoniera): piana di Gubbio nelle
		vicinanza della frazione di Alboretone in corrispondenza di
		una zona di passaggio detrito – lacustre ove si ipotizza una
		profondità elevata del bedrock
STAd	12.5725 43.3199	(hangar, campo di volo): a nord-est rispetto a Ponte D'Assi in
		corrispondenza di depositi lacustri molto profondi
STAe	12.5795 43.3070	(chiesetta di Ponte D'Assi presso l'edificio scolastico
		danneggiato): presso Ponte D'Assi in corrispondenza di
		depositi lacustri più superficiali

Tabella 2: nome, coordinate geografiche e ubicazione delle stazioni appartenenti alla seconda fase di installazione (network all'interno della piana di Gubbio secondo un allineamento trasversale all'asse della valle e congiungente Gubbio con Ponte D'Assi)

Nella figura 1 viene riportato in pianta l'ubicazione delle 11 stazioni installate durante la campagna di misure.



(B)

Figura 1: ubicazione delle stazioni sismiche installate e gestite dal Dip.Te.Ris., Università di Genova, (A) durante il primo periodo di monitoraggio (rete sismica temporanea presso il centro storico di Gubbio) e (B) durante il secondo periodo di monitoraggio (rete sismica temporanea pianificata secondo un transetto perpendicolare all'asse della valle)

Nelle figura seguente vengono riportate alcune foto rappresentanti i siti di installazione delle stazioni STAb, STAc, STAd e STAe





transetto perpendicolare all'asse della valle

Per ciascuna stazione installata durante le due fasi di monitoraggio è stato raccolto ed immagazzinato in opportuni database il flusso continuo di dati registrati (24h/24h). Da tale database, quindi, è possibile estrarre in formato SAC o ASCII una qualunque finestra temporale compresa all'interno del periodo di funzionamento di ciascuna stazione

In particolare sono state analizzate con i metodi spettrali a singola stazione (H/V) e a stazione di riferimento (H/Href) tutte le registrazioni di buona qualità relative a terremoti estratti, secondo un criterio comune a tutti i partners del progetto, dal bollettino INGV.

In particolare le reti sismiche temporanee hanno permesso di registrare e successivamente di analizzare oltre 300 eventi di bassa magnitudo (2.0 < Md < 4.0) in corrispondenza di differenti condizioni geologico-geomorfologico all'interno del bacino e presso il centro storico. Tra i micro-terremoti registrati sono stati privilegiati per la successiva analisi di effetti di amplificazione locale quelli aventi una distanza epicentrale rispetto all'area in studio minore di 60 km e una magnitudo locale superiore a 2.5.

Analisi ulteriori sono state effettuate su registrazioni relative ad circa 20 eventi regionali che sono risultati estremamente utili soprattutto per valutare la risposta sismica alla basse frequenze.

Seguendo la metodologia descritta nel deliverablesS3 D22 e D23, sono stati calcolati i rapporti spettrali H/V e H/Href, in quest'ultimo caso utilizzando come stazione di riferimento la stazione eu00 (installata dall'INGV e usata convenzionalmente come sito di riferimento) per l'analisi dei dati del transetto perpendicolare alla valle mentre la stazione GUB2 per l'analisi dei dati relativi al 1° network. I risultati ottenuti, riportati nelle figura seguenti evidenziano quattro aree o zone ove si può presumere una risposta sismica omogenea caratterizzata da effetti di amplificazione locale similari (in termini di frequenze di amplificazione e livello di amplificazione):

- 1. zona "centro storico di Gubbio " dove nessun effetto di amplificazione significativo è stato evidenziato. Le stazioni GUB1, GUB2, GUB3, GUB4, GUB5 e GUB6 mostrano curve H/V piatte (nessuna picco significativo può essere chiaramente riconosciuto) mentre il paragone con la stazione di riferimento non indica amplificazioni spettrali particolari
- 2. zona "conoide alluvionale" (stazione STAb) dove la curva H/V derivata dall'analisi di eventi locali mostra una amplificazione spettrale inferiore a 3 per frequenze intorno a 0.7 Hz mentre la curva H/V da eventi regionali non indica effetti di amplificazione particolari; il metodo di RSM (usando eu00 come riferimento) mostra, considerando sia gli eventi locali sia quelli regionali, fenomeni di amplificazione moderati (con ampiezza media variabile tra 4 a 6) per il range di frequenza compreso fra 0.7-2 Hz;
- 3. zona "bacino" (stazioni STAc e STAd) dove la curva H/V ricavata analizzando sia eventi locali sia regionali indica frequenze di risonanza chiare intorno ai 0.3-0.4 Hz, molto presumibilmente legate all'effetto 1D relativo alla profondità del substrato roccioso; in particolare STAc indica un effetto di

risonanza a frequenze di 0.3 – 0.4 Hz con un livello dell'amplificazione di 3-4 mentre STAd a 0.4 – 0.5 Hz con un livello dell'amplificazione di circa 5. La curva H/Href mostra per entrambe le stazioni un'amplificazione significativa tra le frequenze comprese fra 0.4 e 2.5 Hz con un livello di ampiezza medio di 8 per STAc e di 15-18 per STAd (effetti 2D o"di bacino");

 zona "Ponte D'Assi" (stazione STAe) dove i risultati derivati dall'analisi degli eventi locali non mostrano effetti di amplificazione particolari mentre, analizzando i terremoti regionali, è possibile riscontrare un moderato effetto di amplificazione intorno alle frequenza di 1 – 2 Hz con un livello di amplificazione di circa 3 per gli H/V e 7 per gli H/Href.



Figura 3: Curva media $H/V \pm 1$ std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti locali (stazioni installate press oil centro storico di Gubbio).



Figura 4: Curva media H/Href \pm 1 std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti locali (stazioni installate press oil centro storico di Gubbio). Come sito di riferimento è stata considerata la stazione GUB2.



Figura 5: Curva media $H/V \pm 1$ std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti locali (stazioni installate presso la piana di Gubbio secondo un allineamento perpendicolare all'asse della valle e congiungente Gubbio con Ponte D'Assi).



Figura 6: Curva media $H/V \pm 1$ std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti regionali (stazioni installate presso la piana di Gubbio secondo un allineamento perpendicolare all'asse della valle e congiungente Gubbio con Ponte D'Assi).



Figura 7: Curva media H/Href ± 1 std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti locali (stazioni installate presso la piana di Gubbio secondo un allineamento perpendicolare all'asse della valle e congiungente Gubbio con Ponte D'Assi). Come sito di riferimento è stata considerata la stazione eu00 (INGV).


Figura 8: Curva media H/Href ± 1 std. dev. calcolata utilizzando registrazioni relative a terremoti regionali (stazioni installate presso la piana di Gubbio secondo un allineamento perpendicolare all'asse della valle e congiungente Gubbio con Ponte D'Assi). Come sito di riferimento è stata considerata la stazione eu00 (INGV).

Bibliografia

- Bianco F., Del Pezzo E., Castellano M., Ibanez J and Di Luccio F. (2002). Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the Southern Apennine zone, Italy. Geophys. J. int. 150, 10-22.
- Di Stefano R., Chiarabba C., Lucente F. and Amato A. (1999). Crustal and uppermost mantle structure in Italy from the inversion of P-wave arrival times: geodynamic implication. Geophys. J. Int., 139, 483-498.
- Phillips W.S., Harts H. and Rutledge J.T. (2005). Amplitude ratio tomography for regional phase Q. Geophysical. Res. Lett. (*submitted*).

ARTICOLI E PRESENTAZIONI A CONVEGNI:

- The 2002 Molise earthquake sequence: relationship between damage and seismic propagation in Ripabottoni (CB). Cevasco, A., Isella, L., Podestà, S., Resemini, S., Pasta, M. e Eva, C. 2003. *EGS, AGU, EUG Joint Assembly*. Nice, Francia, 6-11 April 2003.
- Analysis of site amplification phenomena: an application in Ripabottoni for the 2002 Molise, Italy, earthquake. Massa M., Ferretti G., Cevasco A., Isella L. and Eva C. "Earthquake Spectra" Vol. 20, issue S1, pages 107-118, June 2004.
- Is the Vs30 a reliable measure of soil classification?, Eva C., De Ferrari R., Barani S., Ferretti G., 2006. ECEES-ESC06, Ginevra
- Site amplification factor assessment via a multidisciplinary approach: an application in Molise region (Southern Italy), Barani S., De Ferrari R., Ferretti G., Eva C. and Spallarossa D.,2006. ECEES-ESC06, Ginevra

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

UR 10 - Coordinatore: Antonio Emolo (Dipartimento di Scienze Fisiche – Università degli Studi "Federico II" - Napoli)

1. Attività del primo anno di progetto.

Nel corso del primo anno di progetto è stato sviluppato un metodo ibrido di simulazione del moto del suolo denominato HIC (Gallovič and Brokešová, 2007). Questa tecnica fa uso a bassa frequenza dell'approccio integrale, basato sul teorema di rappresentazione, considerando una distribuzione di *slip* finale sulla faglia di tipo k-quadro; ad alta frequenza si utilizza invece l'approccio composito, basato sulla somma dei contributi al moto del suolo irradiati in maniera isotropa da sotto-faglie elementari. I sismogrammi sintetici prodotti con i due diversi approcci sono combinati nel dominio della frequenza mediante somme pesate delle parti reali e immaginarie degli spettri. Gli effetti del mezzo di propagazione sono modellati calcolando le funzioni di Green mediante la tecnica dei numeri d'onda discreti in un mezzo 1D (Bouchon, 1981). Il risultato finale consiste nella simulazione di sismogrammi sintetici *broad-band* in campo completo.

Parallelamente Convertito *et al.* (2006) hanno proposto un metodo probabilisticodeterministico per la stima dell'*hazard* sismico associato ad una singola faglia (o sistema di faglie) che consente di superare le limitazioni intrinseche sia del classico approccio PSHA che delle tecniche deterministiche. Da un lato, infatti, l'effetto del terremoto (e la relativa incertezza) viene ricavato simulando il moto del suolo associato ad un numero molto elevato di processi di rottura possibili per la faglia in esame, piuttosto che mediante l'utilizzo di relazioni empiriche predittive del moto del suolo. Dall'altro lato, l'integrazione dei risultati simulazioni nel contesto dell'approccio probabilistico consente di introdurre la variabile *tempo* (in termini di periodo di ritorno e tempo di interesse) negli scenari deterministici.

Mediante la tecnica di simulazione HIC è stato modellato il terremoto dell'Irpinia del 1980 (Ms=6.9). Gli accelerogrammi sintetici prodotti sono stati confrontati con i dati reali, registrati in occasione del terremoto in studio, sia nel dominio del tempo (Figura 1) che della frequenza, con lo scopo principale di validare il modello di sorgente adottato (Bernard and Zollo, 1989). La tecnica di simulazione HIC è stata quindi utilizzata a scopo predittivo simulando la velocità e l'accelerazione del moto del suolo ad una fitta griglia di ricevitori virtuali per diverse combinazioni delle distribuzioni di *slip* finale e dei punti di enucleazione della rottura sulla faglia. Sono state ottenute le mappe di PGA (Figura 1) e PGV e le mappe dei coefficienti di variazione statistica associate. I risultati ottenuti sono quindi stati utilizzati per una stima dell'*hazard* mediante la tecnica di Convertito *et al.* (2006).

2. Attività del secondo anno di progetto.

Nel corso del secondo anno sono stati eseguiti studi di scenario a tre delle quattro aree di studio previste nel progetto: Molise (Task 3), Potenza (Task 5) e Gubbio (Task 6).

2.1. Task 3: Molise.

Sono stati studiati i due eventi principali della sequenza sismica che ha interessato il Molise nel 2002, il terremoto del 31 ottobre 2002 (Mw=5.8) e il terremoto del 1 novembre 2002 (Mw=5.7). Due coppie di sorgenti differenti erano disponibili per i due sismi considerati, la prima derivata da Vallée and Di Luccio (2005) e la seconda proposta da Basili e Vannoli (2005). La prima parte dello studio è consistita nella selezione della coppia di faglie da preferire per le analisi successive. A tale scopo le due coppie di faglie sono state utilizzate per modellare gli accelerogrammi reali disponibili. I risultati ottenuti dallo studio di simulazione, uniti alle informazioni relative al campo macrosismico, hanno consentito di selezionare le faglie proposte da Basili e Vannoli (2005) come sorgenti responsabili dei due terremoti analizzati. In particolare solo tali faglie sono in grado di giustificare l'effetto direttivo verso est che sembra essere presente nei dati analizzati. Una volta individuate le sorgenti, si è passati quindi alla simulazione, mediante la tecnica HIC, degli accelerogrammi sintetici a sei siti per i quali non erano disponibili dati reali: Ripabottoni, Bonefro, Santa Croce di Magliano, Colletorto e San Giuliano di Puglia (2 siti). In figura 2 sono mostrati gli accelerogrammi sintetici simulati ai due siti di San Giuliano di Puglia per i due eventi sismici considerati. Gli accelerogrammi sintetici sono successivamente stati utilizzati da altre UR del progetto S3 come input sismico per lo studio degli effetti di sito. Dettagli ulteriori e approfondimenti sono riportati nel deliverable D7 del progetto S3.

2.2. Task 5: Potenza.

L'attività della UR10 ha riguardato la simulazione mediante la tecnica ibrida HIC del moto forte del suolo alla città di Potenza. Preliminarmente sono state selezionate, tra le faglie del DISS potenzialmente pericolose per la città di Potenza, le tre che potessero presumibilmente causare danni significativi alla città. Per stimare il moto del suolo prodotto a Potenza da un terremoto che avesse luogo su una delle faglie selezionate, sono stati valutati gli effetti di diversi scenari. Gli scenari sono stati prodotti considerando, per ciascuna faglia, le combinazioni di processi alla sorgente derivanti da varie distribuzioni di *slip* finale, velocità di rottura e posizioni del punto di enucleazione. In totale, per la faglia F3 (faglia dell'Irpinia 1980, ITGG007 secondo la notazione del DISS) sono state considerati 6 diversi modelli di slip, 2 velocità di rottura e 30 punti di enucleazione per un totale di 360 diversi processi di rottura simulati; per la faglia F7 (faglia del terremoto di Potenza 1990, ITGG084 secondo la notazione del DISS) sono stati considerati 6 diversi modelli di slip, 2 velocità di rottura e 6 punti di enucleazione per un totale di 72 diversi processi di rottura simulati; per la faglia F8 (faglia di Andretta-Filano, ITGG063 secondo la notazione del DISS) sono stati considerati 6 diversi modelli di slip, 2 velocità di rottura e 36 punti di enucleazione per un totale di 432 diversi processi di rottura simulati. Per ciascuno scenario di rottura alla sorgente è stata simulata la radiazione sismica alla città di Potenza e calcolati diversi parametri strong motion di interesse ingegneristico: PGA, PGV, PGD, massimo di a/v, intensità di Arias e di Housner. Le distribuzioni di tali parametri (un esempio è riportato in Figura 3) sono state caratterizzate dal punto di vista statistico mediante il calcolo di quantità quali valori medio, minimo e massimo, deviazione standard, mediana, moda, 75-mo e 84-mo percentile, così come richiesto dalla UR che, nell'ambito di questo stesso Task, ha provveduto alla stima del danno.

Dettagli ulteriori e approfondimenti sono riportati nel *deliverable D17* del progetto S3.

2.3 Task 6: Gubbio

L'attività preliminare della UR10 nell'ambito del Task 6 è stata svolta in collaborazione con la UR1 ed è stata dedicata all'applicazione delle tecniche di simulazione HIC e DSM (Pacor et al., 2005) per la modellazione del terremoto di Gubbio del 29 aprile 1984 (M5.7) con lo scopo di ricavare informazioni circa la velocità di rottura e la posizione "ottimale" del punto di enucleazione. I risultati ottenuti, in particolare quelli relativi alla velocità di rottura, sono stati utilizzati successivamente nello studio di scenario associato a due strutture sismogeniche proposte dal DISS (ITGG037 e ITGG038) e potenzialmente pericolose per la città di Gubbio. Sono stati simulati in totale 864 differenti processi di rottura alla sorgente per la faglia ITGG037 e 432 per la faglia ITGG038. I siti considerati nei quali è stato simulato il moto del suolo sono stati 3: GBP (nella piana di Gubbio), GBB e GCT localizzati nella città di Gubbio. Come al solito le distribuzioni dei parametri strong motion desunti dai sismogrammi sintetici sono stati caratterizzati dal punto di vista statistico. Nel caso del Task 6 è stato utilizzato l'approccio ibrido statisticodeterministico per il calcolo dell'hazard sismico (Convertito et al. 2006). In particolare sono stati inoltre calcolati, a partire dai sismogrammi sintetici simulati ai tre siti in esame, i valori di accelerazione spettrale (damping 5%) ad 11 periodi prefissati (T=0.0, 0.1, 0.15, 0.20, 0.30, 0.40, 0.50, 0.75, 1.0, 1.5 e 2.0 s) con lo scopo di costruire gli spettri di hazard uniforme (UHS). Sulla base dell'activity rate stimato per le due faglie (6.62x10⁻⁴ anni⁻¹), l'analisi probabilistico-deterministica è stata condotta considerando quattro periodi di ritorno: Tr=20000, 30000, 40000 e 50000 anni il che equivale a supporre che, in media, possano avvenire circa 13 eventi sismici all'interno del periodo di ritorno minore. In Figura 4 è riportato un esempio dello spettro di hazard uniforme calcolato utilizzando l'approccio ibrido per il sito GCT e la faglia ITGG038. Per confronto è anche mostrato il risultato ottenuto mediante il calcolo, secondo un approccio puramente probabilistico, della pericolosità utilizzando, nel caso presente, il modello empirico predittivo di Sabetta e Pugliese (1996).

Dettagli ulteriori e approfondimenti sono riportati nel *deliverable D20* del progetto S3.

Lavori scientifici supportati dal progetto S3

- Ameri G., Cirella, G. Cultrera, A. Emolo, G. Franceschina, F. Gallovič, I. Hunstad, F. Pacor, A. Piatanesi, and E. Tinti (2006). *Effects of directivity on shaking scenarios: an application to the 1980 Irpinia earthquake, M6.9, Southern Italy.* SSA Meeting 100th Anniversary Earthquake Conference, San Francisco, USA.
- Convertito V., A. Emolo, F. Gallovič, and A. Zollo (2005). *Probabilistic-deterministic hazard scenario for the 1980 Irpinia earthquake M=6.9, Southern Italy.* IASPEI – General Assembly, Santiago, Chile.
- Convertito V., Emolo A., and A. Zollo (2006). *Seismic hazard assessment for a characteristic earthquake scenario: an integrated probabilistic-deterministic method.* Bull. Seism. Soc. Am. **96**, 377-391.
- Convertito V., F. Gallovič, A. Emolo, and A. Zollo. *Integrated deterministic and probabilistic strong round motion prediction: application to the 1980 Irpinia earthquake M=6.9, Southern Italy.* AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Emolo A., and F. Gallovič (2005). *Relations between instrumental ground motion parameters and MCS intensity in Italy. Application to the simulated 1980 Irpinia earthquake, M=6.9, Southern Italy.* IASPEI General Assembly, Santiago, Chile.
- Franceschina G., F. Pacor, G. Cultrera, A. Emolo, and F. Gallovič (2006). *Modelling directivity effects of the October 31, 2002 (Mw=5.8), Molise, Southern Italy, earthquake.* Paper number 1424 of the proceedings of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September, 2006.

- Gallovič F. (2006). *Kinematic modeling of strong ground motions*. PhD Thesis, Dept. of Geophysics, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague, Czech Republic.
- Gallovič F., and J. Brokešová (2007). *Hybrid k-squared source model for strong ground motion simulations: introduction*. Phys. Earth. Planet. Int. **160**, 34-50.
- Gallovič F., and J. Burjánek (2007). *Directivity in strong ground motion modelling methods*. Ann. Geophys., in press.
- Gallovič, F., and P. Franek (2007). *Application of synthetic transfer functions to earthquake motion scenario study in the Grenoble valley, French Alps.* Poster presentation at EGU General Assembly, 15 20 April, Vienna, Austria.
- Pacor, F., G. Cultrera, A. Emolo, F. Gallovič, A. Cirella, I. Hunstad, A. Piatanesi, E. Tinti, G. Ameri, and G. Franceschina (2006). *Effects of directivity on shaking scenarios: an application to the 1980 Irpinia earthquake, M6.9, Southern Italy.* Poster presentation at SSA 2006 Fall Meeting, San Francisco, USA.

Bibliografia essenziale

- Basili R., and P. Vannoli (2005). Source ITGG052 San Giuliano di Puglia and Source ITGG053 Ripabottoni. In: DISS Working Group, Database of individual seismogenic sources (DISS), Version 3.0.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M5.5 in Italy and surrounding areas. http://www.ingv.it/DISS/ - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Bernard P., and A. Zollo (1989). *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal fault*. J. Geophys. Res. **94**, 1631-1648.
- Bouchon M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. Bull. Seism. Soc. Am. **71**, 959-971.
- Convertito V., Emolo A., and A. Zollo (2006). *Seismic hazard assessment for a characteristic earthquake scenario: an integrated probabilistic-deterministic method.* Bull. Seism. Soc. Am. **96**, 377-391.
- DISS Working Group (2006). Database of in individual seismogenic sources, version 3.0.2: a compilation of potential sources for earthquakes larger than M5.5 in Italy and surrounding areas. http://www.ingv.it/DISS, © INGV 2005-2006 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – All rights reserved.
- Gallovič F., and J. Brokešová (2007). *Hybrid k-squared source model for strong ground motion simulations: introduction*. Phys. Earth. Planet. Int. **160**, 34-50.
- Pacor F., G. Cultrera, A. Mendez, and M. Cocco (2005). *Finite fault modeling of strong motion using a hybrid deterministic-stochastic approach*. Bull. Seism. Soc. Am. **95**, 225-240.
- Sabetta F., and A. Pugliese (1996). *Estimation of response spectra and simulation of nonstationarity earthquake ground motion*. Bull. Seism. Soc. Am. **86**, 337-352.
- Vallée M., and F. Di Luccio (2005). Source analysis of the 2002 Molise, southern Italy, twin earthquakes (10/31 and 11/01). Geophys. Res. Lett. **32**, L12309.



Figura 1

Modelling dei dati strong motion registrati durante il terremoto dell'Irpinia del 1980. In alto a sinistra: epicentri (stelle) e meccanismi focali associati ai tre segmenti di faglia responsabili dell'evento sismico. I triangoli in blu rappresentano le stazioni accelerometriche che hanno registrato il sisma. I rettangoli in nero rappresentano le proiezioni in superficie dei tre segmenti di faglia. In alto a destra: mappa dei valori medi di PGA (in m/s²) simulati per un evento avente le stesse caratteristiche del terremoto dell'Irpinia del 1980. In basso: esempi di confronto tra gli accelerogrammi simulati (in verde) e i dati reali (in rosso).



Figura 2

Accelerogrammi sintetici simulati mediante la tecnica HIC ai due ricevitori di San Giuliano di Puglia (SGIA e SGIB) per gli eventi sismici del 31 ottobre 2002 (figure sulla sinistra) e del 1 novembre 2002 (figure sulla destra).



Figura 3

Distribuzioni dei parametri *strong motion* calcolati a partire dai sismogrammi sintetici calcolati per la città di Potenza per la faglia F3.



Figura 4

Pannello inferiore. Spettro di *hazard* uniforme in termini di accelerazione spettrale (*damping* 5%) calcolato per il sito GCT usando la componente NS del moto del suolo e per la faglia ITGG038. Ogni curva corrisponde ad un dato periodo di ritorno. La linea in nero rappresenta lo spettro mediano calcolato per ciascuno degli 11 periodi strutturali selezionati. Pannello superiore. Spettro di *hazard* uniforme calcolato utilizzando il modello empirico predittivo di Sabetta e Pugliese (1996).

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

UR 11 - Coordinatore: Gabriele Scarascia Mugnozza (Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza)

La presente relazione costituisce il resoconto delle attività svolte dalla U.R. Roma "La Sapienza" nell'ambito del Progetto S3 sugli scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico. L'attività di ricerca è stata sviluppata secondo due tematiche principali, riferite a due differenti tasks nell'ambito del progetto PS3:

Task 2: Effetti di sito - indagini di RSL in aree interessate da ammassi rocciosi fratturati;

Task 6: Modello geologico dell'area della piana di Gubbio per la caratterizzazione della risposta sismica locale.

1. Indagini di RSL in aree interessate da ammassi rocciosi fratturati

Con riferimento al Task 2, l'attività si è incentrata su due casi di studio selezionati, rispettivamente la dorsale di Cerreto di Spoleto (PG), Alta Valnerina (Umbria), e la dorsale di Monte S.Giovanni Campano (FR), tra le valli dei Fiumi Amaseno e Liri (Lazio).

I due casi prescelti sono accomunati dalle seguenti caratteristiche: 1) sono costituiti da ammassi carbonatici; 2) presentano una morfologia collinare simmetrica, caratterizzata da sommità spianate; 3) sono caratterizzati 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 caratterizzati 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.

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

a) fase conoscitiva: rilevamento geologico e geologico-tecnico, indagini geofisiche di sito e individuazione di locali condizioni predisponenti a fenomeni di amplificazione sismica; b) 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; c) fase interpretativa: integrazione dei risultati delle analisi velocimetriche con gli elementi geologico-tecnici; d) fase sintetica: realizzazione di una carta di RSL, anche mediante verifica dei risultati ottenuti da fonti bibliografiche e dati di danneggiamento pregresso.

Il processo metodologico 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 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 RSL.

I risultati ottenuti 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 un'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, ribadirle 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

Alla luce dei risultati ottenuti, nell'ambito del Task 2, si ritiene necessario il completamento delle indagini sismometriche tuttora in corso presso la dorsale carbonatica di Monte S.Giovanni Campano. Si ritengono necessari inoltre: l'analisi fisica dei fenomeni amplificativi osservati per poterne comprendere le cause fenomenologiche e dunque trasporre in analoghe casistiche la predisposizione a tali fenomeni; l'individuazione e lo studio di ulteriori casi, eventualmente non solo sul territorio nazionale; l'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.

2. Modello geologico dell'area della piana di Gubbio per la caratterizzazione della risposta sismica locale.

In relazione al Task 6 (Gubbio) l'attività è consistita nella ricostruzione del modello geologico-tecnico del bacino di Gubbio (PG) per un'estensione di circa 30 km² ai fini della valutazione degli effetti deformativi sismoindotti nei primi 50 m di sottosuolo. Sono stati condotti, nel periodo Luglio 2005-Maggio 2007, studi specifici che hanno visto sia l'acquisizione dei dati esistenti in letteratura e presso archivi pubblici e privati sia di quelli raccolti con appositi rilievi in situ e prove di laboratorio. Nel dettaglio:

1. per la definizione della geologia di superficie, è stato condotto un rilevamento geologico di terreno;

2. per la ricostruzione della geologia del sottosuolo della piana, sono stati invece raccolti i dati stratigrafici provenienti da indagini geognostiche (prove penetrometriche, sondaggi meccanici e SEV) contenute nei documenti tecnici depositati presso gli archivi del Comune di Gubbio nonché di studi tecnici professionali ed Enti pubblici (ANAS). Inoltre, di fondamentale importanza è stata l'acquisizione dei dati stratigrafici derivanti dai circa 60 sondaggi meccanici eseguiti per conto del Comune di Gubbio nel periodo Settembre 2005-Aprile 2006; questa fase del lavoro ha comportato complessivamente la permanenza in Gubbio di un mese nel periodo Settembre-Ottobre 2005.

I dati complessivamente raccolti sono stati archiviati in un database (vedi fig. 1) opportunamente creato (in formato EXCEL). Sono state definite tre unità litotecniche:, ghiaie e sabbie ghiaose, limi e limi sabbiosi, argille e limi argillosi. In totale sono stati acquisiti ed elaborati dati provenienti da circa 100 verticali d'indagine che hanno permesso la definizione di un modello geologico-tecnico preliminare del sottosuolo. In particolare si è proceduto alla scansione del sottosuolo dell'area indagata, con piani quotati compresi tra 400 m e 500 m s.l.m. (equidistanza 5m), e per ciascuno alla delimitazione dell'estensione areale (contouring) delle differenti unità litotecniche presenti. A queste informazioni si sono aggiunte quelle provenienti da due sondaggi appositamente terebrati nell'area della piana di Gubbio (rispettivamente S1 –stazione RAN Gubbio piana- ed S2 – Vivaio comunale).

Utilizzando i dati ottenuti dalle prove gotecniche di laboratorio, appositamente

eseguite presso il laboratorio del Dip. di Scienze della Terra, e dalle indagini in situ riferite ai sondaggi eseguiti e a quelli inseriti nel database, sono stati assegnati a ciascuna unità litotecnica parametri geotecnici di stato e di comportamento meccanico. L'insieme dei dati acquisiti, stratigrafici e geotecnici, ha consentito poi l'elaborazione di tre colonne di terreno sintetiche rappresentative, relativamente ai primi 50 m dal p.c. e di attribuirvi i rispettivi parametri. Due delle stratigrafie sintetiche sono localizzate in corrispondenza dei sondaggi eseguiti, l'altra, prossima all'abitato di Gubbio (etichettata S3), è definita invece in base alla ricostruzione del modello geologico-tecnico del sottosuolo ivi presente. Queste colonne sintetiche sono state oggetto di analisi 1D (software utilizzato ProShake) di risposta sismica con l'obiettivo di definire l'andamento delle deformazioni di taglio indotte nei terreni compresi nei primi 50 m dal p.c..

L'input sismico utilizzato è quello relativo alle simulazioni 3D effettuate nel corso del task 6, considerando nello specifico le forme d'onda restituite per le due stazioni più prossime ai siti indagati (GBP per S1 e S3 e EU04 per S2).

Le valutazioni di deformazioni di taglio sismoindotte sulle tre colonne di terreno sono state effettuate per ogni sito considerando tre diversi valori di PGA rispettivamente 0.25, 0.15, 0.05 (coincidenti con i tre valori previsti dall'attuale normativa per Zona sismica 2, 3, 4) e assumendo le curve di degrado dei terreni presenti, con tre diverse formulazioni (Vucetic-Dobry 1991, Ishibashi-Zhang 1993, Zhang 2005) per quel che riguarda le unità limoso-argillose, mentre per l'unità delle ghiaie e delle sabbie limose sono state scelte curve di letteratura di materiali simili, in contesti geologici prossimi a quello di studio.

L'andamento delle deformazioni di taglio sismoindotte per il sito S1 mostra un picco di deformazione a circa 15 m, crescente in funzione dei tre diversi valori di PGA assunti. Tuttavia importanti differenze si notano con la profondità a seconda delle curve di degrado scelte. In particolare considerando le formulazioni di Vucetic & Dobry e Zhang rispetto a quella di Ishibashi-Zhang, per pga di 0.15 e 0.25, si nota una sensibile diminuzione dell'entità della deformazione a profondità comprese tra 28 e 40 m in maniera inversa al comportamento compreso tra i 10 e 20 m. Nel sito S2 l'andamento delle deformate risulta molto più omogeneo in tutti e tre casi di PGA considerati e senza grosse influenze dovute alla scelta delle curve di degrado.Inoltre molto limitato risulta in questo caso l'effetto della non linearità sulle deformazioni indotte. Tale situazione è qui spiegabile con l'assenza di forti variazioni di rigidezza con la profondità per mancanza di un bedrock basale che vincola la colonna. Ne risulta dunque un movimento complessivamente uniforme della stessa. Infine, nel sito S3 i risultati delle simulazioni mostrano un andamento delle deformazioni simili al caso S1 con un picco di deformazione a circa 25 m in corrispondenza della presenza del secondo strato ghiaioso. Anche l'effetto non linearità risulta ben marcato soprattutto considerando le curve di degrado di Ishibashi- Zhang.

Le funzioni di amplificazione ottenute nei tre siti per una PGA di 0.25g, considerando le curve di degrado con le formulazioni dei tre diversi autori, mostrano un buon accordo in termini di frequenza di risonanza prossime a 1Hz, con i risultati ottenuti dalle altre misure geofisiche eseguite nel progetto.

Bibliografia essenziale

- Albarello, D., Bosi, V., Bramerini, F., Lucantoni, A., Naso, G., Peruzza, L., Rebez, A., Sabetta, F., and Slejko, D. (2000). Carte di pericolosita` sismica del territorio nazionale. Quaderni di Geofisica, 12, ING.
- Gruppo di Lavoro (2004) Redazione della mappa di pericolosita` 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.
- Ishibashi I. and Zhang X. (1993). Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay", Soils and Foundations, 33(1), 182-191.
- 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.
- 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.
- 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.
- Vucetic, M. and Dobry, R. (1991). "Effect of soil plasticity on cyclic response", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 117(1), 89-107.
- Zhang, J., Andrus, R.D., and Juang, C.H. (2005). "Normalized Shear Modulus and Material Damping Ratio Relationships". Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 131(4),453-464.