GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA
DELLA TERRA SOLIDA

Atti del 32° Convegno Nazionale

Trieste, 19–21 novembre 2013
Palazzo dei Congressi
della Stazione Marittima

Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE

GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

32° convegno nazionale

Trieste

19-21 novembre 2013
Stazione Marittima

ATTI
Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE

GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

32° Convegno Nazionale

Atti - Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

Comitato organizzatore

D. Slejko
D. Albarello
A. Argnani
E. Del Pezzo
M. Dolce
M. Fedi
P. Galli
S. Grimaz
E. Loinger
L. Martelli
A. Masi
G. Naso
R. Petrini
L. Sambuelli
G. Santarato
E. Serpelloni
S. Solarino
U. Tinivella
A. Vesnaver

ISBN 978-88-902101-9-8 collezione completa
ISBN 978-88-902101-7-4 questo volume

A cura di: D. Slejko, A. Rebez, A. Riggio, D. Albarello, M. Dolce, S. Grimaz, L. Martelli, A. Masi, G. Naso

Con la collaborazione di:
M. Bobbio, P. Giurco e L. Riosa

Copertina: M. Sedmach

Impaginazione e stampa:
Mosetti Tecniche Grafiche, Trieste

Finito di stampare nel mese di novembre 2013

www2.ogs.trieste.it/gngts

Alla fine del film "Intrigo a Stoccolma" di Mark Robson, l'organizzatore del premio Nobel dice qualcosa come: "Mi preoccupo ogni anno per l'organizzazione del premio e poi tutto fila sempre liscio" nel frattempo, a sua insaputa, era successo tutto quello che ci si può aspettare in un film d'azione. Così per me è per il GNGTS, anche se è il sedicesimo anno che lo organizzo e nel passato "tutto è filato liscio", temo sempre in avvio che il convegno possa riuscire male, con pochi partecipanti e di scarso interesse. E quest'anno ce ne sarebbe ben stato motivo, visti i finanziamenti sempre scarsi per la ricerca e la concomitanza con altre manifestazioni geofisiche di respiro nazionale tenutesi recentemente.

Invece, anche quest'anno sembrerebbe (condizionale d'obbligo) che la partecipazione sarà nutrita, visto l'alto numero di note ricevute per la presentazione. Sarà merito della città di Trieste, che ospiterà quest'anno la manifestazione, che richiama numerosi partecipanti o saranno gli enigmi, che ogni terremoto propone, che invogliano i ricercatori al confronto, fatto sta che per tre giorni si parlerà di Geofisica e, anche se novità eclatanti non usciranno, conto che tanti ricercatori saranno un po' più ricchi di conoscenza.

Le prospettive, come dicevo, sembrano positive anche stavolta, con un numero di pre-iscritti che un mese prima del convegno ha già superato le 250 unità. Volente o nolente devo pensare al futuro e perciò a lasciare presto in altre mani l'organizzazione di questo convegno: chiudere in bellezza potrebbe essere una saggia soluzione.

La strutturazione del convegno su 3 temi, proposta negli ultimi anni, é stata mantenuta: ci sembra rispecchi le principali discipline geofisiche e risulta di semplice organizzazione. Le presentazioni sono state suddivise nei tre temi generali: Geodinamica, Caratterizzazione sismica del territorio e Geofisica Applicata, che sintetizzano i grandi filoni lungo i quali si articola la ricerca geofisica italiana. Ogni tema, poi, si sviluppa in tre sessioni specifiche con apertura sia alla componente geologica che a quella ingegneristica.

Anche quest'anno è stata fatta la scelta di raccogliere note estese (ma non troppo) a formare gli atti del convegno. Questa scelta, che in parte rinnega quanto si è scritto nel passato a favore dei riassunti estesi, è stata dettata dalla necessità di produrre un volume utilizzabile per la valutazione ufficiale dell'attività scientifica dei ricercatori e degli enti. Poteva essere una scelta azzardata con scarsa partecipazione, viste le recenti valutazioni ANVUR, che avrebbero potuto indirizzare soprattutto i giovani ricercatori a pubblicare su riviste con alto

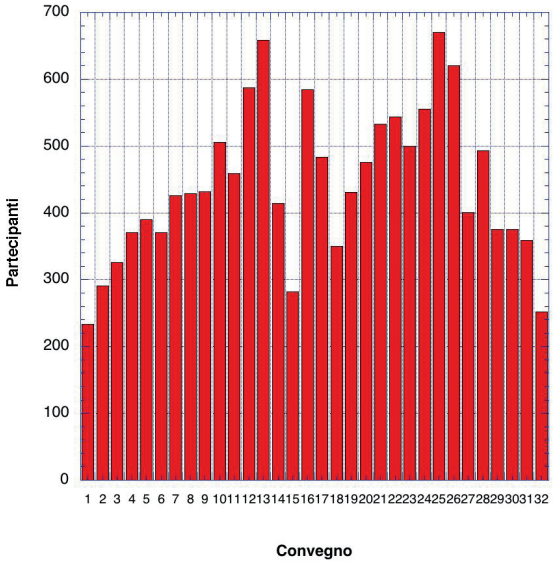


Fig. 1 – Numero di partecipanti ai convegni GNGTS. Il primo convegno si è tenuto nel 1981 e, in seguito, ha avuto cadenza annuale con l'eccezione del 1982. Il numero dei partecipanti all'ultimo convegno è aggiornato ad un mese prima dell'inizio del convegno stesso.

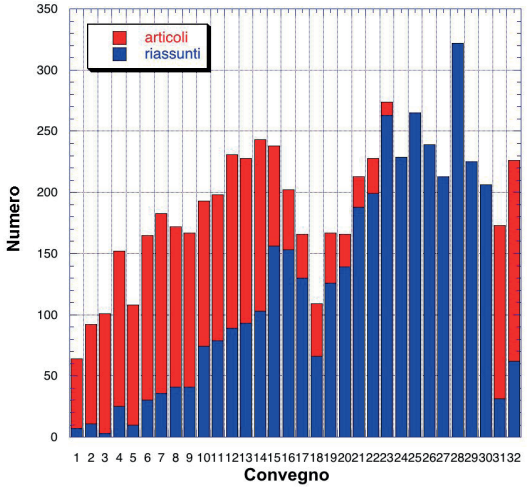


Fig. 2 – Numero di note presentate nei convegni GNGTS. Fino al 2004 è stato pubblicato il volume (dal 1997 sotto forma di CD-Rom) degli atti del convegno contenente in forma estesa le note presentate (barre rosse). In seguito, si è deciso di pubblicare soltanto il volume dei riassunti estesi (barre blu).

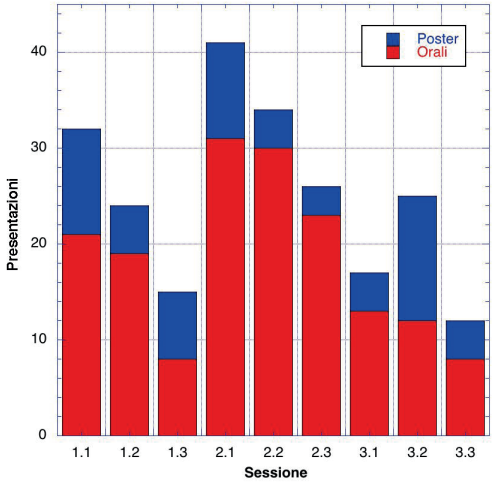


Fig. 3 – Numero di note presentate nelle varie sessioni del 32° convegno. Vengono indicate le comunicazioni orali con il colore rosso e quelle in forma di poster con il colore blu.

Impact Factor: bollino blu dell'eccellenza e panacea per la valutazione o solo parziale criterio speditivo di confronto senza garanzia di qualità? Invece il presente volume raccoglie ben 164 note, delle 226 che verranno presentate al convegno. Si tratta di una percentuale (73%) abbastanza alta che premia la scelta fatta. La produzione di atti di rilevanza scientifica ha determinato la necessità di avviare un processo di referaggio di tutti i testi. I convenor se ne sono fatti carico e, pertanto, risultano responsabili della qualità del materiale presentato. L'aumentata mole di materiale da stampare, rispetto a quella degli anni precedenti in cui venivano prodotti dei riassunti estesi, ha condizionato la scelta di suddividere gli atti in tre volumi, ciascuno dei quali raccoglie le note relative ad uno dei tre temi. Molte note (108) sono in lingua inglese: ciò permette una diffusione del presente volume anche all'estero. Delle 226 note in programma, ben 165 sono destinate alla presentazione orale.

Anche quest'anno alcune sessioni del convegno GNGTS (quelle di Geofisica Applicata) sono state organizzate in collaborazione con la Sezione Italiana EAGE-SEG, che realizza così il suo 13° Convegno Nazionale.

Una segnalazione degna di nota va all'Associazione Geofisica Licio Cernobori, che ha scelto anche quest'anno il convegno GNGTS quale sede per l'attribuzione del premio in memoria di un caro collega ed amico prematuramente scomparso anni or sono.

Un ringraziamento particolare va ai convenor (Dario Albarello, Andrea Argnani, Edoardo Del Pezzo, Mauro Dolce, Maurizio Fedi, Paolo Galli, Stefano Grimaz, Eugenio Loinger, Luca Martelli, Angelo Masi, Giuseppe Naso, Riccardo Petrini, Luigi Sambuelli, Giovanni Santarato, Enrico Serpelloni, Stefano Solarino, Umberta Tinivella e Aldo Vesnaver), che hanno proposto e organizzato le varie sessioni e hanno curato il referaggio dei testi, ed alla Segreteria Organizzativa (Muzio Bobbio, Paolo Giurco e Laura Riosa, oltre ad Alessandro Rebez e Anna Riggio, che firmano con me e con i convenor questi atti), che ha raccolto e preparato tutto il materiale qui stampato. Desidero ringraziare, infine e soprattutto, il Presidente dell'OGS, che ha accolto ancora una volta con entusiasmo e con generosità l'idea di finanziare il convegno GNGTS, nonostante le difficoltà economiche con cui tutti gli enti di ricerca devono scontrarsi.

Dario Slejko

"...cerco qualcosa: un briciolo di conoscenza in questo nostro piccolo grande pianeta. E in me stesso..." L. C. 1989.

PREMIO DELL'ASSOCIAZIONE PER LA GEOFISICA "LICIO CERNOBORI" - 2013

L'**Associazione per la Geofisica Licio Cernobori – AGLC**, nata il 30 ottobre del 2000 per ricordare Licio Cernobori, geofisico prematuramente scomparso, ed il suo entusiasmo contagioso, ha come fine la promozione degli studi geofisici e soprattutto la formazione scientifica e la crescita dei più giovani.

Tale fine è stato perseguito attraverso l'elargizione di un premio di studio presso l'Università di Trieste, aperto anche a laureandi/laureati in Geofisica Applicata di altre università o strutture scientifiche coinvolte in progetti comuni con l'Ateneo di Trieste. Si ricordano i vincitori degli anni passati Giulio Paoli (2001), Sara Cisilin (2002), Marica Calabrese (2003), Manfredi Scozzi (2004), Ivan Gladich (2006), Manuela Zuliani (2006), Andreika Starec (2008), Sara Ferrante (2009).

Oltre all'attività didattica/divulgativa che i componenti dell'Associazione svolgono in diverse occasioni, sono stati finanziati negli anni diversi convegni, scuole, progetti, iniziative, in Italia e all'estero:

- Copie degli Atti del Convegno TRANSALP (Trieste, Febbraio 2003) per le biblioteche universitarie;
- Agevolazioni per gli studenti al Congresso: STRUCTURES IN THE CONTINENTAL CRUST AND GEOTHERMAL RESOURCES (Siena, 24-27 September 2003);
- Sovvenzione di uno studente, Alberto Gaudio dell'università di Urbino per la Scuola di Processing dati sismici marini (Trieste, ottobre 2004);
- Agevolazioni per studenti del terzo mondo alla partecipazione del Workshop IRIS-Orfeus "Understanding and managing information from seismological networks" (Palmanova (UD) 28 Febbraio – 6 marzo 2005);
- Finanziamento di € 400 Euro ad Andrejka Starec (2006), allora studentessa, per garantirle un altro mese presso il TNO (Paesi Bassi) a conclusione della sua borsa e consentirle la conclusione della tesi sullo stoccaggio geologico della CO_2, con la guida di Pascal Winthaegen e del chiar.mo Prof. Rinaldo Nicolich dell'Università di Trieste.
- Finanziamento annuale di € 400 per la partecipazione di un insegnante ai seminari GIFT per gli insegnanti delle scuole elementari e secondarie nell'ambito del convegno dell' European Geosciences Union - Geophysical Information for Teachers (GIFT): Giovanni Banchelli (2007), Pier Paolo Caputo (2008), Giovanni Aglialoro (2009), Francesco Gobbo (2010), Giulia Realdon (2011), Eva Godini (2012), Maria Barbera (2013).

Nell'occasione del decennale (2010) si è istituito un premio per i giovani relatori al Congresso annuale GNGTS, ripetuto nel 2011. Nel 2010 il premio di 2000,00 € è andato alla dottoressa **Marina Pastori**, per il lavoro "***Crustal fracturing field and presence of fluid as revealed by seismic anisotropy: case-histories from seismogenic areas in the Apennines",*** selezionato tra 40 lavori e 8 finalisti, nel 2011 al **dott. Edoardo Peronace**, per il lavoro "***Shallow geophysical imaging of the mt. Marzano fault zone; a kaleidoscopic view through ERT, GPR and HVSR analyses***", selezionato tra 38 lavori e 13 finalisti.

Dal 2012 il premio è stato suddiviso in tre premi di 700,00 €, uno per ciascuno dei Temi del convegno: *Geodinamica, Caratterizzazione sismica del territorio e Geofisica applicata*. I vincitori sono stati:

Lorenzo Bonini, per il lavoro: **"*Comprendere la gerarchia delle faglie attive per migliorare la caratterizzazione sismica del territorio: l'esempio del terremoto di L'Aquila del 2009 (Mw 6.3)*", Rocco Ditommaso,** per il lavoro **"*Risposta sismica delle strutture: dalla non stazionarietà alla non linearità apparente*", Gianluca Fiandaca,** per il lavoro **"*Time domain induced polarization: 2D inversion for spectral information*"**, selezionati tra 31 lavori presentati.

Quest'anno i lavori presentati sono 27. I riassunti e le presentazioni preliminari sono attualmente all'esame delle tre commissioni, che stanno lavorando per scegliere i tre vincitori, che verranno annunciati e premiati nel corso dell'Assemblea del Convegno (20 novembre 2013).

Per altre informazioni, per diventare socio e contribuire a continuare e migliorare le iniziative dell'Associazione per la Geofisica Licio Cernobori – AGLC, http://www2.units.it/cernobor/.

Il Presidente dell'Associazione
Marco Romanelli

Indice

Lectio Magistralis XI

THE CRUST IN ITALY FROM SEISMIC PROSPECTING AND ADDITIONAL INVESTIGATING TECHNIQUES
R. Nicolich XIII

Tema 2 - Caratterizzazione sismica del territorio 1

sessione 2.1 -Pericolosità sismica, vulnerabilità, scenari di scuotimento e di danno 3

EARTHQUAKE FORECASTING MODELS AND THEIR IMPACT ON THE GROUND MOTION HAZARD IN THE MARMARA REGION, TURKEY
A. Akinci, M. Murru, R. Console, G. Falcone, S. Pucci 5

SCORING PROCEDURES FOR PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ASSESSMENT (PSHA): A PRELIMINARY APPLICATION IN THE FRAME OF THE DPC-INGV-S2 PROJECT (2012-2013)
D. Albarello, V. D'Amico, L. Peruzza. 9

SOIL HAZARD ASSESSMENT IN ITALY: SITE-SPECIFIC AND REGIONAL-SCALE ESTIMATES WITHIN THE FRAMEWORK OF THE DPC-INGV S2 2012-2013 PROJECT
S. Barani, M. Vanini, E. Faccioli, R. Paolucci, C. Smerzini, M. Villani, G. di Capua, G. Tarabusi, C. Barnaba, D. Spallarossa, A. Rebez, L. Martelli, A. Piccin, S. Rosselli, L. Peruzza 15

EXPERIMENTAL AND NUMERICAL SEISMIC CHARACTERIZATION OF 'BLOCKHAUS' SHEAR WALLS UNDER IN-PLANE LATERAL LOADS
C. Bedon, M. Fragiacomo, C. Amadio, C. Sadoch 22

GPS HORIZONTAL KINEMATICS PATTERN IN THE ITALIAN PENINSULA
N. Cenni, E. Mantovani, P. Baldi, M. Viti, D. Babbucci, M. Bacchetti, A. Vannucchi 29

LOCAL VS. DURATION MAGNITUDE RELATIONSHIP FOR THE MT. ETNA SEISMIC CATALOGUE
S. D'Amico, E. Giampiccolo, T. Tuvè 34

SYNTHESIS 0.1: BETA RELEASE OF A SYNTHETIC WAVEFORMS REPOSITORY
M. D'Amico, F. Pacor, R. Puglia, L. Luzi, G. Ameri, F. Gallovi, A. Spinelli, M. Rota Stabelli 38

MAPPE PROBABILISTICHE TIME-DEPENDENT DI PERICOLOSITÀ SISMICA ALL'ETNA: PRIMI RISULTATI
S. D'Amico, R. Azzaro, H. Langer, L. Peruzza, G. Tusa, T. Tuvè 45

SEISMIC VULNERABILITY ASSESSMENT AT URBAN SCALE BASED ON FIELD SURVEY, REMOTE SENSING AND CENSUS DATA
C. Del Gaudio, P. Ricci, G.M. Verderame, G. Manfredi 50

MULTIPLE PARAMETER MONITORING AND SEISMIC PRECURSORY PHENOMENOLOGY IN UNUSUAL ANIMAL BEHAVIOUR IN WESTERN PIEDMONT
G. de Liso, C. Fidani, A. Viotto 60

ELECTROMAGNETIC PERTURBATIONS ASSOCIATED WITH M = 5, JULY 21, 2013, ANCONA, ITALY EARTHQUAKE OBSERVED BY CIEN
P. M. Siciliani, C. Fidani, F. Stoppa, G. Iezzi, M. Arcaleni, S. Tardioli, D. Marcelli 66

ANIMAL BEHAVIOUR AND THE ECONOMY BEFORE EARTHQUAKES
C. Fidani 71

PERICOLOSITÀ SISMICA E GENERAZIONE DI ACCELEROGRAMMI PER VERIFICHE SISMICHE SULLE DIGHE
G. Fiorentino, L. Furgani, C. Nuti, F. Sabetta 75

LE CALAMITÀ NATURALI ED IL MERCATO ASSICURATIVO ITALIANO: SOLUZIONI DISPONIBILI, ANALISI COMPARATIVE E PRIME DEDUZIONI
F.T. Gizzi, M.R. Potenza, C. Zotta 80

MORPHOSTRUCTURAL ZONATION AND PATTERN RECOGNITION OF EARTHQUAKE PRONE AREAS IN THE PO PLAIN
A. Gorshkov, A. Peresan, A. Soloviev, G.F. Panza 87

WHERE THE NEXT MAJOR EARTHQUAKE IN THE ITALIAN PENINSULA?
E. Mantovani , M. Viti, N. Cenni, D. Babbucci, C. Tamburelli, A. Vannucchi 94

FUNDAMENTAL PERIOD OF BUILDINGS, SEISMIC SITE RESPONSE AND IMPLICATIONS ON EARTHQUAKE SEISMIC ACTION DEFINITION IN THE SIRACUSA AREA, ITALY
F. Panzera, S. D'Amico, G. Lombardo, E. Longo 103

SEISMIC MEASUREMENTS TO REVEAL SHORT-TERM VARIATIONS IN THE ELASTIC PROPERTIES OF THE EARTH CRUST
D. Piccinini, L. Zaccarelli, M. Pastori, L. Margheriti, F.P. Lucente, P. De Gori, L. Faenza, G. Soldati 110

LA RETE GEOCHIMICA TOSCANA PER LO STUDIO DEI PRECURSORI IDROGEOCHIMICI DELL'ATTIVITÀ SISMICA
L. Pierotti, G. Facca, F. Gherardi 115

SEISMIC AMPLIFICATION MAP FOR SOME AREAS IN THE NORTHERN ITALY
A. Rebez, G. Di Capua, M. Santulin, A. Tamaro 119

RADON AS SEISMIC PRECURSOR IN THE FRAMEWORK OF THE S3 PROJECT
A. Riggio, M. Santulin, A. Tamaro 123

EFFECTIVENESS OF THE N2 METHOD FOR THE SEISMIC ANALYSIS OF STRUCTURES WITH DIFFERENT HYSTERETIC BEHAVIOUR
G. Rinaldin, C. Amadio, M. Fragiacomo 131

SCENARI DI DANNO EMPIRICI E ANALITICI A CONFRONTO CON RECENTI TERREMOTI ITALIANI
F. Sabetta, E. Speranza, B. Borzi, M. Faravelli 136

EFFECTS OF THE RUPTURE DIRECTIVITY ON THE PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD MAPS IN THE SOUTHERN APENNINES, ITALY
E. Spagnuolo, A. Akinci, A. Herrero 142

APPLYING ROBUST SATELLITE TECHNIQUES (RST) TO TIR ANOMALIES MONITORING IN TWO EARTHQUAKES PRONE AREAS OF ITALY: RESULTS OF A ONE YEAR MONITORING EXERCISE PERFORMED IN THE FRAMEWORK OF THE INGV-DPC PROJECT S3
V. Tramutoli, N. Genzano, M. Lisi, G. Sileo, R. Paciello, N. Pergola 146

GROUND-MOTION PREDICTIVE EQUATIONS FOR LOW-MAGNITUDE EARTHQUAKES IN THE CATANIA PROVINCE: THE CASE OF VOLCANIC AREA OF MOUNT ETNA
G. Tusa, H. Langer 153

A SIMPLE EARTHQUAKE SIMULATOR TO EXPLORE THE COEFFICIENT OF VARIATION OF THE RECURRENCE TIME
F. Visini, B. Pace 158

sessione 2.2 - Effetti di sito 165

PRELIMINARY HVSR ANALYSIS IN THE HISTORICAL CENTRE OF FERRARA, NORTH ITALY
N. Abu Zeid, F. Albertin, S. Bignardi, G. Santarato 167

PRELIMINARY RESULTS OF SEISMIC RESPONSE ANALYSES AT "SANTA MARIA DI COLLEMAGGIO" BASILICA (L'AQUILA, ITALY)
S. Amoroso, I. Gaudiosi, G. Milana, M. Tallini 172

SITE EFFECTS IN THE EASTERN PO PLAIN BY MEAN OF WEAK AND STRONG EARTHQUAKES
C. Barnaba, G. Laurenzano, L. Moratto, A. Vuan, M. Romanelli, D. Pesaresi, M. Plasencia Linares, E. Priolo 179

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: MODELLO GEOLOGICO-GEOFISICO E POSSIBILE UTILIZZO DEI RISULTATI FINALI IN AMBITO DI PIANIFICAZIONE E PROGETTAZIONE
A. Boscherini, M. Barluzzi, A. Motti, N. Natali, G. Simone, F. Pergalani 185

ICMS 2008: PROPOSTA DI DISCIPLINA D'USO DEL SUOLO IN ZONE DI INSTABILITÀ
F. Bramerini , G. Di Salvo, M. Giuffrè, Gruppo di lavoro_FAC, Gruppo di lavoro_LQ 191

LA CARTA GEOLOGICO TECNICA PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA
S. Castenetto, G. Naso, M. Coltella, P. Imprescia, M. Moscatelli, A. Pagliaroli, E. Peronace, V. Scionti 195

LA MICROZONAZIONE SISMICA DI PRIMO LIVELLO IN AREE VULCANICHE: L'ESPERIENZA DELLE AREE ETNEE
S. Catalano, G. Romagnoli, G. Tortorici, F. Pavano, G. Sturiale, A. Torrisi, C. Bennici, S. Rosa 202

EFFETTI DI SITO INDOTTI DA VALLI SEPOLTE NELLE AREE PERIFERICHE DEL MONTE ETNA: IL CASO DEL TERREMOTO DI SANTA VENERINA
S. Catalano, S. Imposa, G. Tortorici, A. Torrisi, G. Romagnoli, S. Grassi 209

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 DELLA CITTÀ DI RIETI
A. Colombi, G. Scarascia Mugnozza, G. Martini, A. Paciello, S. Martino, L. Salvatori, S. Hailemikael, V. Verrubbi, A. Peloso, A. Porchia 215

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: ANALISI NUMERICA
M. Compagnoni, F. Pergalani 220

ANALYSIS OF AMBIENT NOISE INSTANTANEOUS POLARISATION FOR SITE RESPONSE CHARACTERISATION
V. Del Gaudio 226

INTEGRATION OF STRATIGRAPHIC DATA WITH HVSR MEASURES FOR STUDIES OF SEISMIC MICROZONATION: THE CASE OF OLIVERI (ME)
P. Di Stefano, D. Luzio, P. Renda, R. Martorana, P. Capizzi, A. D'Alessandro, N. Messina, G. Napoli, M. Perricone, S. Todaro, G. Zarcone 235

IL PERCORSO METODOLOGICO PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA
P. Imprescia, M. Coltella, G. Naso 241

STUDIO SISMOLOGICO PER LA CARATTERIZZAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA DI SITO AI FINI DELLA MICROZONAZIONE SISMICA DI ALCUNI COMUNI DELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA
G. Laurenzano, E. Priolo, C. Barnaba, M.R. Gallipoli, P. Klin, L. Martelli, M. Mucciarelli, M. Romanelli 247

DOVE L'H/V NON ERA MAI GIUNTO PRIMA: IL CASO DI MASSA
E. Lunedei, E. Paolucci, I. Milani, S. Pagliaccia, D. Albarello, P.L. Fantozzi, P. Pieruccini 253

CARTOGRAFIA SPEDITIVA DELL'AMPLIFICAZIONE E DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE NELLE AREE EPICENTRALI DEL TERREMOTO DELL'EMILIA 2012 (M_L=5.9)
L. Martelli, L. Calabrese , G. Ercolessi, P. Severi, G. Tarabusi, D. Pileggi, S. Rosselli, L. Minarelli, F. Pergalani, M. Compagnoni, G. Vannucchi, C. Madiai, J. Facciorusso, V. Fioravante, D. Giretti, M. Mucciarelli, E. Priolo, G. Laurenzano, M. Romani, A. Manicardi , B. Mengoli, C. Ugoletti 262

UN METODO SPERIMENTALE PER LA VALUTAZIONE DELL'OPERATIVITÀ DI UN EDIFICIO STRATEGICO CHE TENGA CONTO DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE
D. Spina, F. Mori, A. Pagliaroli 267

MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 DEL CENTRO STORICO DI ROMA
M. Moscatelli, A. Pagliaroli, M. Mancini, F. Stigliano, A. Colombi 274

MISURE DI SISMICA PASSIVA PER LA CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELL'ARGINE DESTRO DEL FIUME PO
E. Paolucci, D. Pileggi, D. Albarello, F. Guerrini, L. Martelli 284

FAGLIE ATTIVE E CAPACI NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA: DEFINIZIONI E PROCEDURE DI ZONAZIONE
E. Peronace, P. Boncio, P. Galli, G. Naso 293

LA MICROZONAZIONE SISMICA DI UN SITO UNESCO: IL CENTRO STORICO DI SAN GIMIGNANO (SIENA)
G. Peruzzi, E. Lunedei, D. Albarello, P. Pieruccini, D. Firuzabadì, F. Sandrelli, M. Coltorti, P.L. Fantozzi 299

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: ANALISI SPERIMENTALE
E. Priolo, R. de Franco, C. Barnaba, G. Boniolo, G. Caielli, A. Corsi, G. Laurenzano, A. Morrone, A. Motti, P. Ragazzo, M. Romanelli, A. Tento 306

ON THE PERFORMANCES OF SITE PARAMETERS FOR SOIL CLASSIFICATION
R. Puglia, D. Albarello, L. Luzi, D. Bindi, R. Gallipoli, M. Mucciarelli, G. Naso, F. Pacor, E. Peronace 312

DEFINIZIONE DI UN INDICE DI AFFIDABILITÀ DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA BASATO SULLE INDAGINI EFFETTUATE
B. Quadrio, M. Ambrosanio, M. Ioannilli, F. Bramerini, S. Castenetto, G. Naso 317

MICROZONING STRATEGY IN NEAR FIELD AREAS: SOME EVIDENCES AND OPEN PROBLEMS
M.L. Rainone, P. Signanini, G. Vessia 325

GEOTECHNICAL MODEL FOR SANTIAGO DE CUBA CITY
Z.C. Rivera, J. García, D. Slejko, A. Medina 330

PROPOSTE DI INTEGRAZIONE DEGLI ICMS (2008): LE INSTABILITÀ COSISMICHE NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA
V. Scionti, Gruppo di lavoro_FAC, Gruppo di lavoro_LQ 334

sessione 2.3 - Strumenti per la riduzione del rischio 341

INGVTERREMOTI: THE COMMUNICATION IS A RISK, THE SILENCE IS A FAULT
A. Amato, L. Arcoraci, E. Casarotti, V. Lauciani, C. Meletti, C. Nostro, A. Piersanti, M. Pignone, L. Postpischl 343

ANALISI NUMERICHE NON LINEARI PER LA CALIBRAZIONE DI UNA METODOLOGIA SPEDITIVA PER LA LOCALIZZAZIONE E LA VALUTAZIONE DEL DANNO SU STRUTTURE INTELAIATE IN CEMENTO ARMATO
G. Auletta, R. Ditommaso, F. C. Ponzo, C. Iacovino 349

VARIANTE AL PTCP DELLA PROVINCIA DI BOLOGNA IN MATERIA DI RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO
D. Bartoli 355

ATTIVITÀ DI PREVENZIONE SISMICA NELLA REGIONE LAZIO
A. Colombi 362

LA MICROZONAZIONE SISMICA QUALE STRUMENTO DI MITIGAZIONE DEL RISCHIO
A SUPPORTO DELLA PIANIFICAZIONE
R. Cultrone 367

I TERREMOTI DELL'IRPINIA E DEL POLLINO: MEMORIA STORICA, COMUNICAZIONE E PERCEZIONE ATTUALE
TRA GEOETICA E GEOGRAFIA
F. De Pascale, M. Bernardo, F. Muto 375

INDICI DI OPERATIVITÀ PER LA VALUTAZIONE DELLA CONDIZIONE LIMITE DI EMERGENZA (CLE)
M. Dolce, E. Speranza, G. Di Pasquale, F. Giordano, F. Bocchi 382

THE FEBRUARY 16th EARTHQUAKE SEQUENCE IN CENTRAL ITALY, A TOOL FOR IMPROVING
MICROZONATION RESULTS IN THE MUNICIPALITY OF ARPINO
D. Famiani, M. Manuel, G. Milana 389

ATTIVITÀ DI RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO IN GARFAGNANA E LUNIGIANA: ALCUNI RISULTATI
DOPO L'EVENTO DEL 21 GIUGNO 2013
M. Ferrini 396

RIDUZIONE DEL RISCHIO: ESITI DELLA MICROZONAZIONE SISMICA NELLE CARTE E NORME
DEGLI STRUMENTI URBANISTCI
A. Fraulini, A. Manicardi, B. Mengoli, C. Ugoletti, G.P. Mazzetti 402

STUDIO DELLA RISPOSTA DI SITO IN UN AREA DEL VERSANTE MERIDIONALE DEL MT. ETNA
S. Imposa, F. Fazio, S. Grassi, G. Rannisi 409

GESTIONE DEL RISCHIO SISMICO SECONDO UN FRAMEWORK DI ENTERPRISE RISK MANAGEMENT
P. Luraschi. 416

AN ALTERNATIVE APPROACH FOR THE ESTIMATE OF SEISMIC HAZARD: APPLICATIONS TO ITALIAN REGIONS
AND COMPARISON WITH THE PRESENT HAZARD MAPS
E. Mantovani, D. Babbucci, M. Baglione, N. Cenni, V. D'Intinosante, L. Martelli, C. Tamburelli, M. Viti 422

MICROZONAZIONE SISMICA DELL'AREA EPICENTRALE DEL TERREMOTO DELLA PIANURA EMILIANA
DEL 2012 (ORD. 70/2012)
L. Martelli, L. Calabrese, G. Ercolessi, P. Severi, M. Romani, G. Tarabusi , D. Pileggi, S. Rosselli,
L. Minarelli, F. Pergalani, M. Compagnoni, G. Vannucchi, C. Madiai, J. Facciorusso, V. Fioravante,
D. Giretti, M. Mucciarelli, E. Priolo, G. Laurenzano, F. Bramerini, E. Speranza, C. Conte, G. Di Salvo,
M. Giuffrè, M. Zuppiroli, F. Guidi, V. Vona, A. Manicardi, B. Mengoli, C. Ugoletti, L. Ricci 428

AZIONI SVOLTE PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO NELL'AMBITO DEL PROGETTO PILOTA
"OSSERVATORIO AMBIENTALE PERMANENTE DELLA BIODIVERSITÀ" DEL COMUNE DI COLLI A VOLTURNO (IS)
G. Milano 434

VARIATION OF VIBRATION PERIOD OF A RC BUILDING DURING THE POLLINO SEISMIC SWARM
M. Mucciarelli, T.A. Stabile, M.R. Gallipoli, P. Comelli, M. Bertoni 441

CHALLENGING RISK REDUCTION THROUGH EDUCATION AND PREPAREDNESS
G.L. Piangiamore, G. Musacchio, M. Bocchia 446

LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO ATTRAVERSO LE BEST-PRACTICES DELLA RICOSTRUZIONE POST EVENTO:
IL CASO DI RAGUSA IBLA
R. Pirgu, C. Pagano Mariano 452

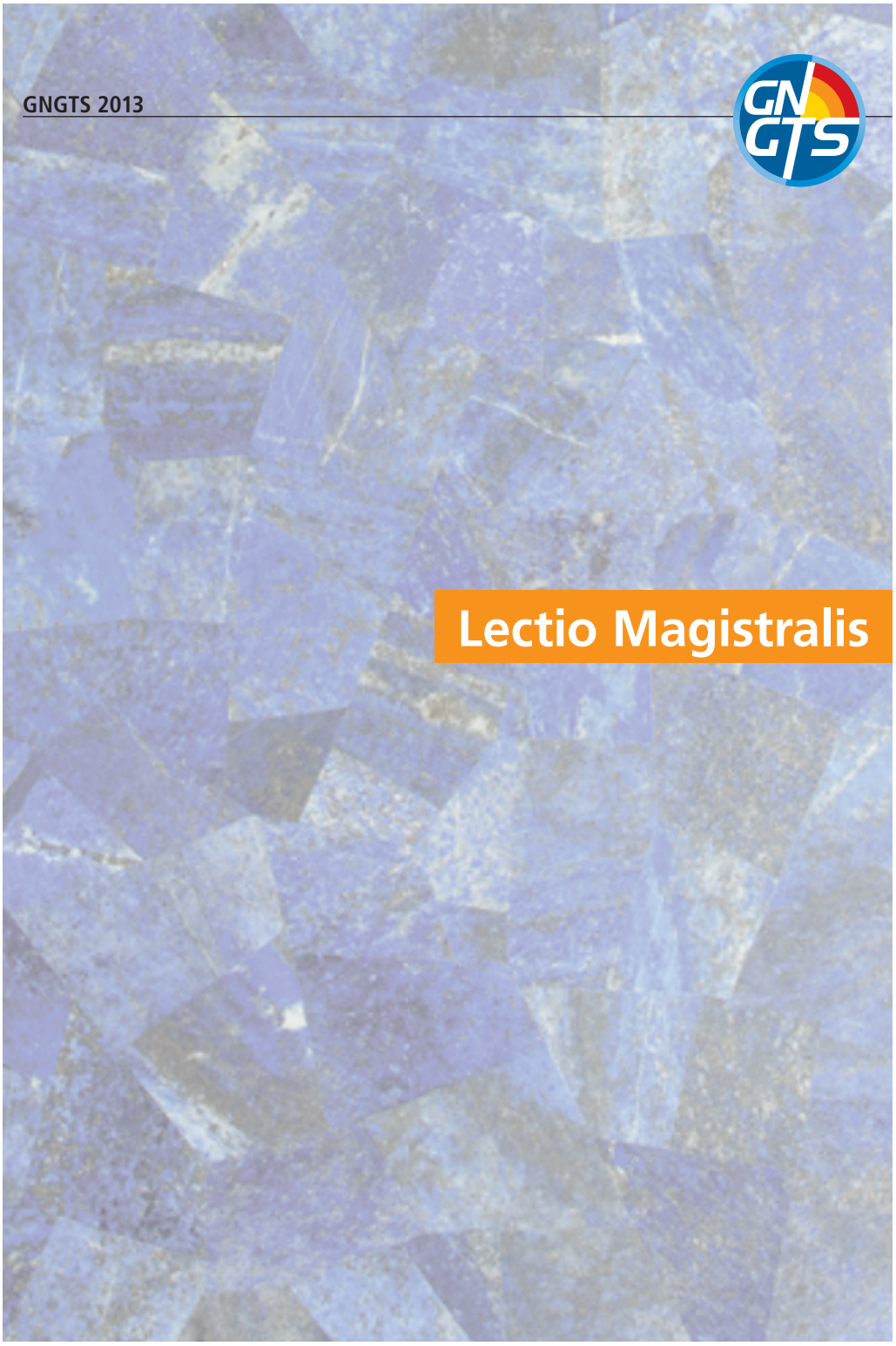
IL MONITORAGGIO SISMICO DELL'ATTIVITÀ DI STOCCAGGIO DI GAS METANO NEL SERBATOIO NATURALE
DI COLLALTO (TV): LA RETE SISMICA DI COLLALTO
E. Priolo, M. Romanelli, M. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, P. Bernardi, L. Moratto. 457

RAPIDA DEFINIZIONE DEL QUADRO DI RISENTIMENTO SISMICO A LIVELLO TERRITORIALE
MEDIANTE STRUMENTI INNOVATIVI BASATI SUL CONTRIBUTO ATTIVO DEL VOLONTARIATO.
PRIMA SPERIMENTAZIONE NEL CORSO DELL'ESERCITAZIONE "SISMA NORDEST" DEL 14 SETTEMBRE 2013
D. Sandron, P. Malisan, S. Grimaz, A. Rebez, F. Di Bernardo, A. Masi, M. Mucciarelli 466

SHORTCOMINGS OF THE CURRENT ASSESSMENT OF SEISMIC HAZARD: EXAMPLES FROM SOME ITALIAN REGIONS
M. Viti, D. Babbucci, M. Baglione, N. Cenni, V. D'Intinosante, E. Mantovani, L. Martelli, C. Tamburelli 474

IN LINE HVSR MEASURE FOR MICROZONATION STUDY
M. Compagnoni, M. Lualdi, F. Pergalani, G. Saccà 480

INDICE DEGLI AUTORI 487



Lectio Magistralis

THE CRUST IN ITALY FROM SEISMIC PROSPECTING AND ADDITIONAL INVESTIGATING TECHNIQUES

R. Nicolich
DIA, University of Trieste, Italy

The near-vertical reflection seismic method was the most appropriate exploration tool utilized in the crustal exploration of Italy and neighbouring Seas with the CROP (CROsta Profonda) project and with similar programs. The method, subsequent to the improvements in data acquisition and processing with increased dynamic range of digital data and more powerful processing software, provides signal easily interpreted in geological terms. To complete the information needed for major geological synthesis a combination of different geophysical investigating techniques were required and added. Significant the wide-angle refraction/reflection method (WAR/R), which yield propagation velocities at depth with greater accuracy. Both reflection and refraction techniques, separately used, supply results which are different in nature though complementary.

Examples of the current interpretation and the open debates about the structure and geodynamics of the crust of the Italian area will be presented with regard to: first, the definition of the seismic nature of the Moho discontinuity, in terms of its position, topography, smoothness and continuity; second, the lower crust contribution in the complexities of the collision mechanisms; third, the presence of decoupling levels within the subducting lithosphere or the intracrustal ones, related to the Neogenic evolution, an insight into the processes that built the geological structures of the upper crust; fourth, what to do and future improvements to crustal exploration.

Active seismic prospecting can give major information in the first 50-60 km of the lithosphere, with limited data quality in the collision zones where the utilization of the receiver functions analysis can help in the precise indication of the positions in the crust-mantle transitions of the colliding plates. The tectonic melange may dominate the thickened crust after collision, making difficult to isolate the different bodies because the physical differences are small. Larger depths are investigated by earthquake hypocentre distribution or by tomographic analysis of teleseismic events, outside of my presentation.

Of interest, the acquisition of wide-angle reflection fans, successfully employed for imaging the complex geometries of the M-interface on collision belts once information was available about an approximate position at depth of the target.

The study of the crust started in Italy with controlled source refraction profiles in the Western Alps in 1956, in replay to requests for international collaboration among the confining countries. Analog recorders were used, and the spacing between stations, the number of the acquired profiles, were related to the availability of instruments and operators (students) from different participating countries. Reliable results were obtained only on the gross changes in crustal thickness and on the main velocity structures, but the data quality increased as years go following the technological evolution (from the initial coffins to the Coca-Cola cans of ALP-2000).

The deep seismic soundings covered the whole Italian Peninsula with profiles integrated with other pertinent geophysical methods. This activity was concluded with the long N-S transect of the European GeoTraverse (EGT) program in 1986 (Ansorge *et al.*, 1992).

We returned to the Alpine chain with reflection seismics updated technologies in joint international multidisciplinary programs, exploring Western Alps in 1985-1986, first with a French-Italian joint venture (CROP-ECORS), followed by a co-operation with the Swiss NRP20 project in the Central Alps. The Eastern Alps were explored from 1999-2000 by partner institutions of Italy, Austria and Germany acquiring data along the TRANSALP profile. In the mean time the CROP venture programmed acquisitions across the Apenninic chain; Sicily was explored in 2009, but with different funding following the CROP-11 solution.

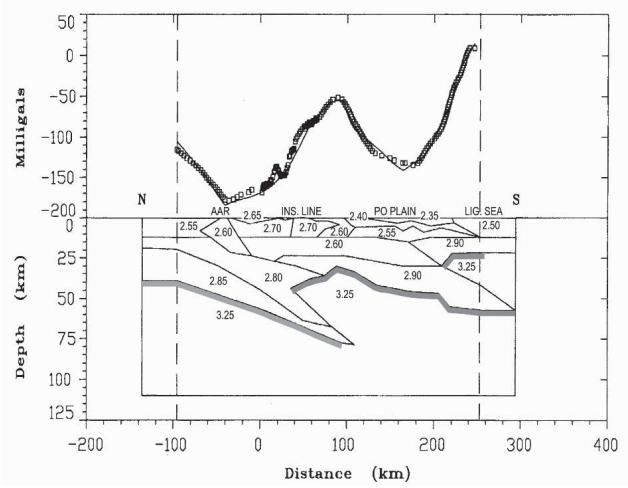


Fig. 1 – The gravimetric model (from Marson *et al.*, 1994) along the European GeoTraverse, crossing the Alps, the Po Plain and the Apennines, down to the Ligurian Sea. The model settles the European Moho at 60 km or more beneath the Po Plain with Adria Moho down-bended to about 40 km by the Apennines overthrust, Apennines here characterized by a vertical Moho uplift. Density values in gr/cm^3.

The deep exploration of the marine areas started in 1988 in the Provenzal Basin (again a CROP-ECORS joint venture) and after covered all the Italian neighbouring seas with CROP and with similar projects (ETNASEIS, SINBUS, PROFILES, IMERSE, ...).

The dynamite source was employed in several transects, but also heavy vibrators were used, for ex. in the narrow mountain valleys, but still adding explosive shots to aid imaging the deepest reflecting markers. The depth penetration of vibroseis signals is turned up to be particularly low in such areas where high-impedance rocks are exposed at the surface. The use of complementary wide-angle acquisitions continued about everywhere with in-line profiling or with fans or again designing cross-lines to enable 3D images extracted from a wide corridor centred on the main profile. The operative parameters employed in the acquisition were modified with the continuous improvements of the recording technologies and the gained experiences, varying the number of the active recording channels, the group intervals, the offsets; all parameters choice limited by the available funding.

The addition of the gravity information with the Bouguer anomalies can help to position the deep basins, the deep roots of the orogenies and of the high density bodies at shallow depths. Both the seismic and gravity interpretation take mutual advantage by iterative use of the two data sets and of the constraints posed to fulfill both observed data. The gravity field can be used to extend the interpretative models beyond the seismic profile and 3D gravity models have been presented to control the laterally variable crustal architecture. In Fig. 1 an example of a gravimetric model, which utilized the seismic information along a sector of the EGT transect from the internal crystalline massif in Switzerland to the Ligurian Sea, crossing the Milano belt, the western Po plain and the northern Apennine arc. The structural setting of the Adria domain results from the convergence of the plate margins producing a foreland-foredeep domain consumed by the advancing neighbouring chains with vertical offset of respective Moho's.

In Fig. 2 an example of wide-angle fan profiling, which were of primary importance for the interpretation of the deep interfaces disclosed in the reflection seismic sections of the CROP-ECORS project (Damotte *et al.*, 1990), revealing a dramatic imbrication of the upper mantle and crust. Organizing the sampling interval of reflectors along the cross sections and the shot-receivers distance in fan to have reflecting points around the critical distance corresponding to the common depth point of the near vertical reflection profile, the wavelet from the base of the crust is known to be very energetic and can be identified by the maximum amplitude signal. The root zone of the chain was outlined down to 55 km depth with the flaking of the lithosphere under the chain in the Briançonnais zone, while the hinterland Moho is raising stepwise from the Po plain up to about 13 km depth, the base of the outcropping rise known as the Ivrea lower crust body.

The exploration of the Alpine chain reached the peak with the TRANSALP transect, which utilized again multidisciplinary approaches: a) seismic multichannel acquisition with vibroseis and explosives, b) a 3D control of the deep structures utilizing a supplementary spread, c) wide-angle profiles, d) gravity measurements with compilation of a new map of cross-borders Bouguer anomalies covering NE-Italy, W-Austria and Bavaria, e) recording of seismological data with a permanent stations network.

Along TRANSALP profile the geophysical/geological models and the reflection seismic images with their well resolved small-scale heterogeneities (Lueschen *et al.*, 2006) have been extended on larger depths by teleseismic "receivers functions", P to S converted signals, illuminating the lithosphere from below which can give information on the main converter, the M-discontinuity, or on wide velocity gradient zone. An example is given in Kummerow *et al.* (2004), where the base of the crust and intracrustal structures in the Eastern Alps are recognized (Fig. 3), confirming the interpretation of the Transalp seismic sections (Castellarin *et al.*, 2006) with a south-dipping polarity of the Europe subducted mantle. It is not so immediate with the initially presented lower resolution teleseismic tomography procedures (Lippitsch *et al.*, 2003), probably with a poor control of the upper crust velocities and heterogeneities and construction of tomographic sections along direction where it is difficult to resolve the laterally variable structures (old, recent).

ALP 2002 experiment came again to WAR/R technique, but with many shots, several profiles and a large number of narrow spaced recording instruments, to complete the investigation of the Eastern Alps and Central Europe (Brückl *et al.*, 2010). The compression between Europe and the indenting Adria microplate generated the tectonic forces for the Dinaric orogeny, active from Cretaceous to Miocene, and for the extrusion and escape of the Eastern Alps towards the unconstrained Pannonian basin. Adria is moving towards north, obliquely thrusting

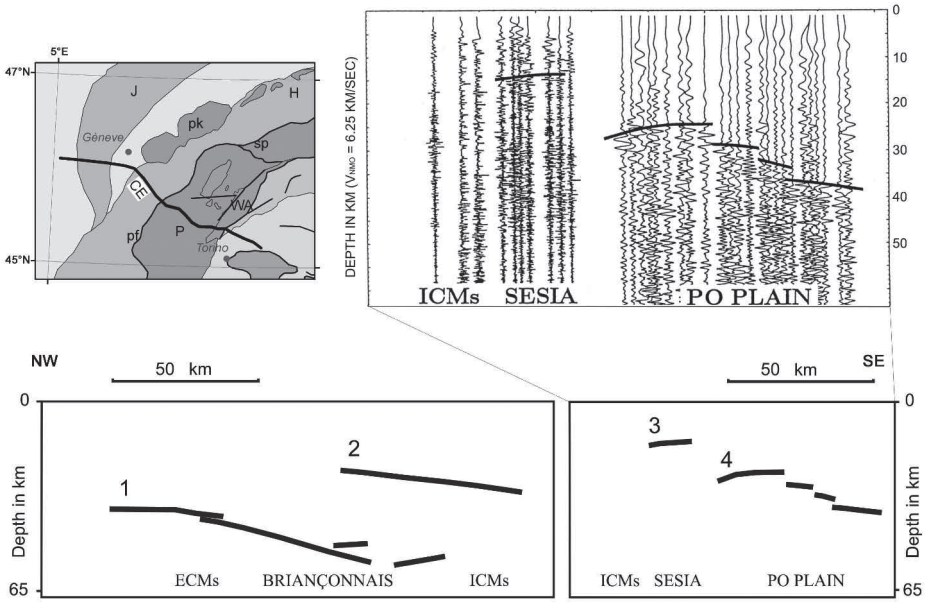


Fig. 2 – An example of the utilization of wide-angle fans with the crustal model and a stepwise M-discontinuity reflection images along a transect from the Po Plain to Gran Paradiso (from Thouvenot *et al.*, 1990, modified), intersecting Sesia-Lanzo zone and Canavese line, which marks the eastern limit of the chain (CE = seismic profile CROP-ECORS). Reflections are picked on the seismic section using a maximum amplitude criterion and traces correlation. ICMs = internal crystalline massif; ECMs= external crystalline massif. At the bottom the crustal scheme with main discontinuities across the whole Western Alpine chain: 1- European Moho, 2- Brianconnais Moho, 3 - base of the Ivrea body, 4- Adria Moho.

under the Pannonian fragment corresponding to the Dinaric chain. The upper crust is here characterized by the Dinaric thrusts (upper plate) moving westwards, opposed by the Istria massive Mesozoic shelf domain, the stable part of Adria that emerge from the Adriatic Sea. Europe is in the position of lower plate beneath Adria overthrust by a Pannonian fragment with vertical offsets of the respective Moho's, in the north; in front of the Adriatic coasts and beneath the Dinaric chain, the Moho surface seems to remain rather smooth and continuous from the foreland to the hinterland and down-bended towards the culmination of the Dinaric chain (Velebit mountains), suggesting that a major decoupling operates at or near the Moho between the Adria and Pannonian and the respective former mantle lithospheres (Šumanovac *et al.*, 2002). The lower crust of Adria probably plays a major role in the definition of the crust structure and evolution. The joint deep reflection seismic profiles with the WAR/R velocities could be the winning solution and give an answer to the role of the Adria indenter in a key area for crucial seismotectonic modelling.

The Adria collision with the Apennines developed from late Miocene to Quaternary. Unlike in the Alps, where a major lithosphere scale fault accounts for vertical offset of the Moho between the upper and lower plate, along the Apenninic chain facing the Adriatic Sea, the Moho surface remain rather smooth and nearly continuous, gently bended, from the foreland towards the Apennine chain and up to the hinterland mantle dome. A major decoupling is operating near the Moho and only the continental lithosphere of Adria seems to be currently involved in the subduction process presently active with a nearly south-eastward directed subduction plane, as proposed by Di Stefano *et al.* (2009) with earthquakes tomography analysis. These authors accept the upwelling of the asthenosphere and the related thermal softening of the crust on the Tyrrhenian side. Therefore the back-arc extension and the asthenosphere upwelling, in addition to the slab pull, constitute the major driving force in the Apennine-Adria collision.

The mobilized and uplifted asthenosphere, a not depleted mantle wedge, can be responsible of the lower crust lamination by magmatic intrusion. The mantle derived magmas releases heat at the base of the crust, induces anatexis in the overlying crustal rocks and produce granitoids melts, quickly migrating towards higher levels (Locardi and Nicolich, 2005). Wide-angle refraction/reflection acquisitions (Giese *et al.*, 1976) across the Tuscany Geothermal Province revealed a peculiar velocity structure with alternate velocity/density variations in the lower crust and a seismic waves propagation velocity not higher than 7.8 km/s, assigned to the Moho discontinuity. Crustal reflection seismic profiles give a well resolved image of the lower crust and of the brittle/ductile transition interval utilizing seismic attributes and the evaluation of strength (Accaino *et al.*, 2006).

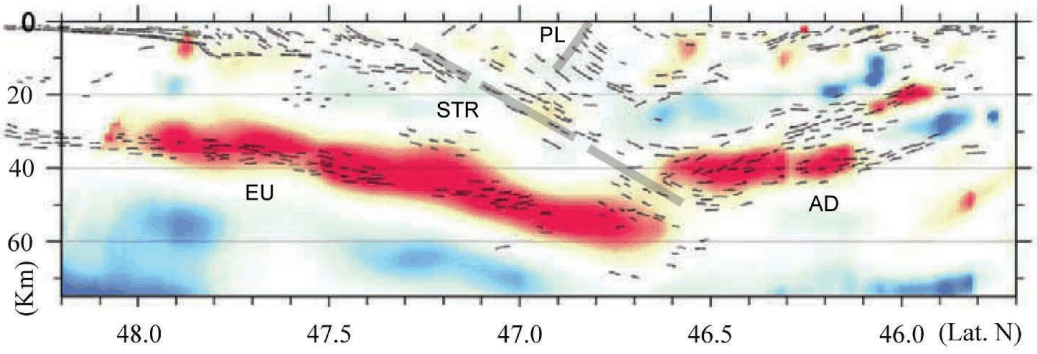


Fig. 3 – Receivers function and combined explosive and vibroseis depth migrated data line drawing along TRANSALP transect (from Lueschen *et al.*, 2006, modified). The presence of decoupling levels (the Sub Tauern Ramp: STR) within the subducted lithosphere poses an insight into the processes that built the geological structures of the upper crust. EU = Europe; AD = Adria; PL = Periadriatic Line.

The reprocessing of the CROP profiles in the region, let us to apply the wave equation datuming technique (Barison *et al.*, 2011; Giustiniani *et al.*, 2013) extracting information previously hidden by approximate static corrections and surface noise. From picked first arrivals, a tomography inversion created a near surface velocity model by iterative ray-tracing and travel time calculations. Then, the wave equation was applied to move shots and receivers to a given datum plane, removing time shifts related to topography and to near-surface velocity variations. Basically, WED is the process of upward or downward continuation of the wave-field between two arbitrarily-shaped surfaces; a process useful to attenuate ground roll, enhance higher frequencies, increase the resolution and improve the signal/noise ratio.

The new outputs show evidence of regional continuity of high amplitude horizons, a better fitting with the surface geological setting and with well data, resembling the local industry investigations; the results confirm the role of overpressured fluids, better define the tectonic setting as well as the contribution to the reflectivity of lithology and of hydrothermal fluids or thermo-metamorphic minerals.

The wave equation datuming is now applied to the SIRIPRO profile crossing central Sicily from the Tyrrhenian Sea to the Sicily Channel. This reprocessing requires large computers, parallel processors, because of the long listening times. The profile was acquired without additional complementary geophysical tools, like new wide-angle experiments, offshore-onshore continuation, … It shows the crustal flexure from the Hyblean foreland towards the Caltanisetta through, accompanied by crustal thinning: from an already thinned crust (around 30 km the Moho depth on coast of the Sicily Channel) to about 16-17 km thickness of the same interval beneath Caltanisetta. North of the collision zone the Maghrebides chain includes units of the African margin in a similar way to the crustal setting in the North-Algeria facing the Algerian basin. It is necessary to better resolve the structures of Maghrebides chain, north of the Caltanisetta through in the collision zone, where a Moho uplift is possible, as confirmed by the gravity anomalies and old deep refraction data. Again a bended continuous crust-mantle interface from hinterland to foreland is suggested, with delaminations and the decoupled mantle lithosphere still locally subducted and recycled in the asthenosphere, but more complex structures cannot be excluded. Moreover, contraction events are currently active at the toe of the North Sicilian margins, possibly accounting for the initiation of a new underthrusting/subduction zone along the southern margin of the Tyrrhenian basin, that will accomodate further convergence between Africa and Europe.

A crustal flexure has been observed moving from the Hyblean domain to the Ionian deep basin, where the crust-mantle transition interval is characterized by a curious high amplitude reflectors in the low frequency band (around 10 Hz). The crustal thinning from the Sicily channel to the Ionian basin across the Malta Escarpment is shown in reflection seismic profiles as well as the presence of a crustal transcurrent fault accounting for a major dextral lateral escape of the Calabria Block during the Plio-Quaternary opening of the Tyrrhenian Sea. The fault separates the eastward thinning continental crust from the deep Ionian domain, which crust is proposed as oceanic from many authors. The interpretation of the seismic data is still under debate and the presence of a wide oceanic domain or of an area still belonging to a distal portion of the North African continental margin cannot be confirmed or plainly denied. Following the exposed Tethian ophiolitic suture (in Albania, Western Greece, Crete, Western Turkey, …) the Tethian ocean has been already recycled within the asthenosphere. The Cretaceous rifting, presently recognized offshore Libia, is a possible origin of the thinning of the crust of a north African margin widely extended in the Ionian Sea with the presence of pull-apart basin up to oceanic openings; once more, the eclogitization of the upper mantle can account for the high velocities and high densities necessary to justify the positive Bouguer anomalies. The tectonic loading of the Africa foreland lithosphere by the Calabrian (and Aegean) arcs is not sufficient to account for the 4 km water depth in the Ionian abyssal plain. Other forces, like slab pull, lateral push of the asthenosphere upwelling in the Tyrrhenian

and Aegean back-arcs are likely to account for the retreat of the deep mantle slabs and must therefore contribute to the decoupling operating close to the Moho. The decoupling of the crust is confirmed by the thrust-top pull-apart basins currently developing above the back-stop of the Hellenic Arc (Wardell *et al*., 2013; Barison and Nicolich, 2013).

The combined utilization of morphological analysis plus high resolution and deep penetration multichannel seismic jointly with OBS for wide-angle recordings and part of a permanent network of seismological station in connection with on land positioned recording points, is the optimum solution for the lithosphere exploration in subduction or collision zones. A first project was Etnaseis with marine and land synchronized operations (Laiglè *et al*., 2000). The SeaHellarc project followed these ideas studying the western continental margin of Peloponnesus. Thales project investigated the Lesser Antilles with European and French funding (Laiglè *et al*., 2013). This area was the target of a complete set of active and passive offshore seismic experiment: multichannel reflection seismic with air gun source organized in the Single Bubble mode, OBS WAR/R seismic profiles, OBS and land permanent seismological stations for earthquakes location, receiver functions analysis imaging the slab top and the LVL. The objective were the geometries of interplate boundary zone constrained from the subduction deformation front and the possible generation of mega-thrust earthquakes.

References

Accaino F., Nicolich R. and Tinivella U.; 2006: *Highlighting the crustal structure of the Tuscan Geothermal Province*. Boll. di Geof. teor. ed appl., **47**, 3, 425-445.

Ansorge L., Blundell D. and Mueller St.; 1992: *Europe's Lithosphere-Seismic Structure.* In: Blundell D., Freeman R. and Mueller St. (eds.) A Continent Revealed, The European Geotraverse. Cambridge University Press ISBN 0-521-42948X.

Brűckl E., Behm M., Decker K., Grad M., Guterch A., Keller GR. and Thybo H.; 2010: *Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps.* Tectonics, **29**, TC2011, doi:10.1029/2009TC002491, 1-17

Barison E., Brancatelli G., Nicolich R., Accaino F., Giustiniani M. and Tinivella U.; 2011: *Wave equation datuming to marine OBS data and to land high resolution seismic profiling.* J. Appl. Geophys., **73**, 267-277, doi: 10.1016/j.jappgeo 2011.01.009.

Barison E. and Nicolich R.; 2013: *Reflection seismic images from OBSs profiling across External Hellenides.* Boll. Geof. teor. appl., in press.

Castellarin A., Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M. and Selli L.; 2006*: Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the Transalp transect)*. Tectonophysics, **414,** 1-4, 259-282.

Damotte B., Nicolich R., Cazes M. and Guellec S.; 1990: *Mise en oeuvre, traitment et présentation du profil plaine du Po-Massif Central*. In: Roure F *et al.* (eds.) Deep Structure of the Alps. Soc. Geol. de France, de Suisse, Ital., vol. spec. **1**: 65-76.

Di Stefano R., Kissling E., Chiarabba C., Amato A. and Giardini D.; 2000: *Shallow subduction beneath Italy: three-dimensional images of the Adriatic-European-Tyrrhenian lithosphere system based on high-quality P wave arrival times*. JGR, **114**, B05305, doi: 1029/2008JB005641.

Giese P., Wigger P., Morelli C. and Nicolich R.; 1981: *Seismische Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Bereich der geothermischen Anomalie der Toskana*. EUR 7578, de MF: pp 1-108.

Giustiniani M., Nicolich R.and Tinivella U.; 2013: *The seismic image of the upper crust of the Tuscan geothermal province from CROP profiles.* Proceedings of Geoitalia 2013 - Session 12, Pisa.

Ismail Zadeh A.T., Nicolich R. and Cernobori, L.; 1998: *Modelling of geodynamic evolution of the Ionian Sea basin*. Computational Seismology and Geodynamic, **30**, 32-50.

Kummerow J. *et al*.; 2004: *A natural and controlled source seismic profile through the Eastern Alps: TRANSALP*. Earth Planet. Sci. Lett., **225**,115-129.

Laiglè M., Hirn A., Sapin M., Bécel A., Charvis P., Flueh E., Diaz J., Lebrun J.-F., Gesret A., Raffaele R., Galvé A., Evain M., Ruiz M., Kopp H., Bayrakci G., Weinzierl W., Hello Y., J.-C. Lèpine, Viodé J.-P., Sachpazi M., Gallart J., Kissling E. and Nicolich R.; 2013: *Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach: Similarities with the Tohoku forearc*. Tectonophysics, **603**, 1-20.

Laiglè M., Hirn A., Sapin M., Lepine J.-C., Diaz J., Gallart J. and Nicolich R.; 2000: *Mt Etna dense-array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing.* J. of Geophys. Res., B9, Solid Earth and Planets, **105**, 21.633-21.646.

Lippitsch R., Kissling E. and Ansorge J.; 2003: *Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography*. J. Geophys. Res., **108,** B8, 2376, ESE 5, 1-15.

Locardi E. and Nicolich R.; 2005: *Crust-Mantle structures and Neogene-Quaternary magmatism in Italy.* Boll. Geof. teor. appl., **46**, 2-3, 169-180.

Lueschen E., Borrini D. Gebrande H., Lammerer B., Millahn K. and Nicolich R.; 2006: *TRANSALP-deep crustal vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps*. Tectonophysics, **414,**1-4, 9-38.

Marson I., Orlando L. and Stoka M.;1994: *Gravity model on the CROP profile*. In: Montrasio A. and Sciesa E. (eds.) Proceedings of Symp. "CROP-Alpi Centrali". Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, vol. spec. **2**,161-169.

Thouvenot F., Senechal G., Hirn A. and Nicolich R.; 1990: *ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps.* In: F. Roure *et al.* (eds.) Deep Structure of the Alps. Soc. Geol. de France, de Suisse, Italiana, spec. vol. **1**: 97-106.

Šumanovac F., Orešković J., Grad M. and ALP 2002 W.G.; 2009: *Crustal structure at the contact of the Dinarides and Pannonian basin based on 2-D seismic and gravity interpretation of the Alp07 profile in the ALP 2002 experiment*. Geophys. J. int. **179**: 615-633.

Wardell N., Camera L., Mascle J., Nicolich R., Marchi M., Anagnostou C., Barison E. and SeaHellarc team; 2013: *The Peloponnesus Continental Margin from Zakynthos Island to Pylos area, Part 2: Structural framework from seismic reflection and morpho-bathymetric data.* Boll. Geof. teor. appl., in press.

Tema 2

Caratterizzazione sismica del territorio

sessione 2.1

Pericolosità sismica, vulnerabilità, scenari di scuotimento e di danno

Convenor: D. Albarello, A. Masi

EARTHQUAKE FORECASTING MODELS AND THEIR IMPACT ON THE GROUND MOTION HAZARD IN THE MARMARA REGION, TURKEY

A. Akinci[1], M. Murru[1], R. Console[2], G. Falcone[1], S. Pucci[1]
[1]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy
[2]Center of Integrated Geomorphology for the Mediterranean Area, Potenza, Italy

Introduction. We calculate the probability of occurrence of earthquakes Mw > 6.5 for individual fault sources in the Marmara region for 5, 10, 30 and 50-year periods (starting from January 1th, 2013) using time-independent and time-dependent earthquake forecasting models. The use of geologic data incorporates the long-term recurrence behavior of active faults and the earthquake recurrence rates of individual fault sources derived from slip rate and magnitude using the characteristic earthquake model (Wesnousky, 1994). In order to express the time dependence of the seismic processes to predict the future ground motions that will occur across the region, we used a Brownian Passage Time (BPT) model (Matthews *et al.*, 2002) that is characterized by a mean recurrence time, uncertainty in the recurrence distribution, and elapsed time since the last earthquake. We also used a methodology based on the fusion of the BPT renewal model with a physical model that considers the earthquake probability perturbation for interacting faults by static Coulomb stress changes (King *et al.*, 1994). We treat the uncertainties in the slip rate, characteristic magnitude and aperiodicity of the statistical distribution associated to each examined fault source, by a Monte Carlo technique. The Monte Carlo samples for all these parameters are drawn from a uniform distribution within their uncertainty limits.

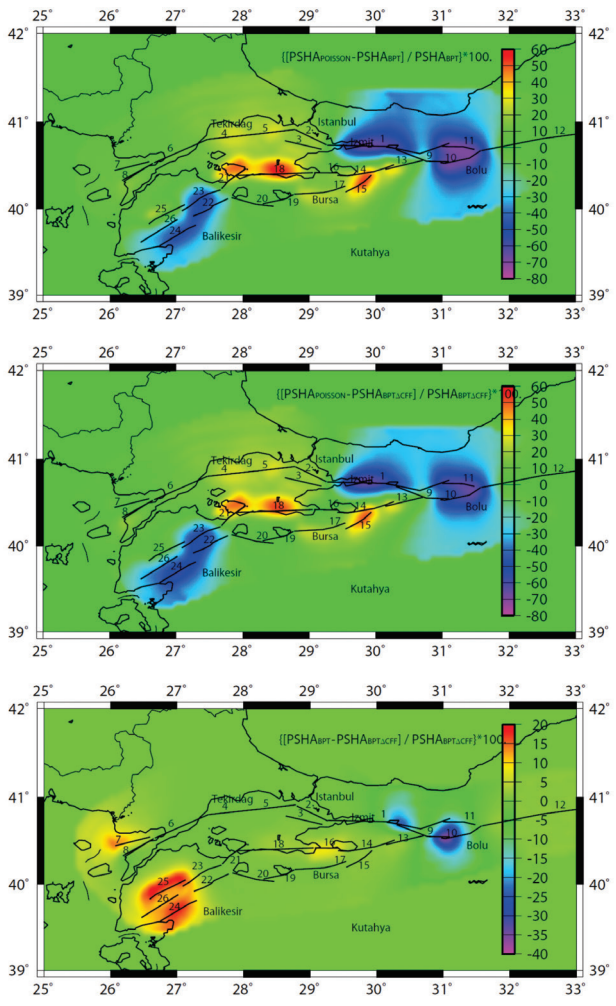
In order to evaluate the sensitivities of the earthquake probability models to ground motion hazard we attempt to calculate the probabilistic seismic hazard in the study region. The probabilistic seismic hazard maps of Marmara region are generated by the same procedure used for seismic hazard assessment in United States (Petersen *et al.*, 2008). We adopted empirical Ground Motion Prediction Equations, GMPEs, for assessing the ground shaking hazard as defined by Akkar and Bommer (2010).

We observed that the impact of the different occurrence models on the seismic hazard estimate is quite high; the hazard may further increase up to 50% or more or may decrease by as much as 50% depending on the selected occurrence model in the selected sites. This difference mostly depends on the time elapsed after the latest major earthquake on a specific fault.

In this study, we give the probabilities of occurrence for the next characteristic earthquake, considering the 10th, 50th and 90th percentiles of the Monte Carlo distribution, over the future 50 years, starting on 1 January 2013, considering the information on used parameter uncertainties in the Marmara region. We then attempt to calculate the fault-based probabilistic seismic hazard maps (PSHA) of mean Peak Ground Acceleration (PGA) having 10% probability of exceedence in 50 years on rock site condition from those three forecasting models. Finally, we demonstrate the earthquake occurrence model uncertainty, and the sensitivity of the ground motion hazard for different earthquake recurrence models reporting those of the percentage ratio between the Poisson, BPT and BPT+ΔCFF models.

Tectonic setting. The Marmara region is located at the western end of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). NAFZ splays into three strands in the Marmara region (Barka 1991). The lack of macro-seismicity is located between the 28°-29° longitudes which correspond to the northern border of the Marmara Sea (Ambraseys, 1970; Stein *et al.*, 1997). This gap has a length of 150 km and is therefore capable of generating an earthquake with magnitude similar to that of the Izmit earthquake (Hubert-Ferrari *et al.*, 2000; Parsons *et al.*, 2000). The return period for large earthquakes south of Istanbul varies between 100-1000 years depending on the magnitude of earthquakes and the considered slip rates (GPS=15 mm/y; geological=2-4 mm/y). The latest major large earthquake on this segment was probably in 1509 AD, (intensity, IX).

Stein *et al.* (1997) showed the earthquake-induced Coulomb stress changes on adjacent fault segments. Application of this technique to evaluate the effect of the recent Kocaeli earthquake (1999, M_w=7.4) on neighboring faults, shows an area of increased stress to the east, including the Düzce fault which ruptured just after the Kocaeli earthquake (12 November, 1999, M_w=7.2). To the west, both the 80 km-long Yalova segment, southeast of Istanbul, and the Northern Boundary fault, immediately south of Istanbul, may be close to failure (Hubert-Ferrari *et al.*, 2000). In spite of active morphological expressions along the middle strands from the Mudurnu valley (from the 1967, M_w=7.2, earthquake) to the Aegean Sea, there are only a few possible earthquakes for the last 1000 years which can be associated with this strands. Thus, almost the entire middle strands can be considered as a potential site for large earthquakes. Together with that during the last two centuries, the greatest part of the southern strands has been ruptured as a result of large earthquakes. However, two possible seismic gaps still exist; the Pazarkoy-Edremit gap (60 km long with a double bend geometry separated from the 1953, M_w=7.1 rupture segment by about 12 km wide restraining stopover), and the Yenisehir gap (has a pull-apart geometry). This branch also shows a larger cluster of seismicity near the fourth biggest city of Turkey, Bursa. The area demonstrates several typical aspects of the regional seismotectonic activity and has been subjected to several large earthquakes in the last centuries (28/02/1855, M_w=7.4 and 11/04/1855, M_w=6.8).



Besides very high earthquake hazard, the earthquake risk in those cities has been increasing steadily due to overcrowding, improper land-use planning and construction, inadequate infrastructure and services, and environmental degradation. Because of the real earthquake threat in the Marmara region, the need for seismic hazard studies has become progressively more important for earthquake engineering applications. Recently, seismic hazard in Istanbul has been estimated using probabilistic methods (Atakan *et al.*, 2002; Erdik *et al.*, 2004).

Fig. 1 – It represents the ratio between the 50th percentiles PGA seismic hazard for **a)** Poisson and BPT (%10 in 50 years) **b)** Poisson and BPT+ΔCFF (%10 in 50 years), **c)** BPT and BPT+ΔCFF (%10 in 50 years) calculated using the fault segments only. In red: positive amplifications. In blue: negative amplifications. Black lines represent the surface ruptures of each fault numbered as in Tab. 1.

Probability of occurrence for the fault segmentation in the Marmara region. We calculated the probability of occurrence for the fault segmentation in the Marmara region using the Poisson model for time intervals of 5-10-30 and 50 years starting from January 1, 2013. These probabilities are shown in Tab. 1. We note that the maximum values of the Poisson probability are on those faults that have a high long-term slip rate value. This value has an influence on the mean recurrence time and consequently high values of slip rate reduce the inter-event time. In fact if we examine the latest two events occurred in the Marmara region on the Izmit (August 17, 1999, M_w7.4) and Duzce (November 12, 1999, M_w7.1) faults, we will note on these fault sources two of the highest Poisson values. For both faults the value of long-term slip rate is equal to 15±3 mm per year.

The BTP probability is larger than the Poisson probability in the case when the characteristic event has occurred long time ago and the elapsed time is closer to the inter event time. If we consider the 50th percentile for the next 50 years, the largest values will be for West Marmara and Cinarcik faults, in the northern part of Marmara Sea, near the city of Istanbul. For Iznik fault, whose latest event is reported in 121 AD, if we consider the 50th percentile we will obtain for the next 50 years, a BPT probability equal to 8.01% with respect to a 3.78% Poisson probability. The larger value for the BPT time-dependent model is explained by the very long time elapsed after the latest characteristic event on this fault. The BPT probabilities for the Izmit and Duzce faults are lower than the Poisson values due to the short elapsed time (14 years) after the occurrence of their last characteristic events.

The time–dependent hazard rate obtained by the BPT distribution on each fault is successively modified by the inclusion of a permanent physical effect due to the Coulomb static stress change caused by failure of neighboring faults since the latest characteristic earthquake on the fault of interest. We treat again in this step the uncertainties in the recurrence time, co-seismic slip, and magnitude, by a Monte Carlo technique, related to each fault. The Monte Carlo samples for all these parameters are drawn from a uniform distribution within their uncertainty limits. The probability values for Cinarcik, and South Cinarcik show a small difference (±1%) between the two models. This variation is due to a positive (Cinarcik) or negative (South Cinarcik) fault interaction. The largest difference between the two models is visible on the North Saroz fault. In this last case, the BPT probability is larger (22.6%) than the BPT probability with interaction (16.5%).

Implications on the probabilistic seismic hazard maps. We also demonstrate the earthquake occurrence model uncertainty, and the sensitivity of the ground motion hazard for different earthquake recurrence models. Fig. 1a, b and c reports the percentage ratio between the seismic hazard computed with the three earthquake occurrence models (Poisson, BPT and BPT+ΔCFF models, respectively). It is presented as a relative difference in percentage, computed as:

$$[PSHA_{model1} - PSHA_{model2}] / PSHA_{model2} * 100.$$

In generally, the PSHA results based on the time-independent and time-dependent earthquake occurrence models display the effect of the fault recurrence rate and the regency of fault rupture by drastically reducing hazard levels along the eastern part of the North Anatolian Fault Zone by up to 50% nearby Izmit (1), Duzce (11), Gonen (22), Biga (23) and Pazarkoy (24) areas. The strongest effect may be caused by the recurrence rates and the lapse time ratio of the faults and rarely by the maximum magnitude since the models associate same magnitudes to each fault. The areas affected by the recurrence rate change get larger and/or bigger in the time-dependent earthquake occurrence model than the time-independent one. The faults where the BPT probabilities are smaller than the Poisson ones can easily be seen in Fig. 1a, b and c; areas with blue color indicate the decrease in the seismic hazard in terms of ground accelerations. The seismic hazard around faults number 1, 10 and 11 decreases strongly from 0.55 to 0.25 g (up to 50% of change) when the earthquake occurrence model changes from the

Poisson to the renewal models, respectively. For faults 15, 18 and 21 seismic hazard increases up to 50% when the renewal models are chosen for the hazard calculation.

Between models BPT and BPT+ΔCFF, the effectiveness of the model chosen is lower at the PGA estimation; the increase is up to 20% and the decrease is up to 30%. The areas affected by the model chosen are much smaller but approximately at the same geographic points except for the North Saros Fault (7). At Southern North Anatolian Fault Strands; Pazarkoy (24), Can (25) and Ezine (26) of and the North Saros (7) fault we observed 5% and 10% of increase in the seismic hazard due to the positive fault interaction, respectively.

Tab. 1 – Marmara Fault segmentations and the calculated probabilities of occurrence together with the elapsed time ratio on the fault (lapsed-time / recurrence time), for a 50-year period of time (2013–2063) according to the Poisson, BPT and BPT with a stress interaction models for each fault segment of the Marmara region. The probability values related to 50th percentile are shown in the table.

#	Fault name	M_w	Elapsed Time	Elapsed Time Ratio	Poisson 50 year prob. 50th percent.	BPT 50 year prob. 50th percent.	BPT+ΔCFF 50 year prob. 50th percent.
1	Izmit	7,4±0,2	14	0.12	3.61E-01	5.40E-03	5.79E-03
2	Cinarcik	7,0±0,2	119	0.88	3.29E-01	5.50E-01	5.55E-01
3	S. Cinarcik	6,8±0,2	259	1.04	1.95E-01	3.59E-01	3.45E-01
4	C. Marmara	7,2±0,2	247	1.27	2.23E-01	4.18E-01	4.19E-01
5	W.Mar.	7,2±0,3	457	2.92	2.82E-01	5.32E-01	5.33E-01
6	Ganos	7,4±0,2	101	0.47	2.16E-01	2.66E-01	2.67E-01
7	N. Saros	7,1±0,2	120	0.49	1.88E-01	2.26E-01	1.65E-01
8	S. Saros	7,1±0,2	154	0.62	1.83E-01	2.64E-01	2.79E-01
9	Mudurnu	7,2±0,2	46	0.23	2.32E-01	1.21E-02	1.17E-03
10	Abant	7,2±0,2	56	0.22	1.85E-01	2.13E-03	3.88E-03
11	Duzce	7,1±0,2	14	0.09	2.78E-01	4.11E-02	4.11E-02
12	Gerede	7,5±0,2	69	0.42	2.53E-01	2.61E-01	2.53E-01
13	Geyve	7,0±0,3	717	2.45	1.59E-01	3.32E-01	3.08E-01
14	Iznik	7,4±0,3	1892	1.47	3.78E-02	8.01E-02	7.60E-02
15	Yenisehir	6,8±0,3	948	2.11	1.05E-01	2.19E-01	2.12E-01
16	Gemlik	6,8±0,2	158	0.40	1.53E-01	1.88E-01	1.50E-01
17	Bursa	6,8±0,2	163	0.91	2.51E-01	4.32E-01	4.33E-01
18	S. Marmara	7,1±0,3	457	0.87	1.15E-01	2.19E-01	2.09E-01
19	Kemalpasa	7,4±0,2	158	0.14	2.09E-02	4.72E-10	1.06E-09
20	Manyas	6,9±0,2	49	0.32	3.44E-01	4.04E-01	3.99E-01
21	Bandirma	7,0±0,3	1890	3.24	1.02E-01	2.12E-01	2.12E-01
22	Gonen	7,1±0,2	60	0.12	9.83E-02	9.46E-04	6.25E-04
23	Biga	7,0±0,2	44	0.10	1.21E-01	1.16E-03	1.24E-03
24	Pazarkoy	6,8±0,2	69	0.21	1.77E-01	7.76E-02	6.20E-02
25	Can	7,0±0,2	276	0.61	1.12E-01	1.65E-01	1.32E-01
26	Ezine	7,0±0,2	187	0.29	7.93E-02	2.89E-02	2.80E-02

Acknowledgements. This work has been partially supported by the MARSite (Marmara Supersite) "New Directions in Seismic Hazard Assessment through Focused Earth Observation in the Marmara Supersite", European Integrated Project, THEME-ENV.2012.6.4-2 (Long-term monitoring experiment in geologically active regions of Europe prone to natural hazards: the Supersite concept), Grant Agreement No: 308417.

References

Akkar S. and Bommer J.J.; 2010: *Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean, and the Middle East*.Seismol. Res. Lett., **81 (2)**, 195–206.

Ambraseys N.; 1970: *Some characteristic features of the Anatolian fault zone*, Tectonophysics, **9**, 143-65.

Atakan K, Ojeda A, Meghraoui M, Barka AA, Erdik M, Bodare A.; 2002: *Seismic hazard in Istanbul following the 17 August 1999 Izmit and 12 November 1999 Duzce earthquakes*. Bull Seism Soc Am, **92**, 466–82.

Barka A.A.; 1992: *The North Anatolian Fault Zone*, Ann. Tecton., **6**, 164–195.

Erdik M., Demircioglu M., Sesetyan K., Durukal E., Siyahi B.; 2004: *Earthquake hazard in Marmara Region,Turkey*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, **24**, 605-631.

Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B., Barka A.; 2002: *Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey, J. Geophys. Res.,* **107(B10)**, *2235,* doi:10.1029/2001JB000393.

King G. C. P., Stein R. S., Lin J.; 1994: *Static stress changes and the triggering of earthquakes*, Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 935–953.

Matthews M. V., Ellsworth W. L., Reasenberg P.A.; 2002: *A Brownian model for recurrent earthquakes*, Bull. Seismol. Soc. Am., **92**, 2233–2250.

Parson T., Toda S., Stein R.S., Barka A., Dietrich J.H.; 2000: *Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: an interaction-based probability calculation*, Science, **288**, 661-665.

Petersen M. D., Frankel A. D., Harmsen S. C., Mueller C. S., Haller K. M, Wheeler R. L., Wesson R. L., Zeng Y., Boyd O. S., Perkins D. M., Luco N., Field E. H., Wills C. J., Ruksatles K. S.; 2008:. *Documentation for the 2008 update of the United States national seismic hazard maps*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., **2008–1128**,60 pp.

Stein R., Barka A., Dieterich J.; 1997*: Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering*, Geophys. J. Int., **128**, 594-604.

Wesnousky S. G.; 1994:*The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?, Bull. Seismol. Soc. Am.,* **84**, 1940-1959.

SCORING PROCEDURES FOR PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD ASSESSMENT (PSHA): A PRELIMINARY APPLICATION IN THE FRAME OF THE DPC-INGV-S2 PROJECT (2012-2013)

D. Albarello[1], V. D'Amico[2], L. Peruzza[3]

[1]Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi di Siena, Italy
[2]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sez. di Milano, Italy
[3]Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy

Introduction. The probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) aims providing forecasts about possible seismic occurrences (in terms of any ground motion characteristic) by accounting for their inherent "aleatory" character. However, a number of alternative co-existing alternative computational schemes, each "ex-ante" plausible and internally consistent but resulting in quite different hazard evaluations (see, e.g., Pace *et al.*, 2011). In general, uncertainty relative to the presence of alternative computational models is defined as "epistemic" (SSHAC, 1997).

Thus, distinction between epistemic and aleatory uncertainty only has an heuristic value: while the last one is accounted within each PSHA procedure by the introduction of a suitable stochastic modelling of relevant processes, accounting for epistemic uncertainty requires a sort of meta-analysis with respect to each single procedure. This meta-analysis is mandatory since the presence of different PSHAs for the same area poses a number of problems to stake-holders responsible for political decisions and risk reduction strategies. This analysis should have two possible aims: selecting plausible procedures and combining the plausible ones to obtain "comprehensive" estimates accounting for both aleatory and epistemic uncertainty. In the following both aspects will be discussed in the frame of a coherent probabilistic formulation of the problem.

Comprehensive seismic hazard curves and scoring. A generic *i-th* procedure for PSHA (including the computational scheme and the relevant pieces of information considered for the assessment) is denoted by H_i. We assume that M of such procedures actually exist and that this set includes all the possible (proposed). Each hazard estimate relative to a ground shaking

parameter *g* (peak ground acceleration, response spectrum ordinate, macroseismic intensity, etc.) deduced by applying the *i-th* procedure can be considered as a conditional probability in the form $P(g|H_i)$. This conditional probability parameterizes aleatory uncertainty managed by the *i-th* procedure. In this context, the unconditional hazard estimate $P(g)$ can be given in the form

$$P(g) = \sum_{i=1}^{M} P(H_i) P(g|H_i) \qquad (1)$$

with the condition $\sum_{i=1}^{M} P(H_i) = 1$ where the probability $P(H_i)$ is the degree of belief associated to the procedure H_i. This last condition implies that at least one PSHA procedure exists among the M considered, that can be considered a reliable one.

It is worth to note that the distribution $P(g)$ preserves its meaning of a probability distribution (over the proper domain of g values) and also accounts for epistemic uncertainty associated to the presence of a multiplicity of PSHA procedures: it represents a "comprehensive" hazard curve. This curve is not affected by uncertainty: it represents overall uncertainty about future seismic occurrences.

By considering the definition of unconditional PSHA estimate in Eq. (1) and being each term $P(g|H_i)$ entirely defined in the frame of the *i-th* computational scheme H_i, the development comprehensive PSHA outcome $P(g)$ relies on the definition of the values to be attributed to $P(H_i)$. Assessment of these values can be addressed as the "Scoring" PSHA procedures. This can be achieved basically in two ways. The first one is "ex-ante", that is by considering inherent properties of the PSHA procedure, their internal robustness of their coherency with current knowledge about underlying physical process evaluated by panels of scientists. The second procedure is "ex-post" and consider a comparison of PSHA models outcomes ("forecasts") with observations: being incorrect to use the term "validation" for this kind of meta-analysis (Oreskes *et al.*, 1994), the term "Testing" should be preferred for this kind of procedure. The problem of judging heuristic value of competing models (being probabilistic or not) is quite general and has been also addressed by Lipton (2005). A major conclusion is that, despite of the fact that *ex-post* tests based on the comparisons of "forecasts" and observations cannot be judged as inherently better, these can be considered as more "robust" against "fudging". The typical example of ex-ante scoring is the so-called "logic-tree" approach based on the combination of expert judgments about single elements of the considered PSHA procedure (e.g., SSHAC, 1997). An example of "ex-post" approach are empirical testing procedures (e.g., Beauval, 2011).

Despite of their strong differences and backgrounds, "ex-ante" and "ex-post" approaches can be seen as complementary in the frame of a Bayesian view.

In the case that a testing set of *S* occurrences e_S is known (the "evidence" *E*), the "ex-post" degree of belief in the *i-th* procedure can be expressed in terms of the conditional probability $P(H_i|E)$ given by

$$P(H_i|E) = \frac{1}{P(E)} P^*(H_i) P(E|H_i) \qquad (2)$$

where $P^*(H_i)$ is the prior degree of belief associated to H_i and corresponds to the *ex-ante* evaluation. The term $P(E|H_i)$ represents the likelihood of the evidence *E* in the case that the H_i model holds. This term actually represents the probability that the model H_i associates to the evidence *E*: in other terms it represents the "forecast" of the model about that specific scenario. The term $1/P(E)$ is a simple normalization factor. In the case that *M* mutually exclusive competing PSHA models exist and that this set is complete, one has

$$P(E) = \sum_{i=1}^{M} P^*(H_i) P(E|H_i) \qquad (3)$$

This formalization enlightens a basic aspect, i.e. the fundamental role played by the likelihood $P(E|H_i)$ to perform relative evaluations of the competing models. It also puts in evidence that *ex-ante* evaluations $P^*(H_i)$ could play an important role but they are not sufficient to judge the relative feasibility of the model under study.

A possible straightforward way to determine the likelihood function $P(E|H_i)$ is the one considered by Albarello and D'Amico (2008) and many others. Given the PSHA computational model H_i and the set of sites $E_{\Delta t^*}$ where ground shaking has been monitored during the control interval Δt, the model's Likelihood L_i can be estimated from the control sample $E_{\Delta t^*}$. If the events e_s are mutually independent (in the PSHA computational model considered) and if, over the duration of the control period, a total of N out of S sites have experienced ground shaking $>g_0$, then we have

$$P(E|H_i) = \left[\prod_{s=1}^{N} P(e_s|H_i)\right]\left\{\prod_{s=1}^{S-N}\left[1-P(e_s|H_i)\right]\right\} \quad (4)$$

Of course one should account that several possible combinations sites/events may exist that result in the same configuration of the available evidence: all sites characterized in H_i by the same exceedance probability are equivalent. By taking this into account, when the probabilities $P(e_s|H_i)=P$ are equal, the number of such equivalent configurations will be the binomial coefficient $C=N^*!/(N^*-S)!S!$. Then the Likelihood L_i will correspond to the Binomial probability density with parameters N^*, S and P. The binomial coefficient makes possible the comparison of likelihoods relative to different amounts of data considered as Evidence.

It is worth to note that likelihood could be also considered to evaluate the "absolute" heuristic potential of the H_i model (testing): when its value is lower than any minimum threshold (0.05 to say) the relevant model could be considered as "unreliable" and the relevant contribution can be discarded in computing the comprehensive hazard curve. Other possibilities exist for testing any PSHA procedure against the evidence E (e.g., Schorlemmer *et al.*, 2007). Counting is one of these procedures. In this case, a binary variable $e_s(g_0)$ is defined which assumes the value of 1 in the case that during the time interval Δt^* (which has the same extension as the hazard exposure time Δt) at least one earthquake occurred producing a ground motion in excess of g_0 at the *s-th* site; otherwise $e_s(g_0)=0$. We define the "control sample" $E_{\Delta t}^*$ as the set of S realizations of the variable $e_s(g_0)$ at S sites. The *i-th* considered PSHA computational model H_i provides a probability p_{si} for the event $e_s(g_0)=1$ given by

$$P_{si} = P(e_s|H_i) \quad (5)$$

where the dependence on g_0 is omitted to simplify the notation. Expectation μ_s and standard deviation σ_s relative to the Bernoulli variable e_s results to be

$$\mu_{si} = \mu(e_s|H_i) = P_{si} \quad (6)$$

and

$$\sigma_{si} = \sqrt{P_{si}(1-P_{si})} \quad (7)$$

respectively. The number N^* of sites out of the S sites considered for testing that experienced at least one earthquake during Δt^* with ground-shaking $>g_0$ is

$$N^* = \sum_{s=1}^{S} e_s \quad (8)$$

In terms of probabilistic forecasts provided by the H_i PSHA computational model, N_i^* is a random variate with expectation

$$\mu_i(N^*) = \sum_{s=1}^{S} \mu_i(e_s) = \sum_{s=1}^{S} P(e_s|H_i) \quad (9)$$

If, in the *i-th* model the

$$P_i\left(e_s \middle| e_z\right) = P_i\left(e_s\right) \qquad (10)$$

where e_s and e_z are the realizations of the Bernoulli variable defined above at two generic *s-th* and *z-th* sites. In this case, the standard deviation of the random variable N^* is

$$\sigma_i(N^*) = \sqrt{\sum_{s=1}^{S} P_{si}\left(1 - P_{si}\right)} \qquad (11)$$

When S is relatively large, the Lyapunov variant of the Central Limit Theorem (e.g., Gnedenko, 1976) implies that

$$prob\left[\left|N^* - \mu_i(N^*)\right| \geq 2\sigma_i(N^*)\right] \cong 0.05 \qquad (12)$$

Eq. (12) allows us to evaluate whether a potential disagreement between the experimental value N^* and the "forecast" $\mu_i(N)$ is statistically significant, thus making the H_i PSHA computational model "not confirmed" by the set of S observations.

An application in the frame of the DPC-INGV-S2 project. In the following, an example will be presented of the approach described above in the frame of the DPC-INGV-S2 research project. Aims of a task of this project was the comparative evaluation of performances relative to a number of PSHA procedures proposed in the last 20 years for the Italian area. In particular, in the frame of the S2 project, a repository of PSHA results was built (https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/deliverables/d1-1), that includes both time-dependent and time independent estimates. For all the considered models, the same exposure time of 30 years was considered. In the case of time-dependent models, the time interval 1 Jan 2010 – 31 Dec 2029 was considered.

Furthermore, since in most cases the PSHA outcome is provided in the form of a PGA value, this parameter only has been considered for scoring. An important problem arises since PSHA outcomes here considered where provided in the form of PGA values characterized

Fig. 1 – Position of the 72 accelerometric sites considered for empirical testing (white diamonds).

by a fixed exceedance probability in the considered time interval (g_0). This implies that no comprehensive hazard curve can be actually computed from Eq. (1). Furthermore, no "ex-ante" scoring was provided by the proponents and thus, in this preliminary application, no comprehensive hazard estimate is attempted and the focus is on the empirical scoring only. Due to this, in the lack of data concerning future occurrences, testing can be only performed in a retrospective way on time-independent models.

Selection of accelerometric data is a basic aspect of empirical scoring. To this purpose, the ITACA database (Luzi *et al.* 2008; Pacor *et al.*, 2011) of accelerometric registrations has been explored, searching for eccelerometric sites operated for long times. Kindly supported by INGV (F. Pacor and R. Puglia, personal communication) and by the Department of Civil Protection responsible for the Italian accelerometric network (A. Gorini, personal communication), we selected a number of 72 accelerometric sites continuously monitored for at least 25 years (Fig. 1). In particular, the accelerometric database relative these sites for the time span 1979-2004 was taken into account. Since in most cases, site conditions of these accelerometric sites did not correspond to reference conditions considered in PSHA estimates, available PGA values were "corrected" by considering both soil stiffness and local topography by adopting coefficients provided in Eurocode 8 and National Seismic Code (NTC08). For each site, the maximum registered PGA value was considered only. For those sites where no registration was obtained, we fixed the trigger threshold (9.8 cm/s^2) as the "observed" maximum.

These values where compared with the g_0 values and relevant exceedance probabilities $P_i(g_0|H_i)$ provided by considered PSHA procedures. However, the problem arose that exposure time considered by each model (30 y) was different from the one actually covered by accelerometric registrations (25 y). Furthermore, many of the considered PSHA procedures considered several exceedance probabilities $P_i(g_0) = P_i(g_0|H_i)$ to determine the reference g_0 value. In order to make the comparison possible, exceedance probabilities were re-assessed relying on the Poissonian character of the underlying PSHA models. In this case, for any PSHA procedure, one has

$$P_i(g_0,\Delta t)=1-e^{-\lambda_i(g_0)\Delta t} \qquad (13)$$

where Δt is the exposure time considered for hazard computations in H_i. When a different exposure time ΔT is considered, one has, for the same g_0 value, a different exceedance probability given by

$$P_i(g_0,\Delta T)=1-e^{-\ln\left[1-P_i(g_0,\Delta t)\right]\frac{\Delta T}{\Delta t}} \qquad (14)$$

These new exceedance probabilities were finally considered for testing. Since some models also provides g_0 value corresponding to different exceedance probabilities, some models were scored by considering these different "forecasts". In general, since in the same model lower exceedance probabilities correspond to longer average return times and to higher g_0 values, different scoring can be attributed to different parts of the hazard curve.

Tab. 1 reports outcomes of the scoring procedure applied to 9 PSHA models. For each model, different parts of the relevant hazard curve were considered (see the correspondent average return times). The counting test [Eq. (12)] indicates that one of the considered models (Mod 27) provides outcomes that appear not compatible with observations, since it provides significant underestimates of the observed hazard. In the case of Mod 28, hazard estimates relative to longer return time (higher g_0 values) are rejected by the counting test. As concerns lower g_0 values (30 of average return time), estimates are compatible with observations but also provide relatively low likelihood values. As a whole, if only PSHA models passing the counting test are considered, likelihood seem to provide quite different scores despite of the fact that a relatively small amount of control sites is considered and that hazard estimates are

not so different one form the other. Furthermore, it is worth noting that performances of each modes change with the g_0 value of concern. For longer return times (larger g_0 values) Mod 8 and Mod 6 are the best performing ones, while for intermediate values, Mod 30 and Mod 33 are the most performing. This is not in contradiction with the adopted approach. In fact, by Eq. (1) one can see that scoring should be performed for each g_0 value in order to obtain a comprehensive hazard curve.

Tab. 1 – Scoring results for the time-independent PSHA models available in the DPC-INGV-S2 repository (https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/deliverables/d1-1). For coding please refer to this site. Longer average return time correspond to the part of the hazard curve relative to higher PGA values.

Model	Likelihood	Counting Test	Average Return Time
MOD 8	0.1378	Compatible	484
MOD 8	0.2707	Compatible	984
MOD 6	0.1378	Compatible	484
MOD 6	0.2707	Compatible	984
MOD 3519	0.0839	Compatible	475
MOD 32	0.1419	Compatible	475
MOD 30	0.0197	Compatible	94
MOD 30	0.1678	Compatible	284
MOD 30	0.1971	Compatible	475
MOD 28	0.0003	Underestimates	2475
MOD 28	0.0001	Underestimates	974
MOD 28	0.0002	Underestimates	475
MOD 28	0.0716	Compatible	30
MOD 27	0.0182	Underestimates	475
MOD 27	0.0182	Underestimates	475
MOD 22	0.0289	Compatible	2475
MOD 22	0.0853	Compatible	101
MOD 33	0.2157	Compatible	475

Conclusions. A coherent forma procedure has been delineated to provide probabilistic seismic hazard estimates that include aleatory and epistemic uncertainty. A key aspect of this procedure is the scoring of available PSHA models by considering both ex-ante (e.g., logic-tree) and ex-post (empirical testing) approaches. An application of this procedure has been applied in the frame of the DPC-INGV-S2 seismological research project for empirical scoring of a number of PSHA models available for Italy. To this purpose, a set of accelerometric sites operated in then interval 1979-2004 was considered for testing. The preliminary results obtained indicate that the likelihood estimates accompanied by other testing procedures are able to provide useful indications about performances of competing models and could represent a basic tool for driving new researches devoted to a best practice for hazard assessment.

Acknowledgements. Many thanks are due to A. Gorini (DPC) and to F. Pacor and R. Puglia (INGV-Milano) for their effective support in the key aspect of selecting accelerometric sites to be used for testing.

References

Albarello D., D'Amico V. (2008). Testing probabilistic seismic hazard estimates by comparison with observations: an example in Italy. Geophys.J.Int., 175, 1088–1094, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03928.x

Beauval C. (2011): On the use of observations for constraining probabilistic seismic hazard estimates - brief review of existing methods, International Conference on Applications of Statistics and Probability in Civil Engineering, August 1-4, Zurich, 5 pages.

Gnedenko, B.V. (1976). *The theory of probability*. Mir publisher, Moscow, 392 pp.

Luzi, L., S. Hailemikael, D. Bindi D, F. Pacor, F. Mele, and F. Sabetta (2008), *ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data*, Seismological Research Letters, 79(5), 716–722. Doi: 10.1785/gssrl.79.5.716

Pacor, F., R. Paolucci, L. Luzi, F. Sabetta, A. Spinelli, A. Gorini, M. Nicoletti, S. Marcucci, L. Filippi, and M. Dolce (2011), *Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0*, Bull Earthquake Eng, 9(6), 1723–1739. Doi: 10.1007/s10518-011-9327-6

Schorlemmer D., Gerstenberger, M. C., Wiemer, S., Jackson, D.D., Rhoades, D.A. (2007). Earthquake Likelihood Model Testing, *Seism. Res. Lett.,* Vol. 78, No. 1, 17-29

Senior Seismic Hazard Analysis Committee – SSHAC (1997). Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainties and use of experts. Report NUREG-CR-6372, in 2 volumes, Washington D.C., U.S. Nuclear Regulatory Commission.

SOIL HAZARD ASSESSMENT IN ITALY: SITE-SPECIFIC AND REGIONAL-SCALE ESTIMATES WITHIN THE FRAMEWORK OF THE DPC-INGV S2 2012-2013 PROJECT

S. Barani[1], M. Vanini[2], E. Faccioli[2], R. Paolucci[2], C. Smerzini[2], M. Villani[3], G. di Capua[4], G. Tarabusi[4], C. Barnaba[5], D. Spallarossa[1], A. Rebez[5], L. Martelli[6], A. Piccin[7], S. Rosselli[7], L. Peruzza[5]

[1]Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita, Università di Genova, Italy
[2]Politecnico di Milano, Milano, Italy
[3]Arup, London, UK
[4]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – INGV, Roma, Italy
[5]Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – OGS, Trieste, Italy
[6]Regione Emilia Romagna, Bologna, Italy
[7]Regione Lombardia, Milano, Italy

Foreword and scope of work. The seismic hazard maps developed by the MPS Working Group (2004), maps which are associated to the current Italian building code NTC08 (Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti, 2008), were the result of the last national effort in the field of probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) (http://zonesismiche.mi.ingv.it/elaborazioni/). Far-reaching in subsequent years was the role played by the DPC-INGV agreements in promoting research aimed at improving input data and methods for seismic hazard evaluation in Italy. The current DPC-INGV S2 project follows in the footsteps of previous projects. In particular, Task 4 (https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/home) has the objective of "translating" conventional hazard results from standard rock conditions to the soil surface by integrating site-specific information gathered during the project. In other words, the main goal is to include the amplification effects induced by local geology into probabilistic seismic hazard estimates. As it is well known, the severity and frequency content of the ground shaking at a site are significantly dependent on the soil characteristics and local geomorphological features. Therefore, PSHA based on the assumptions of level ground and exposed bedrock are acceptable in the case of large-scale hazard mapping as a basic level for the definition of the expected ground motion. However, in-depth analyses which account for local soil conditions are strongly advisable, because neglecting site response may result in a severe underestimation of the local hazard.

How and where we played the game. We decided to explore site-specific seismic hazard assessment at some specific sites in Italy, in particular where the local soil conditions are sufficiently well known to allow for realistic ground motion predictions. We decided to focus

the research efforts on the area struck by the May-June 2012 Emilia seismic sequence, with special consideration for three sites: Mirandola (Modena), Casaglia (Ferrara), and Soncino (Cremona), the first two of which house accelerometer stations.

As the study produced calculations both at regional and local scales, different methods were applied, as summarized in Tab. 1, and briefly described in the following. The simplest approach consists of using one or more ground-motion predictive equations (GMPEs) with parameter values tuned for specific ground profile categories, or soil classes (Level 0). In other words, this approach assumes that the soil conditions at the site of interest reproduce the average site effects at the seismic stations considered for the development of the GMPEs. Another widely used approach, which however cannot be considered as rigorously probabilistic, consists of multiplying the probabilistically evaluated response spectra on rock by a deterministic frequency-dependent (or, sometimes, independent) amplification function (or factor) derived, for example, from numerical soil response analysis (Level 2). In many applications, deterministic amplification functions can be replaced by average amplification factors taken from national building codes (Level 1) which, however, may account for actual local soil conditions only in a broad sense. A fully probabilistic method that allows for site-specific response is the so-called non-ergodic PSHA (Level 3) which relaxes the ergodicity assumptions implicit in the use of standard GMPEs by introducing the use of single-station standard deviation values (single-station sigma) in place of the ergodic sigma of the GMPE and by correcting the predicted median ground motion to account for site specific behaviour. In simple words, using traditional GMPEs implies accepting that the ground-motion variability computed from a global data set including recordings from multiple sites and from multiple earthquakes is an unbiased estimate of the variability of ground-motions at a single site (Anderson and Brune, 1999; Al Atik *et al*., 2010; Rodriguez-Marek *et al*., 2011). Repeatable and systematic effects of path and source and the effects of the same soil site conditions should in general make the ground-motion variability at a single site smaller than that computed utilizing records from other sites with similar soil conditions affected by other earthquakes with different paths and sources. Hence, part of the aleatory variability in the ground motion prediction can be translated into epistemic uncertainty.

Tab. 1 – Classes of approaches to account for site effects in PSHA. SAF is for Soil Amplification Function.

Hybrid probabilistic/deterministic		Fully probabilistic		
Generic level	*Site-specific*	*Generic level*	*Site-specific*	
LEVEL 1 PSHA at rock + SAF based on seismic norms	**LEVEL 2** PSHA at rock + SAF based on 1D analyses	**LEVEL 0** PSHA based on GMPE with site correction factors	**LEVEL 3** PSHA at site with single-station sigma applied	**LEVEL 4** PSHA on rock convolved with SAF conditioned to rock ground motion

A further fully probabilistic site-specific approach is that proposed by Bazzurro and Cornell (2004a and 2004b) (Level 4). To the extent that soil amplification analyses provide an adequate representation of the seismic site response under the impact of strong ground-motion, the method of Bazzurro and Cornell accounts for local soil conditions in PSHA by combining in a probabilistically robust way (i.e., via the convolution of probability distributions) the hazard curve on rock at a site with the conditional probability distribution of the site amplification level obtained from numerical soil response analysis at the same site. If a linear predictive model for (log) $AF(f)$ in terms of (log) $S_a^r(f)$ (where $AF(f)$ and $S_a^r(f)$ indicate the amplification function and the spectral acceleration on rock at the oscillator frequency f, respectively) is appropriate, a simplified approach may be used (Level 4 simplified approach). The method consists of deriving closed-form equations to integrate $AF(f)$ directly into an existing rock

attenuation equation for $S_a^r(f)$, transforming it into a site-specific soil-attenuation equation (Bazzurro and Cornell, 2004b).

Before presenting hazard calculations, the study gives a simplified description of the region under study from a geological standpoint and presents results of the ground response analyses performed as a preliminary step to hazard computation.

Tab. 2 – Soil profile parameterization: V_S indicates the shear wave velocity, h the soil thickness, and γ the unit weight. The uncertainty affecting each random variable (expressed in terms of standard deviation) is given in brackets. Models S1 and S2 have been used for Mirandola (Model S1 is a simplification of Model S2), S3 for Casaglia, and S4 for Soncino.

		Model S1	Model S2	Model S3	Model S4
Layer 1	Material	Clay	Clay	Clay	Clay
	$h\ (\sigma_h)$	12.7m (4.5)	12.0m (1.0)	15.0m (1.0)	4.0m (1.0)
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$	174.4m/s (17)	180.0m/s (11.2)	162.2m/s (11.2)	310.0m/s (19.4)
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$	17.5kN/m^3 (1.1)	17.5kN/m^3 (1.1)	17.5kN/m^3 (1.1)	17.5kN/m^3 (1.1)
Layer 2	Material	Sand	Sand	Sand	Gravel
	$h\ (\sigma_h)$	100.0m ($87.3 \le h \le 137.3$)	18.0m (1.0)	24.0m (1.0)	13.0m (1.0)
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$	350.1m/s (13.8)	270.0m/s (16.9)	226.2m/s (16.9)	630.0m/s (39.4)
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$	18.2kN/m^3 (1.1)	18.2kN/m^3 (1.1)	18.2kN/m^3 (1.1)	18.0kN/m^3 (1.1)
Layer 3	Material	Bedrock	Sand	Sand	Rock
	$h\ (\sigma_h)$	∞	10.0m (1.0)	26.0m (1.0)	∞
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$	800.0m/s (50)	475.0m/s (29.7)	300.0m/s (29.7)	930.0m/s (58.1)
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$	20.0kN/m^3 (1.2)	18.2kN/m^3 (1.1)	18.2kN/m^3 (1.1)	19.0kN/m^3 (1.2)
Layer 4	$h\ (\sigma_h)$		Sand	Sand	
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$		25.0m (1.0)	25.0m (1.0)	
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$		288.0m/s (18.0)	400.0m/s (18.0)	
			18.2kN/m^3 (1.1)	18.2kN/m^3 (1.1)	
Layer 5	$h\ (\sigma_h)$		Sand	Sand	
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$		35.0m (1.0)	20.0m (1.0)	
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$		400.0m/s (25.0)	500.0m/s (25.0)	
			18.2kN/m^3 (1.1)	18.2kN/m^3 (1.1)	
Layer 6	$h\ (\sigma_h)$		Softer rock	Softer rock	
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$		20.0m (1.0)	20.0m (1.0)	
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$		775.0m/s (48.4)	900.0m/s (48.4)	
			19.1kN/m^3 (1.2)	20.0kN/m^3 (1.2)	
Layer 7	$h\ (\sigma_h)$		Rock	Rock	
	$V_S\ (\sigma_{V_S})$		∞	∞	
	$\gamma\ (\sigma_\gamma)$		800.0m/s (50)	1200.0m/s (50)	
			20.0kN/m^3 (1.2)	20.0kN/m^3 (1.2)	

Geological characterization and soil modeling. The collection of geological, geotechnical and geophysical data is the first step to build subsoil models, the basic ingredients that allow the realization of prototypes of site-dependent seismic hazard estimates. The goal of this activity was to coagulate information in sample areas in the Po Valley, northern Italy, at different scale and level of detail. This activity led to devising 31 seismo-stratigraphic columns/models for 1D-to-3D seismic response analyses. Data were collected in the Lombardy region (Soncino

site) and in the Emilia Romagna region (Mirandola, Casaglia, and Po River banks). Concerning Soncino, an accurate soil profile was determined using the Pianengo borehole data down to 200m depth, while for Mirandola and Casaglia a variety of data from microzonation studies, geophysical investigations, and investigation of potential geothermal reservoirs (Martelli and Molinari, 2008) were used. Tab. 2 shows the 1D model parameters used in the ground response analyses for the 3 sites considered. The soil profile parameterization also includes the variability (values in brackets) assumed to affect soil properties and model geometry, which was taken into account by means of a Monte Carlo simulation procedure (e.g., Bazzurro and Cornell, 2004a; Barani *et al.*, 2008, 2013).

Besides site specific data, which were used to define the numerical models for the ground response analyses, regional soil zonation maps were defined, consistent with the NTC08 provisions, to derive ground shaking hazard (GSH) maps. An example of such zonation map is shown in Fig. 3a, in the sequel.

Ground response. In this study two different numerical characterizations of the soil column were used, namely a *basic model* and a *randomized model*. The former consists of a 1D model with soil parameter values equal to their field or laboratory best estimates. The latter, instead, introduces the uncertainty in the soil parameter estimates through a Monte Carlo approach by randomly varying unit weight (γ), shear wave velocity (V_S), shear modulus degradation curve, and damping curve. The uncertainty associated with model geometry was also considered by randomizing the thickness (h) of each soil layer. Numerical ground response analyses were performed with the Shake91 (Idriss and Sun, 1992) and EERA (Bardet *et al.*, 2000) codes, which implement an equivalent linear approach to model the nonlinear response of soils.

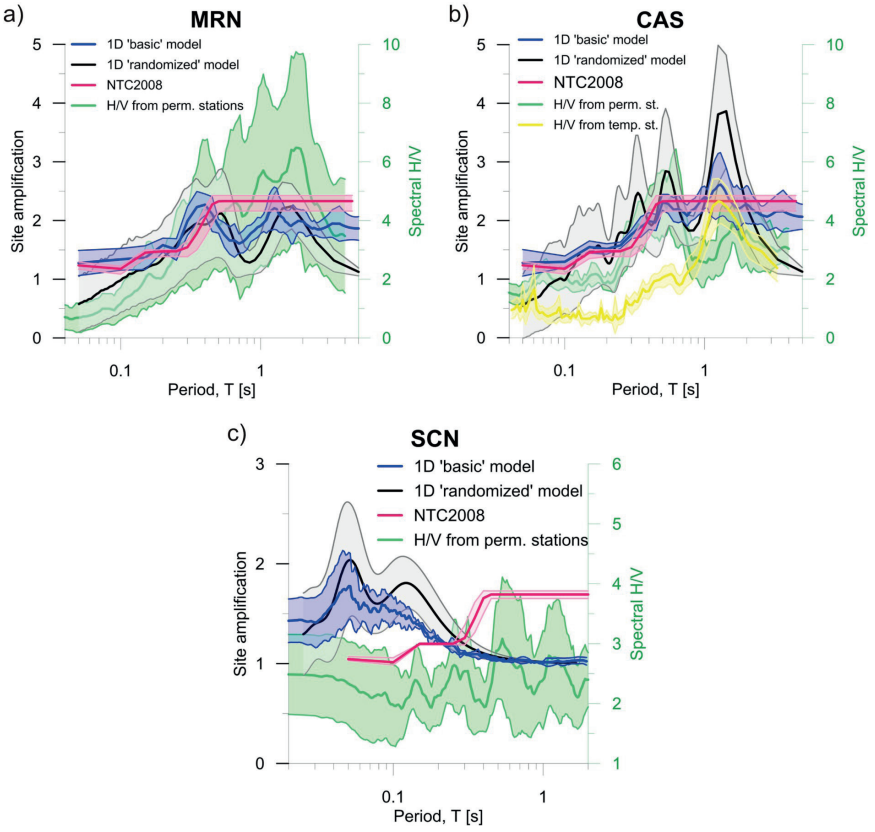


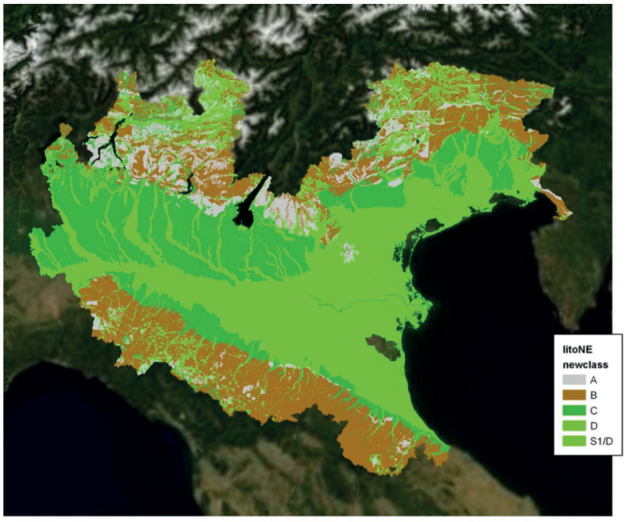
Fig. 1 – Comparison of soil amplification functions for Mirandola (a), Casaglia (b), and Soncino (c).

Fig. 1 compares results from 1D numerical simulation with horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios calculated using waveforms recorded by temporary (mostly velocity meters) and permanent (accelerometer) seismic stations. The NTC08 amplification levels provided for category B and category C ground profiles are also shown. While at Mirandola and Casaglia, the dominant period ranges highlighted by 1D amplification curves agree with those indicated by H/V ratios, they are not consistent with the experimental H/V curve at Soncino (ORZI station, about 4 km away), which does not suggest any particular amplification peak. This suggests that ORZI station, though quite near to Soncino and within the same ground type class, has a different soil amplification behavior. Similar considerations hold by comparing the NTC08 amplification functions with those obtained from 1D numerical simulation. The NTC08 spectral amplification factors appear adequate for a site like Casaglia and nearly adequate at a very deep soil site like Mirandola, but they are not adequate for a site like Soncino, where significant soil amplification is found only below 0.1s

Ground shaking hazard (GSH) results. As specified in the foreword, GSH calculations were performed at different scales. As an example, Fig. 2b shows the GSH map for PGA determined by applying the NTC08 soil factors (which were assigned to each node of the calculation grid on the grounds of the soil zonation map shown in Fig. 2a) to the reference rock ground motion hazard maps developed by the MPS Working Group (2004) for a mean return period (MRP) of 475 years. GSH maps were also produced for other spectral periods and by applying site factors proposed by other building codes, such as those suggested by Eurocode 8 (Comitè Europèen de Normalisation – CEN, 2004).

The salient results are summarized in Fig. 3 where the GSH estimates obtained from the application of the different approaches used here are compared and contrasted, in terms of Uniform Hazard 5%-damped acceleration response spectra. Before going to the final comments, it should be noted that Level 1-to-3 spectra should not be directly compared with those labelled as "Level 4" because the rock spectra used as a point of departure were derived

a)



b)

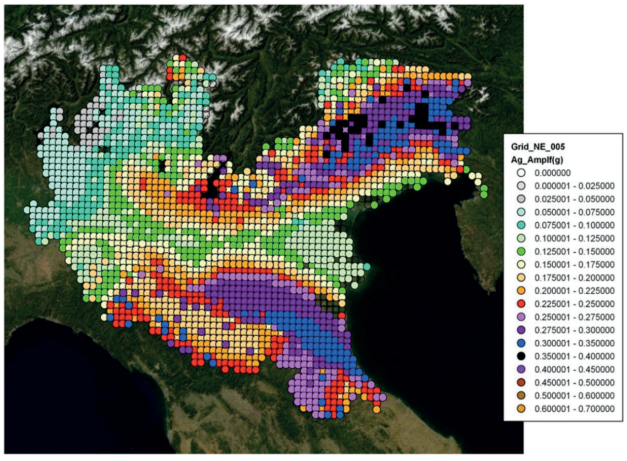


Fig. 2 – Map of ground type zonation for Northeastern Italy (a) and GSH map for Northeastern Italy, representing the PGA values with a 475-year mean return period (b).

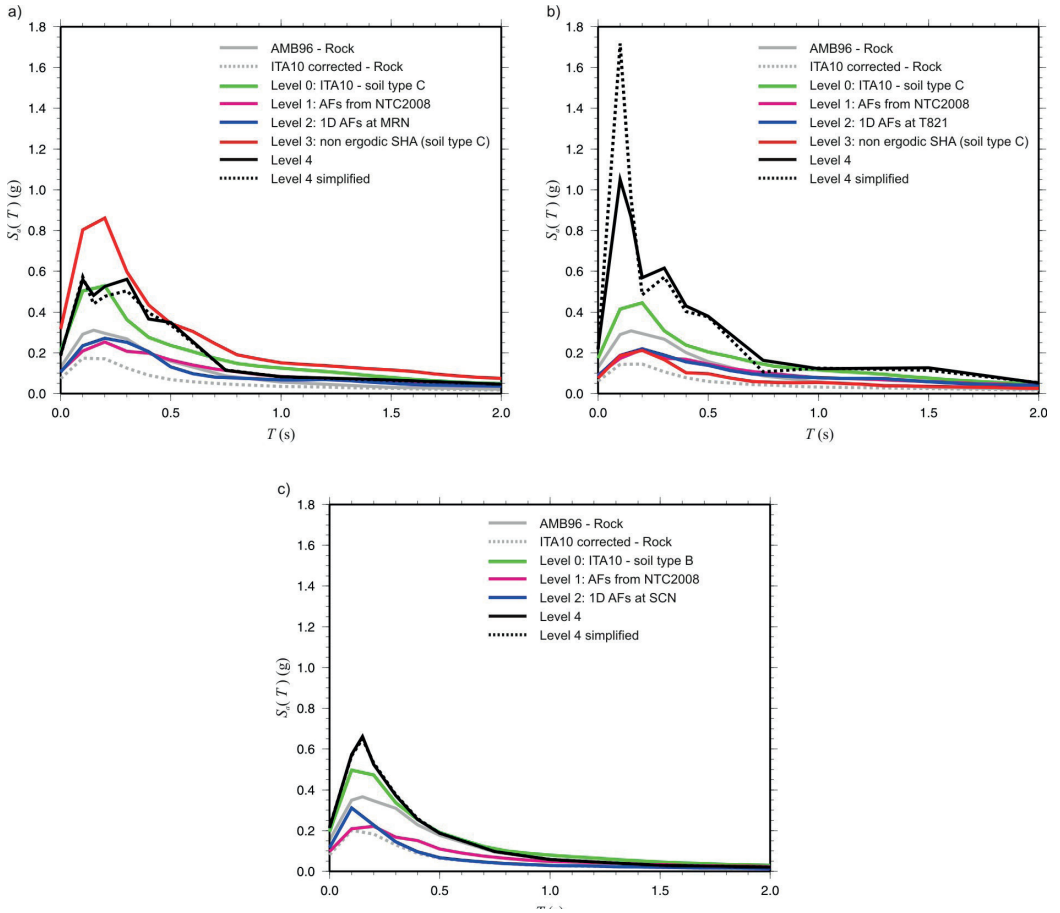


Fig. 3 – Comparison of the UHSs corresponding to a MRP of 475 years obtained by applying the different approaches in Tab. 0.1: a) Mirandola, b) Casaglia, c) Soncino.

from different ground motion prediction equations (GMPEs). Rock spectra of Level 1-to-3 are based on the application of the Bindi *et al.* (2011) GMPE (hereinafter ITA10) modified with expressly calculated correction factors for ground-type A. These factors, which were properly estimated to correct the ground motion overestimation of the observed spectral ordinates by ITA10, are responsible for most of the differences in the results. In partial agreement with the current national hazard maps and hazard map disaggregation (Barani *et al.*, 2009), the Level 4 UH spectra were derived using the Ambraseys *et al.* (1996) GMPE, indicated as AMB96 in Fig. 3. The difference between the two approaches can be appreciated by comparing the rock UHSs in Fig. 3 (grey curves). It is evident that the corrected ITA10 GMPE produces hazard values that are 1.4 to 2.8 lower than those obtained by the attenuation relation of Ambraseys *et al.* (1996). This is obviously reflected in the GSH estimates on soil which are discussed below considering an MRP of 475 year:

1. Among the simplified approaches (Level 0-2), that labelled as "Level 0", which – unlike those of Level 1 and 2 – does not make use of the rock-correction factors just mentioned, led to the highest spectral ordinates. At Mirandola, the Level 0 UHS does not differ significantly from that obtained from the Level 4 assessment (larger differences can be observed only in the spectral range 0.2.-0.7 s)

2. Level 1 and Level 2 hazard analyses produced similar results, with larger differences (of about 0.1g), between 0.1 and 0.2s, at the site of Soncino. At Casaglia, Level 1 and Level 2 UHSs are very close to those obtained following the non-ergodic approach (Level 3)
3. Except for Mirandola, where the Level 3 approach produces hazard values that are significantly higher than those resulting from the other approaches (due to the combination of positive site terms and large single station sigmas), the Level 4 assessment led to the highest estimates. However, although the figure may deceive the eye of the reader due to the different GMPEs used, the Level 4 UHSs are on average 1.2-to-1.5 times greater than the other spectra; at Casaglia, the large peak at 0.1s, which is particularly evident when the Level 4 simplified approach is applied, is due to the very large uncertainty in the soil amplification). Apart from the approach used, part of the differences in the results may be explained by the propagation of the uncertainty in soil amplification, which is not present within the framework of the Level 1 and 2 hazard calculations. Finally, concerning the Level 3 GSH assessment, one should note that, although the repeatable components of ground motion variability at a single site were identified and removed from the total aleatory variability, they were not transferred to the quantification of the epistemic uncertainty affecting the GMPE site correction term (e.g., through logic tree branches), with possible implications on final hazard estimates.
4. Except for the site of Soncino, where soil nonlinearity should be negligible, the Level 4 approaches take into account the nonlinear behaviour of soils which, subject to the condition that the real response of the sites investigated is accurately represented by the 1D response computed by the software at hand, is reflected in the UHSs of both Mirandola and Casaglia with evident differential amplifications at different spectral periods. Note that the soil nonlinearity resulting from 1D analysis, which was not observed from the experimental spectral ratios, may be related to "extreme" cases (here the word "extreme" is used to indicate outcomes having low probability of occurrence) resulting from the combination of "extreme" random soil samples and accelerograms having PGA > 0.25g or larger.
5. Although Level 3 and Level 4 lead to potentially more accurate estimates, they cannot be simply applied to large-scale GSH assessment as they require a large amount of site-specific data. However, they can be extended to small areas surrounding sites with sufficient recorded data, subject to geological analysis; both approaches could be applied to target soil profiles representative of different lithological conditions in order to extend results to larger areas (e.g., regional hazard assessment)
6. Although they cannot produce rigorous probabilistic results, Levels 0 and 1 appear to be the most efficient for large-scale hazard mapping.

Acknowledgements. The process of collection of geological, geotechnical and geophysical data was strongly supported by the Region of Emilia Romagna that provided data without a formal participation to the project.

References

Al Atik L., Abrahamson N., Bommer J. J., Scherbaum F., Cotton F. and Kuehn N.; 2010: *The variability of ground-motion prediction models and its components*. Seismological research letters, **81**, pp. 794-801.

Ambraseys N. N., Simpson K. A. and Bommer J. J.; 1996: *Prediction of horizontal response spectra in Europe*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, **25**, pp. 371-400.

Anderson J. G. and Brune J.; 1999: *Probabilistic seismic hazard analysis without the ergodic assumption*. Seismological Research Letters, **70**, pp. 19-28.

Barani S., De Ferrari R. and Ferretti G.; 2013: *Influence of Soil modeling Uncertainties on Site Response*. Earthquake Spectra, **29**, pp. 705-73.

Barani S., De Ferrari R., Ferretti G. and Eva C.; 2008: *Influence of Soil Property Uncertainties on Ground-motion Amplification*. Proceedings of the 31st Assembly of the European Seismological Commission - ESC08, Hersonissos, Greece, pp. 49-58.

Barani S., Spallarossa D. and Bazzurro P.; 2009: *Disaggregation of probabilistic ground-motion hazard in Italy*. Bulletin of the Seismological Society of America, **99**, pp. 2638-2661.

Bardet J. P., Ichii K. and Lin C. H; 2000: *EERA: A computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of layered soil deposits*. Department of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California.

Bazzurro P. and Cornell C. A.; 2004a: *Ground-motion amplification in nonlinear soil sites with uncertain properties*. Bulletin of the Seismological Society of America, **94**, pp. 2090-2109.

Bazzurro P. and Cornell C. A.; 2004b: *Nonlinear soil-site effects in probabilistic seismic-hazard analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, **94**, pp. 2110-2123.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Earthq. Eng., **9**, pp. 1899-1920.

Comitè Europèen de Normalisation; 2004: *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance, Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*. Brussels, Belgium.

Idriss I. M. and Sun J. I.; 1992: *User's manual for Shake91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposit*. Center for geotechnical modeling, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of California, Davis.

Martelli L. and Molinari F. C.; 2008: *Studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici nel sottosuolo del Comune di Mirandola*. Regione Emilia Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, Bologna, 10 Aprile 2008.

Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti; 2008: *Norme tecniche per le costruzioni*. D.M. 14 Gennaio 2008, Supplemento ordinario alla Gazzetta Ufficiale No. 29, 4 Febbraio 2008.

MPS Working Group; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003, Rapporto conclusivo per il dipartimento di Protezione Civile*. INGV, Milano – Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici, http://zonesismiche.mi.ingv.it/elaborazioni/.

Rodriguez-Marek A., Montalva G. A., Cotton F. and Bonilla F.; 2011: *Analysis of single-station standard deviation using the KiK-net data*. Bulletin of the Seismological Society of America, **101**, pp. 1242-128.

EXPERIMENTAL AND NUMERICAL SEISMIC CHARACTERIZATION OF 'BLOCKHAUS' SHEAR WALLS UNDER IN-PLANE LATERAL LOADS

C. Bedon[1], M. Fragiacomo[2], C. Amadio[3], C. Sadoch[4]

[1]Department of Architecture, Design and Urban Planning, University of Sassari, Alghero, Italy
[2]Department of Architecture, Design and Urban Planning, University of Sassari, Alghero, Italy
[3]Department of Engineering and Architecture, University of Trieste, Trieste, Italy
[4]Rubner Haus AG SpA, Chienes, Italy

Introduction. 'Blockhaus' systems represent a traditional construction technology which derives its structural resistance from contacts between multiple timber surfaces. The typical Blockhaus system consists in fact of a series of logs interacting together by means of ancient connections based on the effectiveness of carvings, notches and contacts. Metal fasteners are minimized, and commonly introduced exclusively at the level of foundations and roofs. Native of forested areas (North America, Scandinavia, Russia), Blockhaus technology is frequently used in modern practice for the construction of wooden houses (Fig. 1a), principally in the Italian Alpine region, Switzerland and Austria. However, the same construction technology is often used also in other earthquake-prone regions. In this context, their seismic characterization represents a not well-known topic, not easily predictable, of great interests for scientists and designers.

Various recent contributions of literature are focused on specific aspects connected to the seismic response of Blockhaus systems (Hirai *et al.*, 2004; Branco and Araújo, 2010, 2012; Tannert *et al.*, 2010; Pang *et al.*, 2010). Nevertheless, further investigations are required to assess the typical seismic behavior of Blockhaus shear walls and to improve their resistance to seismic events. At the same time, it should be noticed that the Eurocode 8 (UNI EN 1998-1:2004), the European Code for Seismic Design, currently does not provide design rules for Blockhaus buildings.

In this context, the paper focuses on an ongoing research activity carried out in cooperation with Rubner Haus (www.haus.rubner.com) and focused on the seicmic assessment of Blockhaus

buildings. Experimental results obtained by cyclic and monotonic full-scale tests performed on three different typologies of Blockhaus shear walls are discussed (Fig. 1b).

When shear walls are subjected to in-plane lateral loads, the adopted timber-timber connections ensure significant flexibility of the structural system and enable the attainment of large displacements. At the same time, it is well-known that the shear strength of Blockhaus walls subjected to seismic events totally depends on the number of intersections between the main wall and perpendicular walls, as well as on the geometry, thus on the resisting surfaces, of the adopted timber-timber connection detail (Figs. 1c, 1d, 1e).

Experimental and numerical results discussed in the following sections highlight in fact that several factors can affect the seismic behavior of Blockhaus structural systems (e.g. the presence of possible geometrical imperfections in the timber carpentry joints, the contribution of friction phenomena, the mechanical properties of timber and the interaction between seismic lateral forces and vertical permanent loads). In any case, large flexibility and high seismic strength is generally found. Moreover, if appropriately calibrated, sophisticated numerical models are able to realistically reproduce the seismic response of Blockhaus systems under in-plane lateral loads.

Full-scale seismic experiments. Firstly, six full-scale cyclic and monotonic seismic tests have been performed on three different typologies of Blockhaus shear walls, in order to assess their structural response under the effects of in-plane seismic loads. The typical specimen (Fig. 1b), currently produced by Rubner Haus (www.haus.rubner.com), consists of a 2.95 m (height) $\times$ 2.95 m (width) 'Tirol' wall made up of 18 basic components, that is 90 mm wide and 160 mm deep timber beams obtained by gluing together two 45 mm thick lamellas of C24 spruce (UNI EN338:2004). The transversal cross section of a 'Tirol' log is typically characterized by the presence of two 0.01 $\times$ 0.01 m notches, able to improve interlock and friction properties between top and bottom contact surfaces between overlapping logs. The main difference between the examined specimens is given by the joints adopted to constrain the main shear wall at its ends, consisting respectively in 'Standard' halved joints (S01, Fig. 1c), double 'Rounded Dovetail' hard wood shaped joints (S02, Fig. 1d) and 'Tirolerschloss' joints (S03, Fig. 1d).

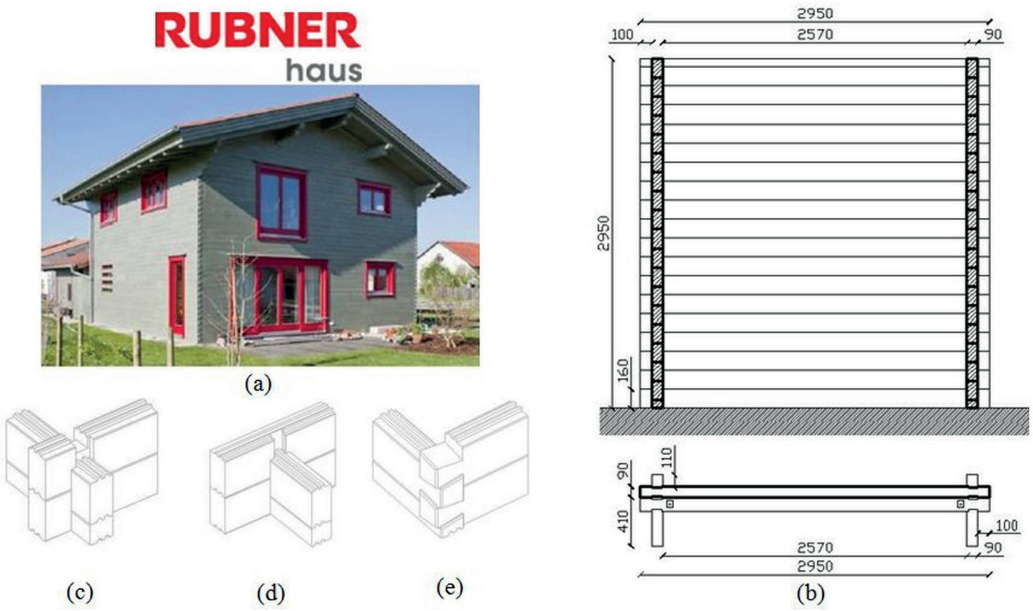


Fig. 1 – a) 'Blockhaus' building; b) typical 'Blockhaus' shear wall (measures in mm); c) 'Standard' carpentry joints; d) 'Rounded Dovetail' carpentry joints; e) 'Tirolerschloss' carpentry joints.

Specimens S01, S02 and S03 were tested at CNR IVALSA Trees and Timber Institute, San Michele all'Adige (Italy), in quasi-static conditions (UNI EN 12512:2006), in temperature and relative humidity conditions of T= 20°C and RH= 65%, respectively.

The shear walls were attached to the steel foundation by means of two 3mm thick steel angle bracket connectors, commonly used in practice by Rubner Haus. To investigate the effect of the gravity loads transferred on the wall, as a part of a real building, by floors and roof, each specimen was vertically pre-compressed (10 kN/m) by means of 4 Parker hydraulic jacks. The in-plane lateral force was then applied on the end-top surface of each specimen via a 500 kN hydraulic jack equipped with a load cell connected to a reaction frame. To avoid the overturning of walls, two 10 mm diameter steel cables were attached to the ends of the specimen upper log.

During the experiments, a total number of 7 LVDTs (Linear Variable Displacement Transducers) with a resolution of 0.01 mm was used, in order to continuously register the main deformations (top lateral displacement, vertical uplift, etc.) of specimens.

Cyclic tests were performed first, on specimens S01, S02, S03, according to UNI EN 12512:2006, in order to estimate the possible decrease of Blockhaus seismic resistance after a certain number of cycles. All the tests were stopped at the attainment of a maximum lateral displacement at the top log equal to d_{max}= 80 mm. Subsequently, the same specimens were subjected to quasi-static monotonic in-plane lateral loads, to estimate their residual lateral resistance. After a first loading-unloading cycle up to the service load, the lateral load was linearly increased up to the collapse of each specimen, or to a maximum lateral displacement of the top log d_{max}= 200 mm (maximum available displacement of the used hydraulic jack).

Figs. 2a, 2b and 2c display the cyclic response for the shear walls S01, S02 and S03 respectively, in the form of horizontal in-plane load V vs. lateral displacement d curves.

Specimen S01 showed an overall appreciable dissipative capacity, as can be deduced from the amplitude of the F-d cycles given in Fig. 2a. A good resistance to in-plane seismic loads and significant flexibility were found. No strength degradation was noticed in each series of 3 fully reversed imposed displacement cycles (UNI EN 12512:2006). The cyclic test was stopped at a maximum lateral displacement at the top log d_{max}= 80 mm (load $V_{max,C}$= 30 kN) and no sign of failure could be observed.

Specimen S01 was then subjected to a monotonic lateral test, in which the collapse occurred at the attainment of a maximum lateral load $V_{max,M}$= 43.28 kN (d_{max}= 173.5 mm).

Further investigations highlighted that the collapse, unlike the other specimens, occurred due to the sequential shear cracking of the five bottom logs in the main wall (Fig. 2d). In any case, the wall S01 showed high resistance to seismic loads. Based on formulas given by the Eurocode 5 (UNI EN 1995-1-1:2009) for the shear resistance calculation of Blockhaus shear walls, the design in-plane resistance of specimen S01 is in fact theoretically governed by the shear strength of 'Standard' halved joints, with an expected characteristic shear strength V_k= 33.6 kN, significantly lower than the experimental ultimate load ($V_{max,M}$= 43.28 kN).

The same test procedure was subsequently applied also to specimens S02 and S03. Also in this circumstance, both the walls demonstrated high capacity to dissipate energy and, at the same time, large flexibility due to relative sliding between overlapping logs. Results obtained from cyclic and monotonic in-plane tests are respectively showed in Figs. 2b and 2c.

Concerning specimen S02, the cyclic test was stopped at a maximum lateral displacement at the top log d_{max}= 80 mm ($V_{max,C}$= 18.48 kN) and no damage was noticed in the wall. Results obtained by the subsequent monotonic test confirmed the high flexibility of specimen S02. At the attainment of a maximum displacement at the top log d_{max}= 200 mm, no sign of collapse was visible in the shear wall (Fig. 2e). Again, the ultimate experimental load ($V_{max,M}$= 27.12 kN) resulted higher than the the expected shear strength offered by 'Rounded Dovetail' shaped joints (V_k= 19.2 kN, Eurocode 5).

Finally, also specimen S03 resulted very flexible and dissipative (Fig. 2c). At the end of the cyclic test (d_{max}= 80 mm, $V_{max,C}$= 20.02 kN), no visible damage was noticed in the shear wall.

The maximum lateral resistance obtained from the subsequent monotonic test resulted equal to $V_{max,M}$ = 28.56 kN, and the collapse occurred due to the local cracking of a top joint (V_k = 14.4 kN, Eurocode 5).

Globally, all the specimens showed high shear strength, large flexibility and dissipative capabilities under in-plane seismic loads. However, due to the different typologies of adopted carpentry joints (Figs. 1c, 1d, 1e), small differences in the global behavior of each shear wall were found.

A first rough comparison between the analytically predicted strengths V_k of each specimen and their experimental ultimate loads $V_{max,M}$, for example, resulted in a ratio $V_k/V_{max,M}$ respectively equal to 0.776 (S01), 0.708 (S02) and 0.505 (S03). If compared to the ratio $f_{c,90,k} / f_{c,90,mean}$ = 0.7 typically considered for timber material, with $f_{c,90,k}$ and $f_{c,90,mean}$ the characteristic and average compressive strengths perpendicular to the grains of C24 spruce (UNI EN338:2009), collected data highlight the occurring of different failure mechanisms for each shear wall, and in particular the occurring of a local failure mechanism for specimen S03.

Further calculations performed for specimens S01, S02, S03 (UNI EN 12512:2006) and based on collected cyclic test results highlighted also a dependency of the equivalent damping ratio n_{eq} of each shear wall, respectively equal to 0.102, 0.190 and 0.173, on the adopted typology of carpentry joints.

In any case, results of full-scale experiments demonstrated an overall good behavior of Blockhaus walls under seismic loads.

Experimental prediction of the static friction coefficient. Further experimental tests were then performed on small Blockhaus components, in order to mechanically characterize the behavior of each component under the effects of a seismic event. Since the seismic response of Blockhaus shear walls under in-plane loads strongly depends on the interaction between multiple logs in contact, static friction experiments have been performed on small specimens.

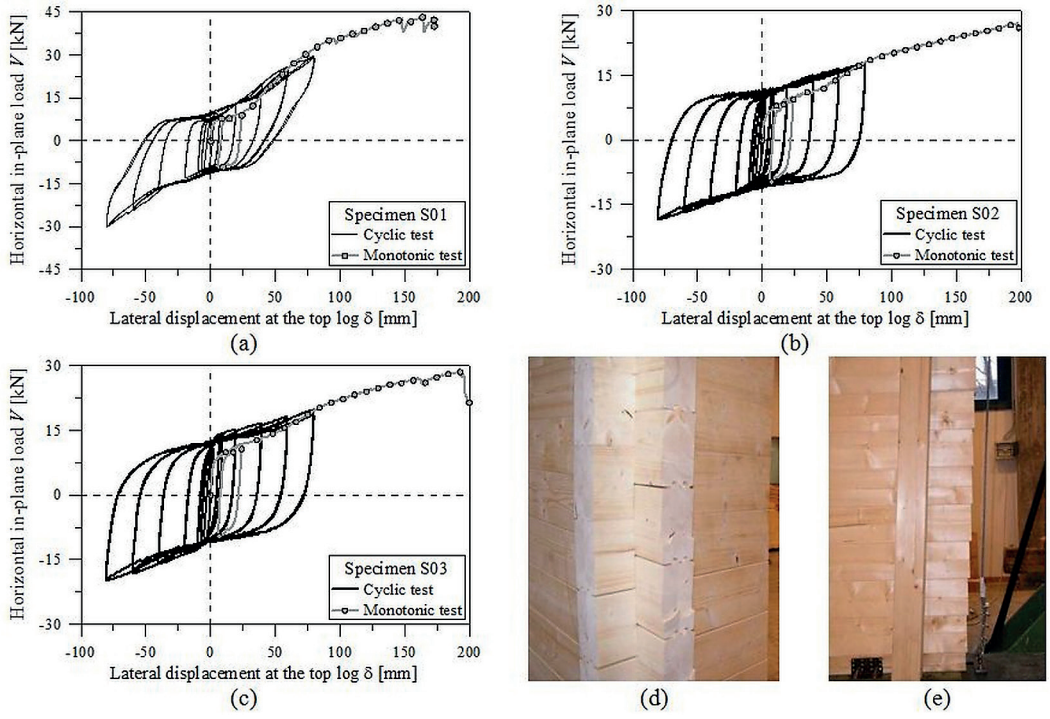


Fig. 2 – a) Horizontal in-plane load-lateral displacement curve for specimen S01 (cyclic and monotonic tests); b) specimen S02; c) specimen S03; d) detail of failure mechanism for specimens S01 and S02.

Branco and Araùjo, 2010, performed an experimental program on simple log specimens, in order to assess the magnitude of friction developed along two timber notches subjected to in-plane lateral loads. Their experiments resulted in a static friction coefficient equal to 0.66 (Coefficient of Variation CoV=8.4%) and 0.64 (CoV=12.8%) for log walls subjected respectively to a vertical pre-compression of 3kN and 3.9 kN. Further friction experiments, resulting in a friction static coefficient equal to 0.67, have also been performed by Hirai *et al.* (2004) on timber log walls tied with vertical pre-tightened through bolts. In general, contributions available in literature highlighted the importance of friction phenomena in the definition of the global stiffness of shear log walls subjected to in-plane lateral loads. Nevertheless, based on requirements of Eurocode 5, it should be noticed that friction cannot be considered as a resistant mechanism in timber log shear walls.

In this context, 24 specimens have been tested at the Department of Engineering and Architecture of the University of Trieste, Italy. The typical specimen consists of three 0.60 m long typical timber logs subjected to a horizontal pre-compression introduced by means of four pretensioned steel bolts (Fig 3a). During the tests, in the estimation of the average static friction coefficient m, different values of imposed pre-compression V_L (10 kN and 20 kN) and geometries (e.g. thickness of logs/number of notches) of timber logs were taken into account. In particular, 12 tests have been performed on 'Tirol' 0.09×0.16 m^2 logs, whereas further 12 tests have been performed on 'Schweiz' 0.13×0.16 m^2 timber logs currently produced by Rubner Haus. In each test, after the application of the horizontal pre-compression to the specimens, the middle log was subjected to a vertical increasing force, and the corresponding vertical slip was measured.

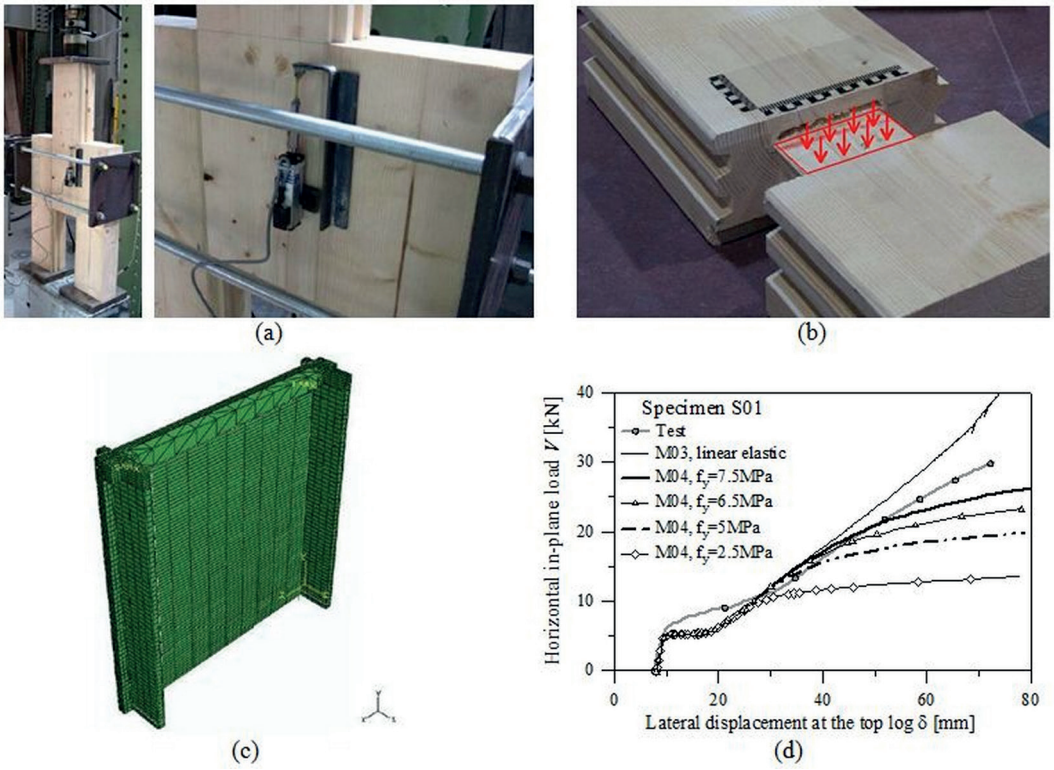


Fig. 3 – a) Experimental setup for static frictional tests performed on simple Blockhaus beam specimens; b) compressive behavior of 'Standard' joints. Failure mechanism; c) overview of ABAQUS/Standard numerical model; d) comparisons between S01 full-scale monotonic test results and ABAQUS/Standard simulations.

Friction tests resulted in an extremely variable static coefficient, being defined as a function of the applied pre-compression and the cross section/number of notches of the logs. In conclusion, the average static friction coefficient resulted respectively equal to m= 0.520 for 'Tirol' timber logs (standard deviation 0.058) and m= 0.665 for 'Schweiz' timber logs (standard deviation 0.068).

Compressive tests on 'Standard' joints. Further tests have been successively performed, at the Department of Engineering and Architecture of the University of Trieste, on small specimens representative of a 'Standard' joint typically used in Blockhaus structural systems (e.g. specimen S01). Due to in-plane seismic loads and to the interaction between main logs and orthogonal log walls, these joints are mainly subjected to compressive forces acting orthogonally to timber grains. Therefore, experiments have been performed in accordance with the setup displayed in Fig. 3b, by applying a compressive force C to the 0.06×0.076 m^2 resisting surface of a single 'Standard' joint and leading the joint to collapse (e.g. ultimate vertical displacement d_u). The adopted test setup, should ideally reproduce the interaction between a main timber log under in-plane seismic loads and the orthogonal log in contact with it.

A total number of 3 tests have been performed on 'Standard' joints, since experiments generally resulted in a high ultimate strength $f_{u,90}$ of timber when compressed perpendicular to the grain (avg. $f_{u,90}$ = 13.62 MPa, standard deviation 2.12) and in general in a large ultimate displacement at collapse d_u (avg. d_u = 13.17 mm, standard deviation 5.97).

Advanced numerical modeling of Blockhaus shear walls under in-plane seismic loads. To investigate in detail the lateral response of the tested full-scale Blockhaus shear walls under seismic events, a numerical model was implemented in the software package ABAQUS/Standard (Simulia, 2012).

The lateral response of Specimen S01 under in-plane monotonic loads was analysed, and careful consideration was given to the FE geometrical description of 'Standard' joints. Only the 0.01×0.01 m^2 notches that characterize the top and bottom surfaces of timber logs were neglected, thus resulting in 'Tirol' logs composed of - with the exception of the ends - beams with a 0.09×0.16 m^2 rectangular cross section.

To ensure the accuracy of results, a refined mesh composed of hex-dominated 8-node linear brick (C3D8R) and 6-node linear triangular prism (C3D6R) 3D-stress, *reduced integration*, solid elements was used and the FE-model consisted of 42200 elements and 75000 nodes.

Concerning loads, the 10 kN/m vertical pre-compression was described by means of a uniformly distributed, constant vertical pressure q_v applied to the upper surface of the top log. Similarly, the horizontal in-plane seismic load was applied to the edge surface of the top log as a uniformly distributed, quasi-static, time-varying pressure q_h of amplitude similar to the experimental procedure.

An important role in the adopted FE-model was assigned to the interaction between surfaces, which in ABAQUS/Standard can be implemented in the form of master-slave *contact pairs*. For all the contact-pairs, a mechanical interaction characterized by appropriate *tangential* and *normal behaviors* was taken into account.

A *penalty* isotropic Coulomb formulation was used for the tangential behavior. Its input parameters are the static friction coefficient m and the *slip tolerance* F_f. Based on experimental results previously discussed, m was set equal to 0.5. At the same time, for the non-dimensional slip tolerance F_f, based on preliminary studies, the value 0.0005 was used. In ABAQUS/Standard, F_f is expressed as a ratio of the characteristic length of the surfaces in contact. This quantity is representative of possible "elastic reversible tangential slidings" between the surfaces in contact before the occurring of irreversible sliding motion (namely, for shear stresses t lower than the critical shear stress t_{crit}). If $F_f \rightarrow 0$, no elastic relative motion occurs. For the normal behavior, a *default* constraint, *hard contact* pressure-overclosure enforcement method, able to avoid interpenetration between surfaces in contact and to transmit any contact

pressure p between them was used. A capability of this formulation is that if $p \rightarrow 0$, two surfaces in contact can separate during the analysis.

The timber was described as an orthotropic material. Based on values provided by standards for C24 spruce, its density was assumed equal to r= 420 kg/m^3, whereas the corresponding mechanical properties were described by means of ABAQUS engineering constants ($E_{0,mean}$= 11000 MPa, $E_{90,mean}$= 370 MPa, G_{mean}= 690 MPa). In order to take into account the occurring of inelastic compressive phenomena in joints, the mechanical behavior of spruce was described by means of an elastoplastic characteristic curve, with f_y the yielding strength. Several values were taken into account (2.5 MPa $\leq f_y \leq$ 7.5 MPa), and parallel simulations were performed. The analyses demonstrated that a good correspondence between monotonic test results and numerical calculations can be obtained if the yielding strength of spruce is assumed equal to f_y= 7.5 MPa (Fig. 3d). If compared to suggestions given by standards for C24 spruce (UNI EN338:2009), the characteristic value for the compression strength $f_{c,90,k}$ is 2.5 MPa, which approximately corresponds to a mean strength value $f_{c,90,mean} = f_{c,90,k} / 0.7$ = 3.57 MPa, thus lower than the numerically calibrated yielding strength f_y= 7.5 MPa. This difference could be justified by the anisotropy of timber or by the interaction between multiple logs. At the same time, the optimized numerical strength for timber (f_y= 7.5 MPa) is significantly lower than the mean value of compressive strength perpendicular to the grain $f_{u,90,mean}$= 13.62 MPa obtained from experimental tests performed on small 'Standard' specimens. Also in this circumstance, this apparent underestimation of f_y finds rational justification in the behavior of joints observed during full-scale experiments. When subjected to in-plane seismic loads, the shear wall S01 distributed the relative displacements and slidings along the entire elevation of the wall, thus resulting in small local deformations of single joints (e.g. no damage) and limited maximum pressures transferred from each main log to the adjacent perpendicular log. In contrast, small 'Standard' specimens were subjected to destructive experiments, thus resulting in $f_y < f_{u,90,mean}$.

Apart from the mechanical properties of timber, major benefits were obtained by introducing in the numerical model of specimen S01 a series of geometrical gaps (d_{gap}= 0.5 mm) along the elevation of the shear walls, between each main log and the corresponding orthogonal logs. These gaps, although representing a numerical idealization, appeared realistically able to describe possible logs defects and imperfections, strongly improving the quality of experimental and numerical comparisons (Fig. 3d). Based on these exploratory results, it is thus expected that the ongoing research project could lead to a realistic seismic characterization of Blockhaus systems and to the identification of useful design rules for Blockhaus structures.

Conclusions. In the paper, experimental and numerical results have been presented for full-scale Blockhaus shear walls subjected to in-plane lateral loads. Although native of forested areas not typically characterized by high seismic hazard, in the current practice Blockhaus buildings are frequently constructed in earthquake-prone regions, thus their seismic characterization currently requires investigation.

Based on experimental and numerical results, these structural systems resulted characterized by:

- high flexibility: cyclic tests performed on three different typologies of Blockhaus shear walls were stopped at the attainment of a maximum lateral displacement of the top log equal to 80 mm, and no damage was observed in the deformed specimens. Monotonic tests performed on the same specimens confirmed their high flexibility;
- high strength: although directly dependent on the geometry of the adopted carpentry joints, the tested walls generally showed elevated shear resistance to in-plane seismic loads;
- large dissipative capabilities: cyclic tests highlighted, for each specimen, significant energy dissipation of Blockhaus shear walls (equivalent damping ratio in the range 10% to 20% depending on the type of carpentry timber joint).

The typical seismic response of Blockhaus structures, due to various geometrical and mechanical parameters, is not simple to predict. Nevertheless, the use of sophisticated numerical FE-models effectively calibrated can accurately simulate their structural behavior. Future research will include the use of the numerical approach to predict the cyclic response of Blockhaus shear walls and buildings, the estimation of the behavior factor for Blockhaus systems, and design provisions for possible inclusion in the new generation of the Eurocode 8.

Aknowledgements. Rubner Haus AG SpA is gratefully acknowledged for funding the research project. Dr. Andrea Polastri (CNR IVALSA) is also acknowledged for the technical support during the experimental program.

References

Branco, J., Araújo, J.P. (2010). Lateral Resistance of Log Timber Walls subjected to Horizontal Loads. Proc. of WCTE 2010.

Branco, J., Araújo, J.P. (2012). Structural behaviour of log timber walls under lateral in-plane loads. Engineering Structures, 40: 371-382.

Hirai, T., Kimura, T., Yanaga, K., Sasaki, Y., Koizumi, A. (2004). Lateral Resistance of Log Constructions. Proc. of WCTE 2004, Volume I.

Pang, S.J., Ok, J.K., Park, J.S., Park, C.Y., Lee, J.J. (2011). Moment-Carrying Capacity of Dovetailed Mortise and Tenon Joints with or without Beam Shoulder. Journal of Structural Engineering, 137(7):785-789.

Simulia (2012). ABAQUS v.6.12 [Computer Software], Dassault Systems, Providence, RI, USA.

Tannert, T., Lam, F., Vallée, T. (2010). Strength Prediction for Rounded dovetail Connections Considering Size Effects. Journal of Engineering Mechanics, 136(3):358-366.

UNI EN 338:2009-Legno strutturale-Classi di resistenza.

UNI EN 1995-1-1:2009. Eurocode 5-Design of Timber Structures-Part 1-1: General-common rules and rules for buildings.

UNI EN 1998-1:2004. Eurocode 8- Design of Structures for Earthquake Resistance-Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings.

UNI EN 12512:2006-Strutture di legno-Metodi di prova-Prove cicliche di giunti realizzati con elementi meccanici di collegamento.

GPS HORIZONTAL KINEMATICS PATTERN IN THE ITALIAN PENINSULA

N. Cenni[1,2], E. Mantovani[3], P. Baldi[2], M. Viti[3], D. Babbucci[3], M. Bacchetti[2], A. Vannucchi[3]

[1]Dipartimento Scienze Biologiche, Geologiche e dell'Ambiente, Università degli Studi di Bologna, Italy

[2]Dipartimento di Fisica ed Astronomia, Università degli Studi di Bologna, Italy

[3]Dipartimento Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi di Siena, Italy

Introduction. The present horizontal kinematic pattern in the Italian peninsula is determined by using more than 400 continuous GPS stations operated in the 2001-2013 time span. The relatively high density of the network, in particular in central and northern Italy, can provide a detailed spatial definition of horizontal movements. This short term kinematic pattern is compared with the long-term kinematics, inferred from post-early Pleistocene deformation, in order to gain insight into possible tectonic implications. Also the present horizontal deformation pattern in the crust has been deduced by an weighted least-square procedure.

GPS data analysis. The daily observations of the considered GPS stations have been determined over the time interval 2001-2013. The data have been processed using the GAMIT software version 10.5 (Herring *et al.*, 2010a), adopting the distributed processing procedure (Dong *et al.* 1998). The network is divided into 30 sub–networks (clusters), each including at least the following six common stations: BRAS, CAGL, GRAZ, MATE, WTZR and ZIMM. The IGS precise ephemerides are included in the processing with tight constraints as the Earth Orientation Parameter (EOP). The Phase Centre Variation (PCV) absolute corrections for both ground and satellite antennas are included. Loose constraints are assigned to the daily position coordinates of stations. The temporal evolution of diurnal, semidiurnal, and terdiurnal solid earth tides are reconstructed using the IERS/IGS 2003 models, also applying pole-tide corrections according to the IERS standards (Herring *et al.*, 2010a). The ocean-loading tide effect is modeled using the FES2004 tide model produced at the Centre National d'Etudes Spatiales (Lyard *et al.*, 2006). The dry and wet components of the earth atmosphere produce an 'atmos-

pheric delay' in the travel time of the GPS signal from the satellite to the receiver, with respect to the vacuum model. This delay is modeled using the default model described by Saastamoinen (1972), adopting the global pressure and temperature distribution models developed to Boehm *et al.* (2006). The daily loosely constrained solutions of the 30 clusters obtained after GAMIT processing are combined into a unique solution by the GLOBK software (Herring *et al.*, 2010b) and aligned into the ITRF2005 reference frame (Altamimi *et al.*, 2007) by a weighted six parameters transformation (three translation and three rotation), using the ITRF2005 coordinates and velocities of the following 16 IGS stations: BUCU, CAGL, GRAZ, IENG, LAMP, MARS, MATE, PENC, SFER, SOFI, TLSE, VILL, WTZR,YEBE and ZIMM

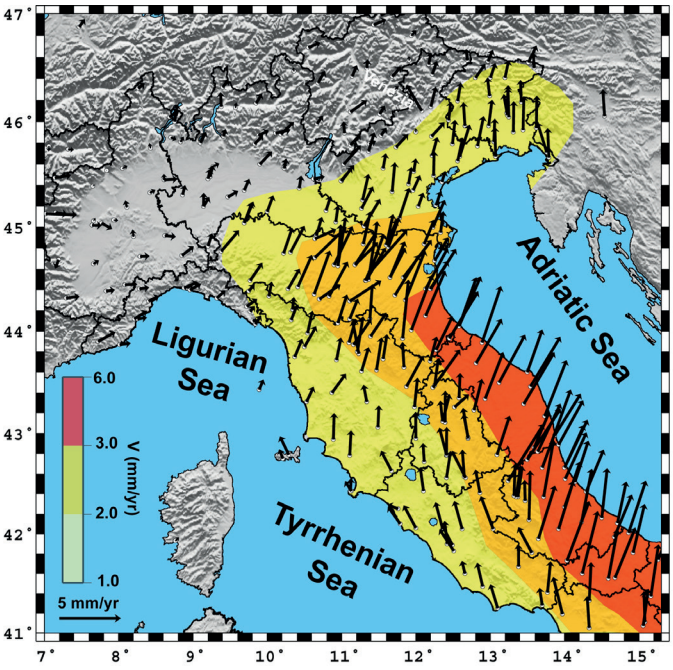


Fig. 1 – Residual horizontal GPS velocities with respect to Eurasia. The fixed Eurasian frame is modelled using the Euler pole proposed to Altamimi *et al.* (2007): 56.33 °N, 95.98 °W, ω = 0.261°/Myr. The coloured domains are based on the horizontal interpolated velocity field obtained using a D value of 50 Km, that is about three times the average spacing of the network (see text and Cenni *et al.* 2012 for explanations).

At the end of this procedure, the daily time series of the north, east and vertical geographical position components of each site included in the analysis are estimated. These series are analyzed in order to assess the three velocity components for each site, with an observation period longer than 2 yr. The time series component $y_c(t)$, (c =1,2,3 for the north, east and vertical component) in the first step of the analysis are modelled by the following relation:

$$y_c(t_i) = D_c + v_c t_i + \sum_{j=1}^{N} g_{cj} H(t_i - T_j) \qquad (1)$$

where D_c and v_c are the intercept and constant rate, respectively. The g_{cj} terms are the offset magnitudes for the N identified discontinuities, due to instrumental changes or seismic events eventually occurred at the T_j epochs, H is the Heaviside step function. These parameters are estimated using a weighted least square method. Successively, the data (outliers) whose deviation from the mean linear trend, estimated using the previous values, is three time larger than the average WRMS (weighted root mean square) of the position time-series residuals (have been identified and removed. The parameters of Eq. (1) are re-computed without outliers and the residual time series are estimated. These time series are then analyzed with the Lomb-Scargle method (Lomb, 1976; Scargle, 1982), in order to detect the principal periodic signal F with the maximum power value in the spectrum. This research is carried out in the period domain between $T/2$, where T is the observation time span of the site, and 1 month. The equation 1 has been modified in order to include the terms involving the principal periodic signal F so identified:

$$y_c(t_i) = D_c + v_c t_i + E_{1c} \sin 2\pi F t_i + E_{2c} \cos 2\pi F t_i + \sum_{j=1}^{N} g_{cj} H(t_i - T_j) + \varepsilon_i(t) \qquad (2)$$

The linear trend with other parameters of Eq. 1, the amplitude E_c ($E_c = \sqrt{E_{1c}^2 + E_{2c}^2}$) and phase φ ($\varphi = \tan^{-1} E_{2c}/E_{1c}$) of the principal periodic signal F are estimated by a weight least square approach. As argued in several papers (e.g., Hackl *et al.*, 2011; Bos *et al.*, 2008; 2010; King and Williams, 2009; Santamaria-Gomez *et al.*, 2011; Williams 2004, 2008), the noise $\varepsilon_i(t)$ in the GPS position time series can be described as a power law process. Some different methods have been developed in order to estimate the characteristics of noise in the GPS time series and a more realistic values of the velocity uncertainties. In this note we have estimated the uncertainties associated to the velocities by the Allan Variance of the Rate (AVR) method, introduced by Hackl *et al.* (2011). This method, derived from the analysis of the frequency stability in atomic clocks or crystal oscillators (Allan, 1966), gives the possibility of dealing the time correlated noise in a time series. The estimate of velocity uncertainties is carried out in two independent steps: first the variance is computed and successively the choice of the error model is performed.

Horizontal velocity field. The horizontal velocity pattern obtained by the above analysis (Fig. 1) indicates that the outer part of the Northern Apennine belt moves significantly faster (3-4 mm/yr) and more easterly with respect to the surrounding zones, where velocities are mostly lower than 2 mm/yr. This evidence is fairly significant, being coherently indicated by many velocity vectors. One may note that the faster domain roughly corresponds to the Apennine sector that has been characterized by greater mobility since the middle Pleistocene (e.g., Mantovani *et al.*, 2011, 2012, 2013; Cenni *et al.*, 2012, 2013). This correspondence may suggest that the dynamic context that acted in the most recent tectonic evolution, causing the lateral escape of the above mentioned wedges, is still going on.

In order to minimize local eventually anomalies in a possible regional kinematic field, an interpolation approach has been applied. To this purpose, we have used a weighted least-square procedure with a distance-decaying parameter *D* which takes into account the distances between the grid node and GPS stations (Shen *et al.*, 1996). This computation, starting from the GPS velocity

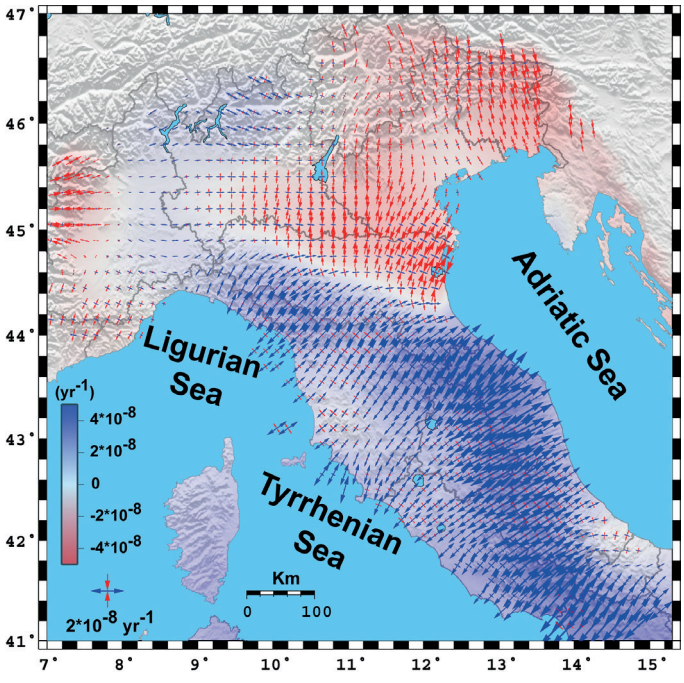


Fig. 2 – Horizontal strain rate field estimated using the weighted least square method described in text and in Cenni *et al.* (2012). This pattern has been obtained by using a distance decay factor of 50 Km, that is a value about three times larger than the average spacing of the network. Converging and diverging black arrows indicate principal axes of shortening and lengthening, respectively. The 2D dilatation-rate field (red extensional and blue compressional) is also shown in the figure.

data, solves for six parameters: the two horizontal velocity components and the four velocity gradients (Feigl *et al.*, 1990). The weights are estimated by scaling the variance associated with the velocity data with an exponential scaling function $e^{(djl/D)}$, where d_{jl} is the distance between the j_{th} node of the grid and the l_{th} GPS station, and D is the distance decay factor. The GPS sites lying at a distance lower than D from the j_{th} point of the grid give a significant contribution to the estimate of the interpolated velocity and of the strain rate (Shen *et al.*, 1996). In order to improve the reliability of results, we have adopted two geometric criteria: the interpolated values are taken as acceptable only when at least three GPS sites are located at a distance lower than D from the point considered and the sites considered must be uniformly distributed in the surrounding region (one in each 120° angular sector). The resulting strain rate field obtained, by using a D value (50 km) about three times larger than the average spacing of the network (Fig. 2), points out the presence of fairly coherent regimes in the various sectors of the zone considered. A compressional regime, with SSE–NNW shortening axis, dominates in the Eastern Southern Alps, at the northern collisional border of the Adriatic plate with the Eurasian domain. A roughly N–S compression, associated with minor orthogonal lengthening occurs in the Po Valley area which overlies the outer buried thrusts of the Northern Apennine belt. This regime is consistent with the strain field that has been associated with the recent strong earthquakes that occurred in the Emilia zone since May 20, 2012 (Pondrelli *et al.*, 2012). A dominant extensional regime, with SW–NE lengthening axis, coherently occurs in the Northern Apennines, in agreement with the features of the extensional tectonics that has formed the main troughs running along the axial part of the chain (e.g., Boncio and Lavecchia, 2000). A transtensional regime mainly occurs in the central Apennines, where major sinistral fault systems are recognized (e.g., Piccardi *et al.*, 2006).

Another parameter that can be derived from the GPS displacement field is the total strain rate (*TSR*), which is defined by the following relation $TSR = \sqrt{\dot{\varepsilon}_{11}^2 + \dot{\varepsilon}_{22}^2 + 2 \cdot \dot{\varepsilon}_{12}^2}$ where $\dot{\varepsilon}_{11}$, $\dot{\varepsilon}_{22}$ and $\dot{\varepsilon}_{12}$ are the horizontal components of the strain rate tensor (Kreemer *et al.*, 2003). The pattern of *TSR* on a grid of 0.1° x 0.1° is shown in Fig. 3. The comparison of this pattern with the distribution of the earthquakes of M ≥ 4 occurred in the same area since 01/01/2001, shows that most seismicity is located where the *TSR* values are relatively high.

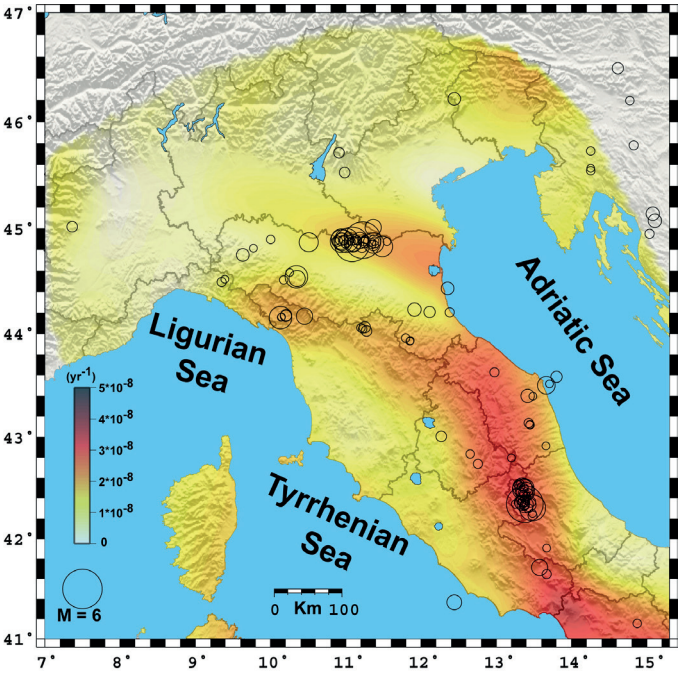


Fig. 3 – Second invariant of 2D strain rate tensor (Total strain rate = TSR) estimated from the velocity field (Fig. 1). Circles indicate the locations of the earthquakes occurred since 01/01/2001, with magnitude M ≥4; and depth greater than 40 km (ISIDe)

Acknowledgements. We are grateful the following Institutions: ASI, ARPA Piemonte, FOGER (Fondazione dei Geometri e Geometri Laureati dell'Emilia Romagna), FREDNET (OGS), LABTOPO (University of Perugia), LEICA-Italpos, Regione Abruzzo, Regione Friuli Venezia Giulia, Regione Liguria, Regione Lombardia, Regione Piemonte, Regione Veneto, RING-INGV, Provincia Autonoma di Bolzano (STPOS), Provincia Autonoma di Trento (TPOS), STONEX, which have kindly made available GPS recordings. We are grateful to Settore - Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica Dir. Gen. Politiche Territoriali e Ambientali Regione Toscana and Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli Regione Emilia Romagna for the economic and logistic support. The figures have been carried out by the Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998).

References

Allan D. W., 1966. *Statistics of atomic frequency standards*. Proc. IEEE, 54(2), 221–230.

Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B. and Boucher C.; 2007: *ITRF2005: a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters*. J. Geophys. Res., 112, B09401. doi:10.1029/2007JB004949.

Boehm J., Niell A., Tregoning P. and Schuh H.; 2006: *Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data*. Geophys. Res. Lett., 33, L07304, doi:10.1029/ 2005GL025546.

Boncio P. and Lavecchia G.; 2000: *A structural model for active extension in Central Italy*. J. Geodyn. 29, 233-244.

Bos M. S., Fernandes R. M. S., Williams S. D. P. and Bastos L., 2008: *Fast error analysis of continuous GPS observations*. J. Geod., 82(3), 157–166, doi:10.1007/s00190-007-0165-x.

Bos M.S., Bastos L. and Fernandes R.M.S.; 2010: *The influence of seasonal signals on the estimation of the tectonic motion in short continuous GPS time-series*. J. Geodyn., 49: 205–209

Cenni N., Mantovani E., Baldi P. and Viti M.; 2012: *Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements.* J. Geodyn., 58, 62-72.

Cenni, N., Viti, M., Baldi, P., Mantovani, E., Bacchetti, M.,Vannucchi, A., 2013. *Present vertical movements in central and northern Italy from GPS data: possible role of natural and anthropogenic causes*. Journal of Geodynamics, 71, 74-85. http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2013.07.004.

Dong D., Herring T.A. and King R.W.; 1998: *Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data*. J. Geod., 72, 200-214.

Feigl K.L., King R.W. and Jordan T.H., 1990: *Geodetic measurement of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California*. J. Geophys. Res., 95, 2679–2699.

Hackl M., Malservisi R., Hugentobler U. and Wonnacott R., 2011: *Estimation of velocity uncertainties from GPS time series: Examples from the analysis of the South African TrigNet network*. J. Geophys. Res., 116, B11404, doi:10.1029/2010JB008142.

Herring T.A., King R.W. and McClusky S.C.; 2010a: *GAMIT Reference Manual, GPS Analysis at MIT, Release 10.4*. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusset Institute of Technology, Cambridge MA.

Herring T.A., King R.W. and McClusky S.C.; 2010b: *Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program,* GLOBK Reference Manual, Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusset Institute of Technology, Cambridge MA.

Kreemer, C., Holt, W.E., Haines, A.J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. Geophys. J. Int. 154, 8–34. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.

ISIDe Working Group (INGV, 2010), Italian Seismological Instrumental and parametric database: http://iside.rm.ingv.it

Lomb N. R., 1976: *Least-Squares Frequency Analysis of Unevenly Spaced Data*. Astrophysical and Space Science, 39, pp. 447-462.

Lyard F., Lefevre F., Letellier T. and Francis O.; 2006: *Modelling the global ocean tides: insights from FES2004*, Ocean Dynam., 56, 394–415.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D. and Tamburelli C; 2009: *A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines.* Tectonophysics, 476, 22-40.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D. Cenni N., Tamburelli C. Vannucchi A. Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., Dintinosante V. and Fabbroni P.**;** 2011: *Sismotettonica dell'Apennino settentrionale: implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana*. Pubblicazione della Regione Toscana, 85 pagg.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D. Cenni N., Tamburelli C. Vannucchi A. Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., Dintinosante V. and Fabbroni P.; 2012: *Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri di priorità per interventi di prevenzione*. Pubblicazione della Regione Toscana, 141 pagg.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D. , Cenni N., Tamburelli C. , Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., L. Martelli, P.Baldi, M. Bacchetti, 2013. Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana. Centro Stampa-Regione Emilia-Romagna, pagg. 168 (www.regione.toscana.it).

Piccardi L., Tondi G. and Cello G.; 2006: *Geo-structural evidence for active oblique estension in South-Central Italy*. In: Pinter, N., Grenerczy, G., Weber, J., Stein, S., Medak, D. (Eds.), The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazard, NATO Science Series IV – Earth and Environmental Sciences, vol. 61. Springer, pp. 95–108.

Saastamoinen J.; 1972: *Contributions to the theory of atmospheric refraction*. Bull. Geod., 105, 279–298.

Santamaría-Gómez, A., Bouin, M.N., Collilieux, X., Wöppelmann, G., 2011. Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates, J. Geophys. Res. 116, B01405, doi:10.1029/2010JB007701.

Scargle J. D., 1982: *Studies in Astronomical Time Series Analysis II. Statistical Aspects of Spectral Analysis of Unevenly Sampled Data.* Astrophysical Journal, 263, 835-853.

Shen Z.K., Jackson D.D. and Ge B.X., 1996: *Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements.* J. Geophys. Res. 101, 27957-27980.

Wessel P. and Smith W.H.F.; 1998: *New, improved version of the Generic Mapping Tools released*. Eos Trans. AGU, 79, 579.

Williams, S.D.P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R-M., Prawirodirdjo, L., Miller, M., Johnson J., 2004. Error analysis of continuous GPS position time series, J. Geophys. Res. 109, B03412, doi:10.1029/2003JB002741.

Williams, S.D.P., 2008. CATS: GPS coordinate time series analysis software, GPS Solutions 12(2), 147–153, doi:10.1007/s10291-007-0086-4.

LOCAL VS. DURATION MAGNITUDE RELATIONSHIP FOR THE MT. ETNA SEISMIC CATALOGUE

S. D'Amico, E. Giampiccolo, T. Tuvè

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, Catania, Italy

Introduction and state of the art. Studies on seismicity at Mt. Etna are of extreme importance for the high seismic and volcanic risk which characterizes the area. In this area, seismic events are in part located at less than 5 km b.s.l. depth, producing arrivals with medium- to low-frequency content and/or complicated signatures at stations just a few kilometers distant from the epicentral area (Patanè and Giampiccolo, 2004); on the other hand, earthquakes which present high frequency content and sharp arrivals, similar to those of typical earthquakes of tectonic areas, are mainly located between 5 and 20 km.

Seismicity mainly occurs in the form of swarms, whereas foreshock-mainshock-aftershock sequences are rarely recorded, and seldom exceeds magnitude 4.0 (Ferrucci and Patanè, 1993). Notwithstanding, the estimation of magnitude is considered as an important parameter to be routinely measured with minimum uncertainty. In fact, an increase of the magnitude level of the local events, accompanied by migration of the foci and/or a change in the focal volume, is considered as an indicator of a change in the volcano-dynamics (Del Pezzo and Petrosino, 2001). Moreover, the occurrence of severe damage during small magnitude events is not new in the Mt. Etna area where previous earthquakes (in the years 1865, 1911, 1914, and 1952) attained epicentral intensities as large as IX-X EMS (Grünthal, 1998), in spite of macroseismic magnitudes $M_M < 5$ (Azzaro, 2004).

Since the 80's, the earthquake magnitude at Mt. Etna has been routinely estimated by the duration of the seismic event (M_D), by using Caltabiano *et al.* (1986) relationship:

$$M_D = - 1.367 + 2.068 \log \tau + 0.212 \log \Delta \qquad (1)$$

where τ is the duration time of the event in seconds calculated at a reference station and Δ is the hypocentre distance in km. Duration magnitude is determined visually on the drum recorders, from the onset of the first arrival up to the time when the amplitude of the coda is not distinguishable from the background noise. After Caltabiano *et al.* (1986) a new formula was introduced by Cardaci and Privitera (1996), based on the methodology proposed by Real and Teng (1973), which takes into account the stations response and the medium characteristics at each station. However, in order to ensure a homogenous database of magnitude observations, for monitoring purpose the Cardaci and Privitera (1996) relationship had never been adopted and the Caltabiano *et al.* (1986) formula is still in use at INGV- OE.

In volcanic areas the calculation of the local magnitude M_L is more objective than that of M_D because the measurement of the signal amplitude is less ambiguous with respect to the decay of

the earthquake coda, which may be masked by the presence of noise, volcanic tremor, or other shocks (Del Pezzo e Petrosino, 2001; D'Amico e Maiolino, 2005).

A first attempt to estimate the local magnitude M_L was performed by D'Amico and Maiolino (2005), which used a dataset of earthquakes recorded at Mt. Etna during the 2002-2003 eruption and Lahr (1999) relationship:

$$M_L = \log A + a \log \Delta - b \qquad (2)$$

where A is maximum half-amplitude of the horizontal component of the seismic recording measured in mm and «+a logΔ−b» is a correction factor which describes the variation of maximum amplitude taking into account the distance from source to receivers and takes the place of the term «−logA_0» of Richter (1935) relationship. In Eq. (2) a = 0.15, b = 0.16 (for Δ<200 km).

Starting from 2005, thanks to the improvement of Mt. Etna seismic network and the installation of digital stations equipped with broad band three component sensors, the local magnitude M_L estimated by using amplitude of the horizontal ground displacements of the earthquake, became a routine procedure in monitoring of seismic signals of the volcano. However, for monitoring purpose, in order to maintain a long dataset of coherent magnitude observations, M_D continued till today to be evaluated as well.

Data analysis and results. It is known in literature that a sort of bias is present when comparing duration *vs* local magnitudes estimates (Gasperini, 2002; D'Amico and Maiolino, 2005; Castello *et al.*, 2007; Giampiccolo *et al.* 2007). Since magnitude estimation in M_D and M_L, although mutually related, do not produce the same results, it is mandatory to adopt an empirical conversion to produce a homogeneous catalogue for Mt. Etna region. The Standard Linear Regression (SLR) is the simplest and most commonly used regression procedure applied in literature (e.g. Gasperini and Ferrari, 2000; Gasperini, 2002; Bindi *et al.*, 2005; Braunmiller *et al.*, 2005). However its application without checking whether its basic requirements are satisfied may lead to wrong results (Castellaro *et al.*, 2006). In particular, the condition that the uncertainty on the independent variable is at least one order magnitude smaller than the one on the dependent variable must be met to obtain correct results. For magnitude scale conversion it is common to consider only one of the magnitudes to be in error. However, in case both the magnitudes have measurement errors, due to saturation or otherwise, the use of least-squares linear regression procedure may not be appropriate. As an alternative it is better to use General Orthogonal Regression (GOR) relation (Carrol and Ruppert, 1996), which takes into account the errors on both the magnitude types (Castellaro *et al.* 2006; Das *et al.*, 2011).

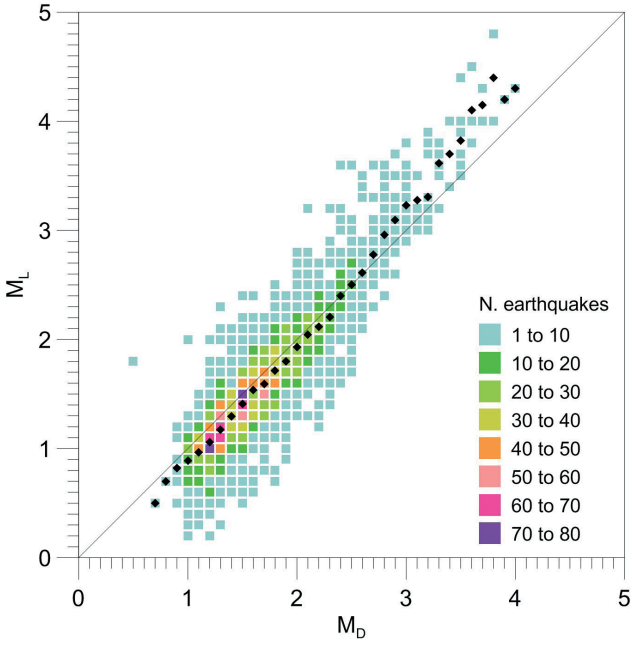


Fig. 1 – Plot of M_D vs M_L values of the earthquakes occurred at Mt. Etna from 2005 to 2012. The scale colours indicate the number of earthquakes with equal M_D-M_L couple. The black diamonds indicate the average value of M_L for each M_D value.

The purpose of this study is to determine an empirical relationship M_D-M_L for Mt. Etna earthquakes by applying the GOR relation (Carrol and Ruppert, 1996), for the dataset of M_L and M_D available for the earthquakes recoded from 2005 to 2012.

The dataset consists of 3361 earthquakes selected from the INGV-OE catalogue (Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale – Calabria Meridionale, 1999-2013, Gruppo Analisi Dati Sismici). Earthquakes are spread all over the area and focii are mainly from the surface to 20 km. For the whole dataset both M_D and M_L are given.

As shown in Fig. 1, the dispersion of M_D is very large and it is caused by the uncertainty in the duration estimates, which is mainly related to the presence of noise which mostly affects short-duration (less-energetic) earthquakes (Murru *et al.*, 2007). Therefore, the M_D scale, overestimating small size events and underestimating greater events, appears to be compressed respect to the M_L scale. In particular, M_D are overestimated for M_L <=2.0 and underestimated for M_L > 2.5.

This behaviour may be clearly observed also computing the frequency magnitude distribution of the catalogue and the energy seismic strain release for the whole period. In particular, the slope of the Gutenberg-Richter (G-R) relation (Fig. 2a) calculated by considering M_D is higher than that of M_L. In Fig. 2a, it is clear that small magnitude values are well represented by M_L but not by M_D which includes in the classes 1.0-1.4 all low energy events. The distributions seems very similar from 2.0 to 2.5 and, again, the events more energetic are better represented in M_L distribution. This has to be taken into account in carrying out studies that use the *b*-value or seismicity rate because it may have implications for both source processes and hazard estimation. Similarly, the plot of the seismic energy released in time (Fig. 2b) enhances that also this estimate is affected by the M_D-M_L behaviour.

In our regression analyses, we put a great deal of effort into assessing the magnitude uncertainties that are required for the application of GOR method. The standard deviation (σ) for M_L and M_D are 0.61 and 0.49 respectively, giving an error variance ratio η of 1.24. Being this value in the range 0.7 - 1.8 (Castellaro and Bormann, 2007) we may feel confident that the application of GOR gives better results than SLR.

The basic procedure for GOR is described in detail in the literature (Carroll and Ruppert 1996; Das *et al.* 2011) and thus we will briefly describe it.

Considering events data of magnitude pairs (M_{Xobs}, M_{Yobs}), a GOR relation is expressed in the following form:

$$M_Y^1 = a\, M_X^* + b \qquad (3)$$

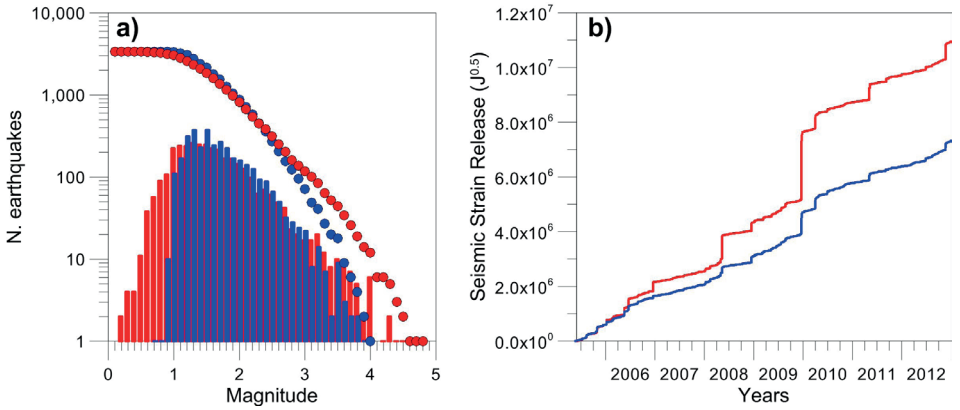


Fig. 2 – a) Frequency magnitude distributions, in normal and cumulative scale, calculated by considering M_D (blue) and M_L (red); b) seismic energy strain release calculated from both M_D (blue) and M_L (red).

In Eq. (3) M_X* is the abscissa of the point on the GOR line which is the orthogonal projection of the given point (M_{Xobs} M_{Yobs}) and *a* and *b* represent the slope and the intercept of the line, respectively.

To develop and validate the GOR relation between M_D and M_L a Monte Carlo test was performed. Seismic dataset was randomly split into two subsets of 1861 and 1500 earthquakes. The two dataset were randomly generated 1000 times and for each run the relationships were calculated The first subset was used to calculate the coefficients a and b of the GOR.

The final values of coefficients a and *b* were obtained as mean of the coefficients distribution, while the related uncertainties were obtained as standard deviation of coefficients distributions.

The GOR relationship (Fig. 3) obtained is:

$$M_L = 1.237\ (\pm\ 0.009)*M_D\ -0.483\ (\pm\ 0.016) \qquad (4)$$

with a correlation coefficient R = 0.90; rms and standard deviation of the residuals between observed and calculated M_L are respectively 0.266 and 0.172.

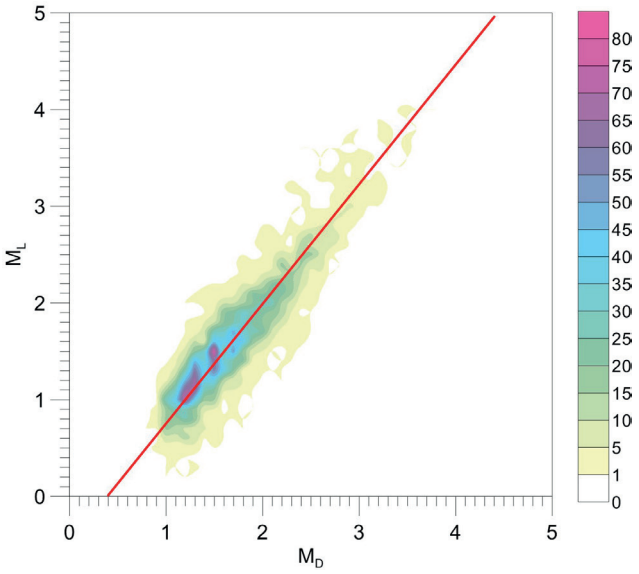


Fig. 3 – Plot of regression relation for M_L and M_D obtained by using GOR (red line). Colour scale bar indicates the number of earthquakes.

The regression relation derived in this study reduces the previous bias between M_D and M_L for Mt. Etna earthquakes and will be used to develop a homogeneous magnitude catalogue for the earthquake recorded since 1988, by calibrating the M_D observations collected in the area with the more recent and reliable M_L values.

References

Azzaro R.; 2004: *Seismicity and active tectonics in the Etna region: constraints for a seismotectonic model*. In:Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S. (eds), Mt. Etna: volcano laboratory, American Geophysical Union, Washington (USA), pp. 205-220.

Bindi D., Spallarossa C., Eva C. and Cattaneo M.; 2005: *Local and duration magnitude in northwestern Italy and seismic moment versus magnitude relationships*, Bull. Seism. Soc. Am., **95**, 2, 592-604.

Caltabiano T., Condarelli D., Gresta S., Patanè D. and Patanè D. 1986: *Analisi preliminare dei dati della stazione sismica di Serra Pizzuta Calvarina*, CNR IIV Open File Rep. 10/86.

Cardaci C. and Privitera E.; 1996: *Applicazione di metodi per la stima della magnitudo ai terremoti locali registrati dalla rete sismica permanente dell'Etna*, CNR IIV Open File Rep. 3/96.

Carroll R..J. and Ruppert D.; 1996: *The use and misuse of orthogonal regression in linear errors-in-variables models*, American Statistician, **50**, 1-6.

Castellaro S., Mulargia F. and Kagan Y.Y.; 2006: *Regression problems for magnitudes*, Geophys. J. Int. **165,** 913–930.

Castellaro, S. and Bormann, P.; 2007:*Performance of Different Regression Procedures on the Magnitude Conversion Problem*, Bull. Seism. Soc. Am., **97**, 1167-1175

Castello B., Olivieri M. and Selvaggi G.; 2007: *Local and duration magnitude determination for the Italian Earthquake Catalog, 1981–2002*, Bull. Seism. Soc. Am., **97**, 128–139.

D'Amico S. and Maiolino V.; 2005: *Local magnitude estimate at Mt. Etna*, Ann. Geophys., **48**, 2, 215-229.

Das R., Wason H. R. and Sharma M. L.; 2011: *Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude,* Nat Hazards, **59**, 801–810

Del Pezzo E. and Petrosino S.; 2001: *A local-magnitude scale for Mt. Vesuvius from synthetic Wood-Anderson seismograms,* J. Seismol., **5**, 207-215.

Ferrucci F. and Patanè D.; 1993: *Seismic activity accompanying the outbreak of the 1991-1993 eruption of Mt. Etna (Italy),* Jour. Volc. Geoth. Res., **57**, 125-135

Gasperini P. and Ferrari G.; 2000: *Deriving numerical estimates from descriptive information: The computation of earthquake parameters*, Ann. Geophys., **43**, 4, 729-746.

Gasperini P.; 2002: *Local magnitude revaluation for recent Italian earthquakes (1981–1996),* J. Seism. **6,** 503–524.

Giampiccolo E., D'Amico S., Patanè D. and Gresta S.; 2007: *Attenuation and source parameters of shallow microearthquakes at Mt. Etna volcano (Italy)*, Bull. Seism. Soc. Am., **97,** 1b, 184-197.

Grünthal, G., 1998: *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)* European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, Luxembourg, p. 99. http://www.ecgs.lu/cahiers-bleus/.

Gruppo analisi dati sismici, 2013: *Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale – Calabria Meridionale,(1999-2013)* INGV,Catania, http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php

Lahr J. C.; 1999: *Hypoellipse: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern (Y2K compliant),* U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 99-23.

Murru M., Console R., Falcone G., Montuori C. and Sgroi T.; 2007: *Spatial mapping of the b value at Mount Etna, Italy, using earthquake data recorded from 1999 to 2005,* J. Geophys. Res., **112**, B12303, DOI:10.1029/2006JB004791.

Patanè D. and Giampiccolo E.; 2004: *Faulting processes and earthquake source parameters at Mount Etna: state of art and perspective, in Mt. Etna: Volcano Laboratory,* edited by Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S., Am. Geophys. Un., **143**, 167-189.

Real C. R. and Teng T.; 1973: *Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California*, Bull. Seism. Soc. Am. **63**, 5, 1809 – 1827.

Richter C. F.; 1935: *An instrumental earthquake magnitude scale,* Bull. Seismol. Soc. Am. **25**, 1–31.

SYNTHESIS 0.1: BETA RELEASE OF A SYNTHETIC WAVEFORMS REPOSITORY

M. D'Amico[1], F. Pacor[1], R. Puglia[1], L. Luzi[1], G. Ameri[2], F. Gallovi[3], A. Spinelli[4], M. Rota Stabelli[4]

[1]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milan, Italy

[2]FUGRO-Geoter, Auriol, France

[3]Faculty of Mathematics and Physics, Department of Geophysics, Charles University, Prague, Czech Republic

[4]Team Quality s.r.l., Bergamo, Italy

Introduction. Earthquake engineering analysis requires, as seismic input, a reliable and complete characterization of ground motion both in time and frequency domains.

For time-series analysis, engineers often use a suite of observed accelerograms from past earthquakes, selected from worldwide databanks on the base of specific criteria, suitable for their particular purpose, such as strong-motion parameter, magnitude, distance, site class, tectonic environment, spectral matching, etc..

One reason of promoting the use of synthetic seismograms is the paucity of recorded strong motion data in near-source range for moderate to strong events that are of great concerns for seismic hazard evaluation, risk assessment and seismic microzonation.

Synthetic waveforms, generated by broadband simulation procedures, have the potential to represent a valid alternative to observed motions. Several simulation techniques have been recently proposed to this aim (Graves and Pitarka, 2004; Pacor *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2006; Gallovič and Brokešová, 2007; Ameri *et al.*, 2008; among many others). They vary in methodological approach and complexity, but all of them model source processes, path effects, and local site response. The numerical models require the definition of a quite large number of input parameters whose values rarely can be fixed "a priori". While reasonable hypothesis can be done on the causative fault and properties of the propagation medium, kinematic parameters describing the rupture can hardly be set.

To handle this lack of knowledge, a strategy is to generate, for each fault, a large number of shaking scenarios (all equally probable), assuming the input values in a plausible range. Each scenario corresponds to a specific combination of input parameters used to simulate the ground

motion. In this way, for each site, a number of ground motion synthetics become available. The synthetics can be statistically analyzed to evaluate the probability distribution of ground motion values (PGA, PGV, PSA, etc.).

In this study we present a prototype of the database SYNTHEtic SeISmograms (SYNTHESIS 0.1). It is designed to archive and distribute synthetic waveforms computed for earthquake hazard analysis and engineering applications. The database is complemented with all associated information describing each scenario-event. The structure of SYNTHESIS is adopted from the ITACA database (http://itaca.mi.ingv.it), developed to archive and distribute recorded strong motion data in Italy. The main features of the SYNTHESIS database and the web portal for data dissemination are illustrated. The web database can be accessed at http://dyna.mi.ingv.it/synthesis/. A wide range of search tools enables the user to interactively retrieve synthetic waveforms, parameters of the scenario-events and geographic information on simulation sites. A range of display options allows users to view data in different contexts, extract and download synthetic waveforms and display maps of selected peak ground parameters.

Simulation techniques. Seismic scenarios reported in the SYNTHESIS database are characterized by various complexity levels which are defined by the typology of the computing techniques used to simulate seismograms. In the first release of the database we have considered seismograms generated by stochastic (EXIM: Motazedian and Atkinson, 2005), deterministic-stochastic (DSM: Pacor *et al.*, 2005) or hybrid methods (HIC: Gallovič and Brokešová, 2007), as summarized in Tab. 1. Deterministic methods are those that can reproduce in a more realistic way the path effects in a well defined heterogeneous media through a full numerical simulation of the fault-to-site wavefield. On the other hand, they require a greater amount of computational resources. Stochastic finite fault methods, in spite of their theoretical limitations, are more efficient in terms of computational resources, and can be widely used to simulate accelerograms in the engineering frequency-range of interest (0.2 - 20 Hz).

Scenario-event. In the SYNTHESIS prototype database we have included the case of the 1980 Irpinia earthquake (M 6.9). This earthquake was the largest seismic event ever recorded in Southern Italy by strong motion instruments (Cocco and Pacor, 1993; Improta *et al.*, 2003; Cultrera *et al.*, 2010; Ameri *et al.*, 2011). It was recorded by only 21 analog accelerometric stations, 8 of them located close to the source (R_{jb}< 40 km), belonging to the National Accelerometric Network (RAN, Rete Accelerometrica Nazionale) operated by Italian Department of Civil Protection (DPC). This event was characterized by subsequent rupture episodes of three distinct normal fault segments. For simplicity, we considered just the first strongest rupture episode that occurred on a NW-SE oriented and NE dipping fault plane (Length = 35 km, Width = 15 km, Fault Top Depth = 2.2 km). The synthetics were computed at a dense grid of 144 virtual receivers located around the fault up to R_{jb} distance of 100 km. In addition, synthetics waveforms were also simulated for 8 near fault accelerometric stations. For all simulations, a normal fault-plane embedded in a 1D propagation medium with bedrock surface condition was assumed. On the fault, 54 different rupture models were simulated varying the source kinematic parameters such as: i) position of the nucleation point, ii) rupture velocity, and iii) final slip distribution. The synthetic dataset is composed of three groups of more than 10000 simulated accelerograms, each of them corresponding to three different finite-fault simulation techniques (EXSIM, DSM and HIC codes).

Data dissemination. The synthetics are distributed as ASCII files, whose name contain the information on the virtual grid of receivers, the site code, the type of simulation, the site conditions, and the ground motion component.

The ASCII files contain a header of 55 rows, where the main information describing the synthetic waveforms are included (hypocentral location, magnitude, simulation technique, frequency range, etc.), being followed by a column with ground motion amplitudes.

Prior to uploading into the SYNTHESIS database, the synthetic data are processed adopting different standard procedures depending on the considered simulation technique, in order to

Tab. 1 – Overview of the main characteristics of the simulation techniques that are included in the present release of the SYNTHESIS database (modified after Ameri *et al*., 2011).

EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005)	*stochastic finite fault method*	An extended fault plane is divided in an appropriate number of subfault, each of them is considered as a point source (Boore, 1983; 2003) radiating an ω spectrum. Ground motion produced by subfaults is summed in the time domain, with a proper time delay depending on the rupture time distribution, to obtain the expected ground motion for the entire fault. Spectral shape depends on geometrical spreading, anelastic attenuation and kappa effects. In contrast to the previous version (FINSIM, Beresnev and Atkinson, 1987), this code implements the concept of dynamic corner frequency. Frequency-dependent crustal amplification function can be introduced to account for wave amplification effect to the layered propagation media (Boore and Joyner, 1997).
DSM (Pacor *et al*., 2005)	*deterministic-stochastic approach with approximated Green's functions*	An acceleration envelope is computed by isochrones theory for a 1D layered medium at each simulation site: the duration is defined by rupture propagation + crustal propagation. The deterministic envelope is used to taper a white noise time series that is then multiplied in the Fourier domain by an ω reference spectrum (Boore, 1983, 2003). The finite fault characteristic such as distance, radiation pattern and corner frequency are parameters of the spectrum. Frequency-dependent site amplification function can be introduced to account local seismic site response.
HIC (Gallovič and Brokešová, 2007)	*broadband hybrid integral-composite technique with full-wavefield Green's functions*	The rupture process at the seismic source is described in terms of slipping of elementary overlapping subsources with fractal number-size distribution (fractal dimension 2), randomly placed on the fault plane. At low frequencies representation theorem is employed assuming final slip distribution composed from the subsources (providing *k*-squared decay at high wavenumbers *k*). At high frequencies the ground motion synthesis is performed by summing the point-source contributions from each subsource assuming ω Brune's pulse radiation. Low and high frequency waveforms are combined in the frequency domain taking into account an appropriate cross-over frequency band. Full-wavefield Green's functions are computed by means of the DWN technique in a 1D layered medium. Spectral attenuation is defined by quality factor and kappa value.

also distribute velocity and displacement waveforms, and to compute the associated ground motion parameters (peak and integral values).

The dissemination of SYNTHESIS is performed through the web portal http://dyna.mi.ingv.it/synthesis/, where a fully relational database is stored. It can be explored through three groups of user-friendly interfaces, which allow performing queries on selected scenarios, stations and

waveforms parameters. Each group can be explored specifying search key fields: 11 for the scenarios, 13 for the stations, and 10 for the synthetic waveforms.

The first group (*scenarios*) manages the information flow regarding the input parameters used for the ground motion simulations (seismogenic source, magnitude, hypocentral location, crustal velocity model, rupture velocity, slip distribution, etc.). As the primary key field (Fig. 1) we introduce an univocal alphanumerical code (e.g. ID = SY-2012-000101) composed of 3 parts specifying : a) recorded earthquakes (EQ) or scenario-events (SY); b) year of simulation (2012); c) simulation counter (000101). From the list of outcomes the user can access the scenario details, where all the simulation input parameters, together with related references, can be retrieved (Fig. 1). Epicentre, sites and seismogenic sources are mapped through the Google-Map data©, together with the simulated PGA values (cm/s) (Fig. 1). Detailed information on the synthetic accelerograms (station, magnitude, fault distance, ground motion parameter, frequency range, etc.) are identifiable either by a waveforms list or through Google-Map (Fig. 1). The waveforms that satisfy the required conditions can be displayed with the aid of a Java applet. It allows the user to perform simple operations like zoom in/out, modify display options (axis labels, axis limits, background and foreground color, etc.) and plot saving or printing (Fig. 1).

The second group (*stations*) controls the information related to the sites at which the ground motion simulations is performed (location, geomorphologic and geotechnical features). The simulations can be associated with different virtual grids or at existing accelerometric stations.

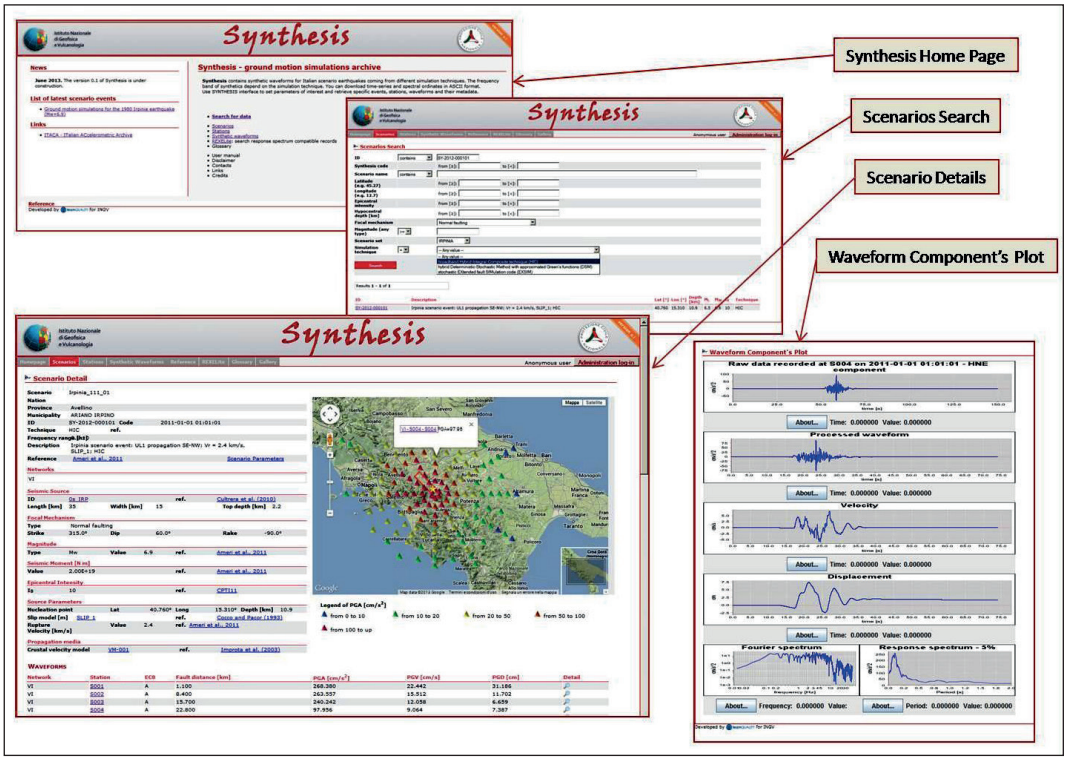


Fig. 1 – Schematic representation of geographic selection of the EW component of the ground motion simulated by HIC code in the case of the Irpinia scenario-event SY-2012-000101 for a virtual receiver (S004, located ~40 km north of the fixed epicentre). The frame of the scenario details reports the main scenario parameters together with their bibliographic reference. The PGA (cm/s) distribution at each receiver is represented on a Google-Map©inset. The seismogenic source box and the simulated epicenter location are also reported. Each receiver can be selected in order to export or display the simulated waveform.

The third group (*synthetics waveforms*) is related to the synthetic waveforms. The waveform query can be made through a simple or an advanced search. Simple searches allow selecting synthetics for a limited number of relevant key fields (PGA, PGV, PGD, magnitude, source distance etc.). Fig. 2 shows an example of a simple search, where data are constrained by: EXSIM code, magnitude range (M_w or M_l) between 5.0 and 7.0, epicentral distance less than 50 km, PGA between 400 and 600 cm/s. An advanced search allows retrieving the synthetics using all the available key fields of the SYNTHESIS database.

The waveforms resulting from the queries can be downloaded in a compressed file format, which contains unprocessed and processed acceleration, velocity, displacement time-series and acceleration response spectra. An image gallery is also included in the web portal to quickly display and download pictures related to seismic scenarios (PGA, PGV, PGD or SA maps) or earthquake photo collections for historical events (Fig. 3).

Final considerations and future improvements. The synthetic waveform database has been designed to be a useful tool for scientific research or practical applications in seismology and earthquake engineering fields (Chiauzzi *et al.*, 2012). Indeed, waveforms and associated information can be used in a variety of applications, such as, to constrain ground motion prediction equations, to define damage scenario for seismic risk mitigation and as seismic input for site response or structural response analyses. The web portal of the database allows to explore data with a user-friendly interface and to examine seismogenic source geometries, slip distributions, crustal velocity models or other parameters of interest for the ground motion simulations.

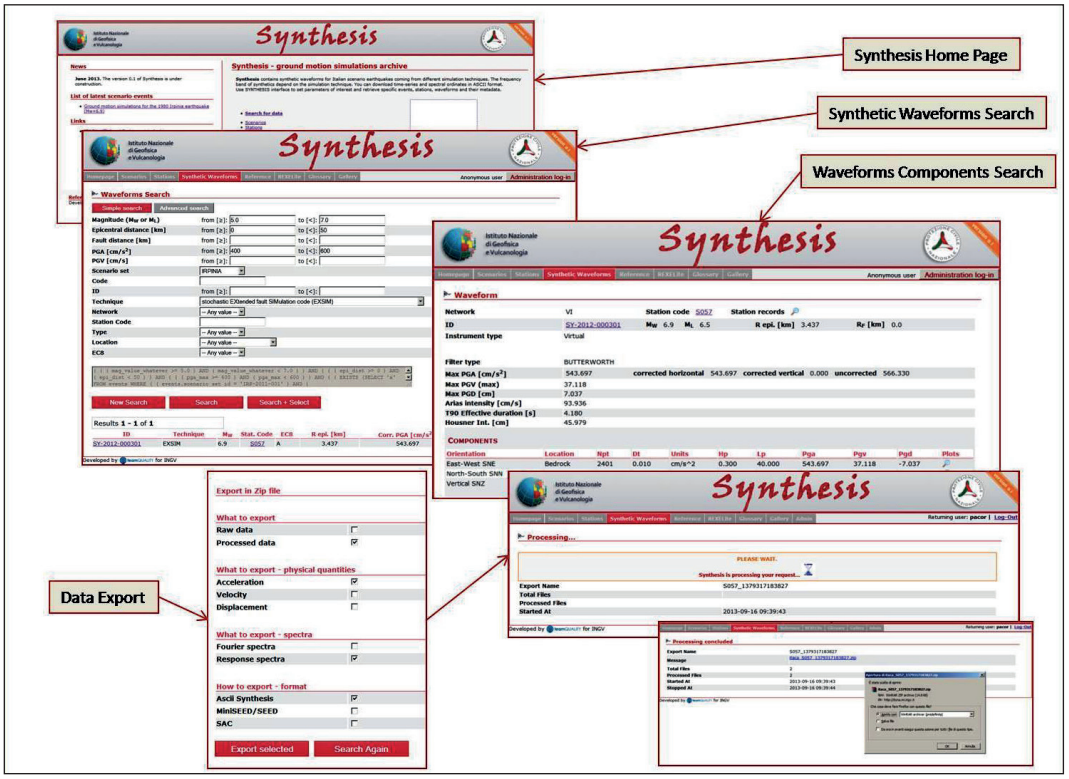


Fig. 2 – Schematic representation of a *simple search* of waveforms simulated by the EXSIM code. The data query was carried out with the following constrains: magnitude range (M_w or M_l) between 5.0 and 7.0; epicentral distance less than 50 km; absolute Peak Ground Acceleration between 400 and 600 cm/s. The picture also reports an example of data downloading both for processed acceleration and response spectra.

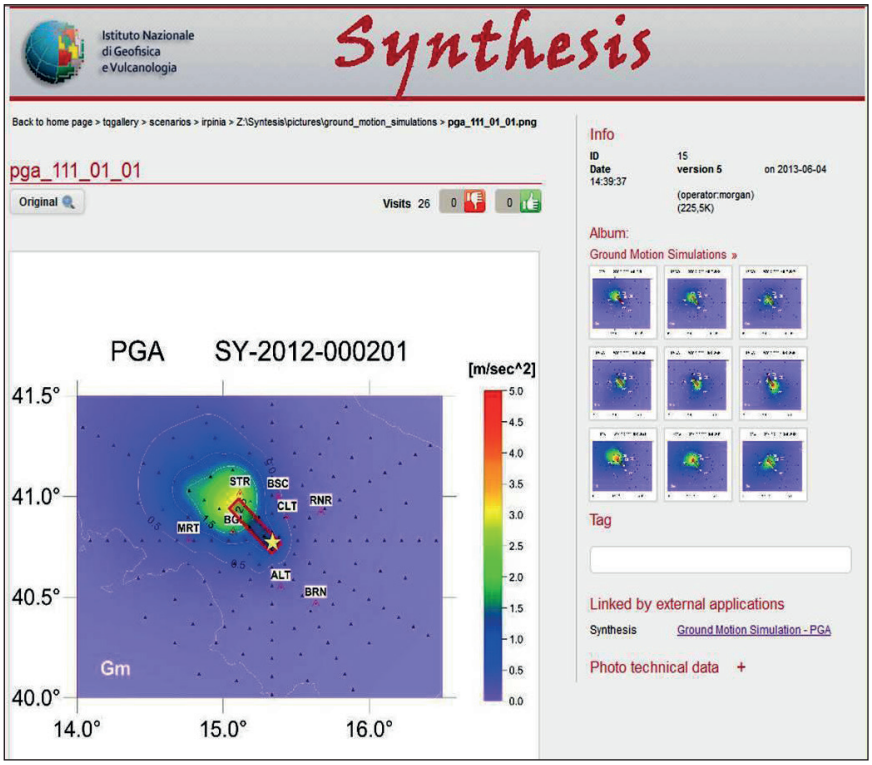


Fig. 3 – PGA values (geometric mean of NS and EW components) for the 1980 Irpinia earthquake generated by the DSM code as shown in the SYNTHETIS database images gallery. The presented scenario corresponds to an unilateral rupture propagation (from SE to NW), constant velocity rupture (2.4 km/s) and heterogeneous slip distribution. The adopted slip distribution (SLIP1_0s_IRP) mimics the one inferred by Cocco and Pacor (1993) for the 1980 Irpinia earthquake. The star represents the instrumental hypocenter (40.76°N, 15.31°E) location. Black triangles and red triangles with a dot indicate, respectively, the virtual receivers and the actual recording stations (Ameri *et al.*, 2011). In the right portion of the frame an overview of the strong motion maps produced for the selected scenario is also shown.

For the future we plan to include additional synthetic seismograms for a wider range of scenario-events which are representative of the seismogenic potential of the Italian peninsula. In particular, the repository will be enriched by the synthetics for L'Aquila (central Italy) earthquake (April, 2009 Mw 6.3). This earthquake was recorded by 14 near field digital strong motion stations which can be used to validate the synthetics generated in this area (Ameri *et al.*, 2012). Data coming from the MASSIMO project (Monitoraggio in Area Sismica di SIstemi Monumentali, Cultural Heritage Monitoring in Seismic Area) will be also included. This project is devoted to the assessment of the seismic response of several test buildings which are relevant from the cultural heritage conservation point of view. All the test buildings are located in Southern Calabria, a seismogenic area that in the last three centuries was struck by disastrous earthquakes (epicentral intensity greater than VIII MCS, Working Group CPTI, 2011).

Moreover, since a single event can be simulated through several scenarios and therefore produce thousands of waveforms, the next step of our research will be the establishment and implementation of a selection criterion to facilitate and retrieve (within the entire available dataset) synthetic seismograms, based on the statistical distribution of the ground motion parameters (i.e. mean, median, percentiles, etc.).

Finally, a further improvement will be the implementation of a web service to search synthetic waveforms that are compatible with target design spectra, as required by the Italian National Building Code (CS.LL.PP., 2008, 2009) or the EUROCODE 8 (CEN, 2003). The data selection will be performed in analogy with the ITACA data base (REXELite: Iervolino *et al.*, 2011), by a simplified online version of the computer program REXEL (Iervolino *et al.*, 2009, 2010).

Acknowledgements. This work was developed in the framework of the ReLUIS-DPC 2010-2013 Research Project promoted by the Laboratories University Network of seismic engineering (ReLUIS) and founded by the Italian Civil Protection Department - Presidency of the Council of Ministers (DPC). We thank Iunio Iervolino for his support.

References

Ameri G., Gallovič F., Pacor F. and Emolo F.; 2009 : Uncertainties in strong-motion prediction with finite-fault synthetic seismograms: an application to the 1984 M 5.7 Gubbio, Central Italy, Earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. 99, 647-663. doi: 10.1785/0120080240.

Ameri G., Emolo A., Pacor F. and Gallovič F.; 2011: Ground-Motion Simulations for the 1980 M 6.9 Earthquake (Southern Italy) and Scenario Events. Vol. 101, No. 3, pp. 1136-1151, doi: 10.1785/0120100231.

Ameri G., Gallovič F. and Pacor F.; 2012: Complexity of the Mw 6.3 2009 L'Aquila (central Italy) earthquake: 2. Broadband strong motion modeling. J. Geophys. Res., 117, B04308, doi:10.1029/2011JB008729.

Beresnev I. and Atkinson G.; 1999: Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 608-625.

Boore D. M.; 1983: Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, Bull .Seism. Soc. Am., 73, 1865–1894.

Boore D. M.; 2003: Simulation of ground motion using the stochastic method, Pure Appl. Geophys. 160, 635–676.

Boore D. M. and Joyner W. B.; 1997: Site amplification for Generic Rock Sites, Bull .Seism. Soc. Am., 87, 327-341.

CEN, European Committee for Standardization; 2003: Eurocode 8: design provisions for earthquake resistance of structures, Part 1.1: general rules, seismic actions and rules for buildings, prEN 1998-1.

Chiauzzi L., Masi A., Mucciarelli M., Vona M., Pacor F., Cultrera G., Gallovič F. and Emolo A., 2012: Building damage scenarios based on exploitation of Housner intensity derived from finite faults ground motion simulations, Bull. Earthquake Eng., 10, 517-545.

Cocco M. and Pacor F.; 1993: The rupture process of the 1980 Irpinia, Italy, earthquake from the inversion of strong motion waveforms. Tectonophysics, 218, 157-177.

CS.LL.PP.; 2008: DM 14 Gennaio, Norme tecniche per le costruzioni, Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana 29 (in Italian).

CS.LL.PP.; 2009: Istruzioni per l'applicazione delle norme tecniche delle costruzioni. Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana 47 (in Italian).

Cultrera G., Cirella A., Spagnuolo E., Herrero A., Tinti E., . and Pacor F.; 2010: Variability of kinematic source parameters and its implication on the choice of the design scenario. Bull. Seismol. Soc. Am. 100, 941-953.

Gallovič F. and Brokešová J.; 2007: Hybrid k-squared Source Model for Strong Ground Motion Simulations: Introduction. Phys. Earth Planet. Interiors 160, 34-50.

Graves R. and Pitarka A.; 2004: Broadband time history simulation using a hybrid approach. Proceedings of 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, British Columbia, 1–6 August.

Iervolino I., Galasso C. and ,Cosenza E.; 2009: REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis. Bulletin of Earthquake Engineering.DOI: 10.1007/s10518-009-9146-1.

Iervolino I., I., Galasso,C. and Cosenza E; 2010: REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis. Bulletin of Earthquake Engineering 8, 339-362.

Iervolino,I., Galasso, C., Paolucci, R. and Pacor, F.; 2011: Engineering ground motion record selection in the ITalianACcelerometric Archive. Bulletin of Earthquake Engineering 9:6, 1761-1778.

Improta L.Improta, Bonagura M.Bonagura, Capuano P. Capuano and Iannacone G.; 2003: An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms = 6.9, Irpinia earthquake (Southern Italy), Tectonophysics 361,no.1-2, 139-169.

Liu P., Archuleta R. J. and Hartzell S. H.; 2006: Prediction of Broadband Ground-Motion Time Histories: Hybrid Low/High-Frequency Method with Correlated Random Source Parameters. Bull. Seism. Soc. Am. 96, 6, 2118-2130.

Luzi L., Hailemikael S., BindiD., Pacor F., Mele F. and Sabetta F.; 2008: ITACA (ITalianACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data, Seismological Research Letters, 79(5), 716–722. Doi: 10.1785/gssrl.79.5.716.

Motazedian D. and Atkinson G. M.; 2005: Stochastic Finite-Fault based on a dynamic corner frequency, Bull. Seism.Soc. Am. 95, 995-1010.

Pacor F., Paolucci R., Luzi L., Sabetta F., Spinelli A., Gorini A., Nicoletti M., Marcucci S., Filippi L. and Dolce M.; Dolce 2011: Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0, Bull Earthquake Eng, 9(6), 1723–1739. Doi: 10.1007/s10518-011-9327-6.

Pacor F., Cultrera G., Mendez A. and Cocco M.; 2005: Finite Fault Modeling of Strong Ground Motions Using a Hybrid Deterministic–Stochastic Approach. Bull. Seism. Soc. Am. 95, 1, 225-240.
Rovida A., Camassi R., Gasperini P. and Stucchi M. (eds.); 2011: CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.

MAPPE PROBABILISTICHE TIME-DEPENDENT DI PERICOLOSITÀ SISMICA ALL'ETNA: PRIMI RISULTATI

S. D'Amico[1], R. Azzaro[1], H. Langer[1], L. Peruzza[2], G. Tusa[1], T. Tuvè[1]
[1]INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, Catania
[2]OGS Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Sgonico Trieste

Introduzione. La frequente e intensa attività sismica all'Etna - circa 190 eventi hanno superato la soglia del danno negli ultimi 200 anni - determina problematiche di gestione del territorio talora gravi, soprattutto lungo il versante orientale, che è anche la parte più densamente urbanizzata. In questa ottica appare opportuno analizzare la pericolosità sismica ad una scala spazio-temporale più dettagliata, rispetto agli standard del territorio nazionale (50 anni) che talvolta rischiano di sottostimare nel corto periodo gli effetti dei terremoti in un'area così sismicamente attiva.

Un'area vulcanica presenta inoltre anche altre specificità, quali la scala di rappresentazione delle sorgenti sismogeniche, le assunzioni di base sul meccanismo di generazione dei terremoti, le leggi di propagazione del moto del suolo. Per tale motivi, negli ultimi anni sono state caratterizzate energeticamente alcune strutture sismogenetiche etnee individuali, cui applicare un modello di occorrenza *time-dependent* che considera l'influenza del tempo trascorso dall'ultimo evento (Azzaro *et al*., 2012b; Azzaro *et al*., 2013). Nell'ambito del progetto DPC-INGV V3, è stato implementato il calcolo completo dell'hazard sismico per l'intera area etnea, che comprende gli aspetti geometrici delle sorgenti *fault-based*, la distribuzione della sismicità minore, e la attenuazione dei parametri di moto del suolo.

A tal fine è stata implementata per il calcolo della pericolosità una struttura ad albero logico costituita da tre rami principali a complessità crescente. Questi sono rispettivamente rappresentativi di 1) un trattamento tradizionale con sorgenti areali con profondità prefissata; 2) un trattamento intermedio che individua segmenti di faglia cui associare la sismicità maggiore e sorgenti areali per la rimanente attività di background; e 3) un trattamento innovativo in cui si considera una griglia tridimensionale con sismicità non poissoniana, e segmenti di faglia per gli eventi maggiori di tipo caratteristico. Il secondo e terzo ramo si biforcano ulteriormente per rappresentare ipotesi stazionarie, e *time-dependent*.

Varie analisi di sensibilità sono state effettuate, per controllo su parametri quali magnitudo massima attesa, tempo medio di ritorno, coefficienti *a* e *b* della Gutenberg-Richter, ecc. Per la stima dell'attenuazione dei parametri di scuotimento sono state calibrate relazioni di attenuazione del moto del suolo (GMPE in PGA, PGV) dai dati registrati dalla locale rete sismica INGV dell'Osservatorio Etneo di Catania. In un'area vulcanica come l'Etna, infatti, gli eventi superficiali ($H < 5$ km) attenuano diversamente da quelli profondi, e soprattutto molto più rapidamente di quanto si otterrebbe usando le GMPE di letteratura elaborate per le aree tettoniche.

Definizione delle sorgenti areali e tassi di sismicità. Sulla base della distribuzione dei terremoti localizzati strumentalmente (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2012), sono state definite delle zone sorgenti (ZS) che rappresentano la geometria semplificata dei sistemi strutturali riconosciuti in superficie (Azzaro *et al*., 2012a). Esse includono anche le aree sorgenti dei terremoti più energetici avvenuti negli ultimi 200 anni (Azzaro *et al*., 2008).

La caratterizzazione delle ZS è stata approfondita con la definizione della profondità efficace, ovvero la profondità in cui si ha il maggior rilascio di energia sismica. A tal fine è stata calcolata per ogni zona sorgente la distribuzione del numero di terremoti e dello *strain*

release sismico con la profondità. I risultati mostrano che la profondità efficace delle varie ZS è compresa essenzialmente nei primi 7 km di crosta al di sotto del livello del mare in accordo con la distribuzione complessiva della sismicità etnea con la profondità.

I tassi di sismicità sono stati calcolati dal catalogo dei terremoti etnei localizzati strumentalmente (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2013) stimando, per ogni ZS, i coefficienti *a* e *b* della relazione di Gutenberg-Richter (Tab. 1). L'analisi di dettaglio mostra che le strutture appartenenti al sistema di faglie delle Timpe (Moscarello, S. Leonardello, S. Tecla, S. Venerina e Fiandaca) hanno tassi di sismicità sostanzialmente simili, mentre la faglia Pernicana, pur mantenendo circa lo stesso rate di terremoti annuale, ha un valore di *b* decisamente minore.

Tab. 1 – Profondità efficace e coefficienti *a* e *b* della G-R per ogni ZS, calcolati dal catalogo strumentale. PF = Faglie della Pernicana; MF-SLF = Sistema di faglie Moscarello - S. Leonardelo; STF-SVF: Sistema di faglie S. Tecla - S. Venerina; FF = Faglia di Fiandaca.

	PF	MF-SLF	STF-SVF	FF
Prof. effic. (km)	0 - 1	1 - 2	4 - 5	2 - 3
b	0.60 ± 0.08	1.12 ± 0.13	1.05 ± 0.16	1.08 ± 0.21
a annuale	2.03	2.68	2.21	2.60

I tassi di occorrenza ottenuti sono stati confrontati con quelli calcolati dal catalogo macrosismico dei terremoti etnei (CMTE, 2008), che abbraccia un arco temporale di circa 140 anni per tutte le ZS, ad esclusione della faglia Pernicana che è di soli 24 anni. Sovrapponendo i risultati delle G-R ottenute dai due cataloghi, e rapportando i risultati al periodo temporale più esteso, si osserva che il valore di *b* ottenuto dal dato strumentale ben si adatta anche ai dati del catalogo macrosismico, consentendo di affermare che i tassi di sismicità calcolati nel breve periodo possono essere rappresentativi anche di un periodo più lungo (Fig. 1a).

I tassi di sismicità dell'area etnea sono stati calcolati, inoltre, per una matrice di punti tridimensionale, che sarà successivamente utilizzata per il calcolo della pericolosità nel ramo innovativo dell'albero logico. I coefficienti *a* e *b* della G-R per ogni nodo della griglia sono stati ottenuti utilizzando tutti i terremoti che ricadono all'interno di un raggio di ricerca costante pari a 3 km (Fig. 1b). La griglia ha distanza internodale di 2 km sull'orizzontale e 1 km sulla verticale. I risultati ottenuti con un numero di terremoti, inferiore a 20 sono stati scartati.

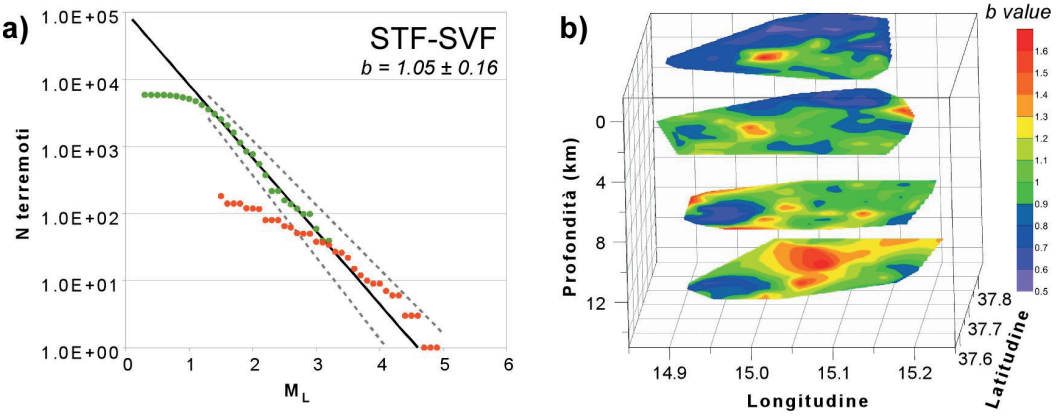


Fig. 1 – a) Distribuzione cumulativa delle magnitudo per la ZS del sistema di faglie S. Tecla e S. Venerina: in verde il dato strumentale (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2012); in rosso il dato macrosismico (CMTE, 2008). L'incertezza nel valore di *b* è indicata dalla linea tratteggiata. b) Distribuzione tridimensionale del valore di *b*. Sono rappresentate in contour map le sezioni più significative.

Leggi di attenuazione del moto del suolo. È stato usato un dataset iniziale di circa 5000 sismogrammi relativi a oltre 165 terremoti registrati all'Etna e nelle aree adiacenti dalla rete sismica permanente dell'Osservatorio Etneo attraverso sensori a larga banda e accelerometri *strong motion*, nel periodo 2006-2012. L'analisi ha riguardato eventi in un *range* di magnitudo locale M_L compreso tra 2.5 e 4.8.

La legge di attenuazione è stata modellata in modo simile a quella di Bindi *et al.* (2011), dove il parametro di *ground motion* da predire è dato in PGA (Gal).

Il comportamento dell'attenuazione dei valori di picco (PGA) è stato analizzato facendo particolare attenzione alle zone prossime all'epicentro (*near field*). Si è tenuto conto della tipologia di suolo al di sotto dei siti ricevitori prendendo in considerazione i dati raccolti da Gresta e Langer (2002). Tale database ha permesso l'assegnazione generica della tipologia di suolo (soil types EC8) ad ogni sito, sulla base delle caratteristiche litologiche della formazione sottostante. È importante notare che non sono presenti suoli di tipo A, per cui il suolo di riferimento è un suolo di tipo B.

I coefficienti b_i del modello nonché il parametro h sono stati ottenuti applicando un'inversione non-lineare con il metodo Marquardt-Levenberg, implementato nel pacchetto MATLAB™.

Sono state eseguite varie inversioni adottando opzioni diverse che hanno riguardato sia la scelta dei dati di ingresso (distanza epicentrale massima consentita) e sia i coefficienti del modello stesso.

Tra i risultati delle varie inversioni si osserva che il dataset costituito da registrazioni associate ad una distanza epicentrale < 15 km, permette di ottenere valori predetti di PGA più elevati rispetto a quanto si ricava con un dataset che comprende distanze epicentrali più elevate. Tuttavia in entrambi i casi si osservano valori negativi del coefficiente *b8* (legato al soil type C), mentre ci si dovrebbe aspettare valori positivi corrispondenti ad una amplificazione delle ampiezze per siti con più bassa impedenza. Ciò può essere causato dal basso numero di dati disponibili per i suoli di tipo "C" e di tipo "D". Essi rappresentano solo una piccola parte del totale dei dati, e potrebbero essere insufficiente a vincolare i coefficienti ad essi associati.

Per tale motivo è stata adottata, per i calcoli di pericolosità, l'inversione che prende in considerazione solo i valori di PGA ottenuti su siti con tipologia di suolo "B" (Tab. 2). Poiché la relazione ottenuta deriva da un modello sito-indipendente, gli effetti di sito per suoli diversi da quello di riferimento andranno calcolati a-posteriori, applicando opportuni fattori di correzione.

Tab. 2 – Coefficienti ottenuti dall'inversione non-lineare del modello formulato per distanza epicentrale < 15 km ignorando le tipologie di suolo C e D. Oltre ai valori centrali dei coefficienti, si indicano anche gli intervalli di confidenza (95%).

	b1	b2	b3	b4	b5	h	b7	b8	b9	mse	ε	R^2
Val. centrali	1.07	0.67	-0.01	-3.95	0.09	3.88	0.08	------	-----	0.12	0.35	0.69
Conf inf/sup	-2.76	-0.25	-0.13	-8.25	-0.35	0.96	-0.07	------	-----			
	4.90	1.58	0.11	0.36	0.54	6.80	0.23	------	-----			

La legge di attenuazione ottenuta applicando il modello prescelto per un evento di M_L 4.3, è mostrata in Fig. 2.

Pericolosità time-dependent delle principali faglie etnee. La probabilità di occorrenza *time-dependent* è stata calcolata per le strutture del versante etneo che in passato hanno generato terremoti con intensità epicentrale maggiore o uguale a VIII EMS (Grünthal, 1998). Il metodo, che tiene conto del tempo trascorso dall'ultimo evento accaduto, già descritto in Azzaro *et al*. (2012b, 2013), utilizza la funzione BPT (Brownian Passage Time: Matthews *et al.,* 2002), in cui la probabilità di occorrenza dipende dal periodo di ritorno dei terremoti e dal coefficiente di aperiodicità α. Quest'ultimo è stato ricavato dal valore di b (1.09 ± 0.13) della

G-R (Zöller *et al*., 2008) calcolato per tutta l'area delle Timpe, essendo i valori di *b* ottenuti per le ZS appartenenti a quest'area molto simili tra loro. Il valore di aperiodicità α corrispondente è 0.76 ± 0.07. Per ottenere una stima dell'errore di α, le incertezze (σ_b) sul valore del *b* sono state trattate secondo la teoria di propagazione degli errori.

Per quanto riguarda il tempo medio di ritorno, è stato calcolato dalle storie sismiche di faglia ricavabili del catalogo macrosismico (CMTE, 2008), per i terremoti con intensità epicentrale $I_0 \geq$ VIII EMS (Grünthal, 1998). Gli intertempi dei terremoti sono stati calcolati per ogni singola struttura. Poiché sono disponibili solo pochi intertempi per faglia, si è preferito considerarli insieme assumendo che non ci sia nessuna significativa differenza tra le caratteristiche sismogenetiche delle strutture interessate, come già osservato dai parametri *a* e *b* della G-R.

La probabilità, stimata al 2014, che nei prossimi cinque anni si possa avere un terremoto violento/distruttivo è maggiore per le faglie Moscarello e S. Tecla, con valori di circa il 10%, mentre è lievemente inferiore (9%) per quella di Fiandaca; la faglia di S. Venerina presenta probabilità molto bassa, 4%, avendo generato l'ultimo terremoto nel 2002. Va osservato che se la probabilità *time-dependent* viene calcolata retrospettivamente per gli eventi storici accaduti, questa raggiunge valori di circa il 10% al momento in cui si verificano i terremoti, indicando che le strutture di Moscarello e S. Tecla potrebbero essere potenzialmente pronte a generare un forte terremoto.

Mappe di hazard sismico. La struttura dell'albero logico individuata a priori per il calcolo della pericolosità consiste in tre rami principali a complessità crescente.

Il RAMO1 rappresenta il trattamento tradizionale che utilizza le sorgenti areali (ZS) definite sopra e profondità prefissata corrispondente alla profondità efficace. Il modello della sismicità è dato dai coefficienti *a* e *b* della G-R. Il RAMO2, associa la sismicità maggiore ai segmenti di faglia secondo un modello a terremoto caratteristico o secondo la G-R e utilizza le ZS per la rimanente attività di *background*. Infine il ramo innovativo (RAMO3) adotta una griglia tridimensionale con sismicità non poissoniana e associa ai segmenti di faglia gli eventi maggiori secondo un modello a terremoto caratteristico. Il RAMO2 e il RAMO3 sono stati calcolati sia utilizzando ipotesi stazionarie (a), che *time-dependent* (b).

Le mappe di hazard elaborate, riferite ad una probabilità di superamento del 10% per periodi di esposizione di 5 e 50 anni, sono relative alla sismicità vulcano-tettonica etnea e non tengono conto del contributo dei terremoti regionali, che sono responsabili dei valori massimi di scuotimento attesi anche nell'areale vulcanico.

Le parametrizzazioni a sorgenti areali (RAMO1 e RAMO2a) portano a raggiungere valori simili a quelli di PGA di riferimento della normativa attuale, che da Catania al centro della "ZS936 Etna" variano fra 0.200 e 0.250 g ovvero 196-245 gal, al 10% in 50 anni (WG MPS, 2004), concentrati però in maniera netta sulla faglia Pernicana (sempre in assenza del contributo della sismicità regionale).

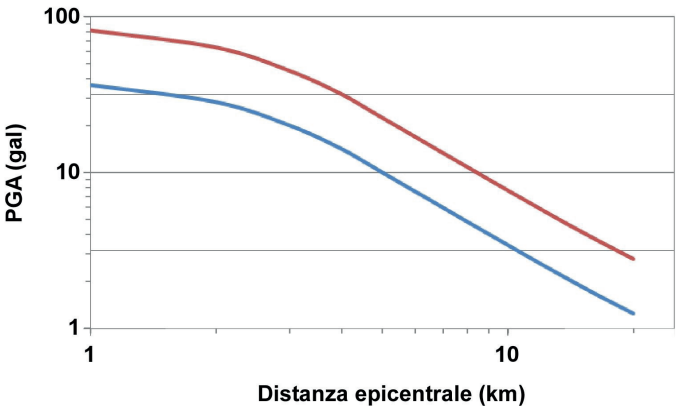


Fig. 2 – Legge di attenuazione per l'accelerazione massima del suolo (PGA) per un evento superficiale etneo di ML=4.3. In blu sono mostrati i valori centrali, in rosso quelli ottenuti tenuto conto dell'errore ε.

L'introduzione di faglie individuali e ancor più l'introduzione della dipendenza temporale (RAMO2b, Fig. 3a e Fig. 3b) per le quattro strutture parametrizzate (Moscarello, S. Tecla, Fiandaca, S. Venerina) porta ad un progressivo aumento dei valori attesi sul fianco sud-orientale del vulcano, con valori che raggiungono in 50 anni i 106 gal a Zafferana, e 94 ad Acireale, comunque inferiori a quelli attribuiti alla Pernicana.

Più bassi sono invece i valori ottenuti mediante l'utilizzo di una griglia di sorgenti puntuali superficiali (RAMO3a e RAMO3b, Fig. 3c e Fig. 3d), caratterizzate da una G-R locale, determinata dall'analisi su griglia tridimensionale descritta precedentemente, troncata per Mmax = 4.2. Si noti come in questa rappresentazione emergono chiaramente la geometria della faglia Pernicana, pur in assenza di sorgenti areali e/o faglie che la rappresentino, subordinate però in importanza al sistema delle Timpe.

Le stime di pericolosità così ottenute possono essere considerate complementari a quelle calcolate per il territorio nazionale per un periodo di esposizione di 50 anni, ma a scala locale, soprattutto quelle per brevi periodi di esposizione (5 anni) sono estremamente utili ai fini di Protezione Civile per stabilire, ad esempio, politiche di priorità negli interventi (per es. adeguamento sismico) tra i comuni dell'area.

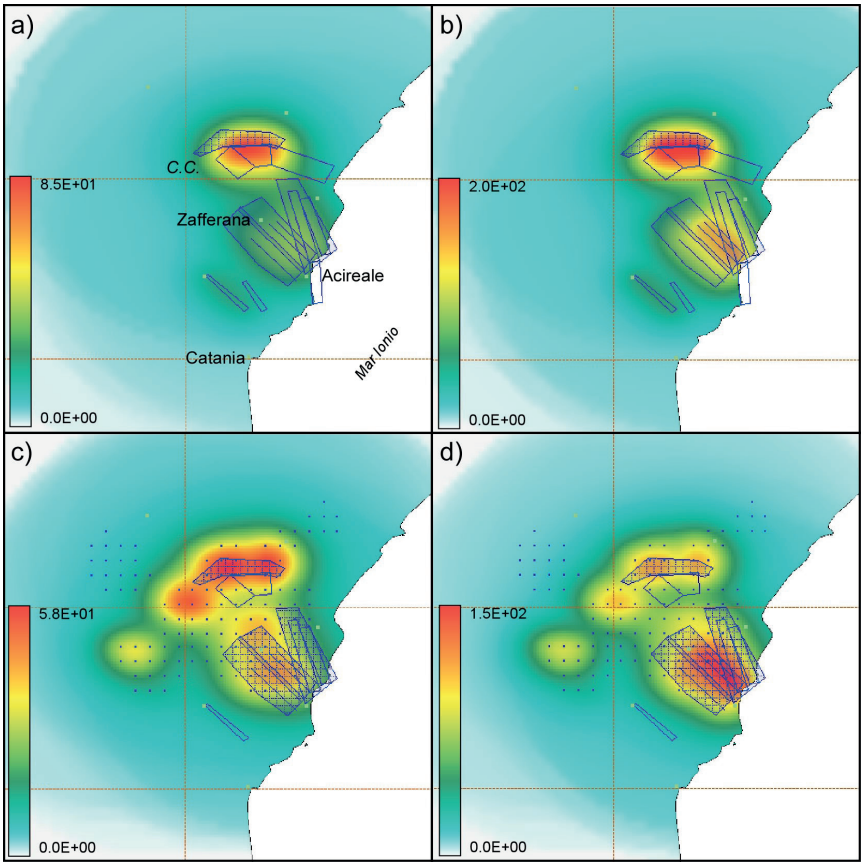


Fig. 3 – Mappe di PGA con probabilità di superamento del 10% per i rami 2 e 3 dell'albero logico calcolati utilizzando per la sismicità maggiore il modello time-dependent. Valori della palette cromatica in gal. a) approccio intermedio (RAMO2b), sorgenti areali per la sismicità di background, faglie, dipendenza temporale, tempo esposizione 5 anni; b) approccio intermedio (RAMO2b), sorgenti areali per la sismicità di background, faglie, dipendenza temporale, tempo esposizione 50 anni; c) approccio avanzato (RAMO3b), sismicità diffusa superficiale, faglie, dipendenza temporale, tempo di esposizione 5 anni; d) approccio avanzato (RAMO3b), sismicità diffusa superficiale, faglie, dipendenza temporale, tempo di esposizione 50 anni.

Bibliografia

Azzaro R., Barbano M.S., D'Amico S., Tuvè T., Albarello D. and D'Amico V.; 2008: First studies of probabilistic seismic hazard assessment in the volcanic region of Mt. Etna (Southern Italy) by means of macroseismic intensities. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 49 (1), 77-91.

Azzaro R., Branca S., Gwinner K. and Coltelli M.; 2012: The volcano-tectonic map of Etna volcano, 1:100.000 scale: an integrated approach based on a morphotectonic analysis from high-resolution DEM constrained by geologic, active faulting and seismotectonic data. Italian Journal of Geosciences, 131 (1), 153-170.

Azzaro R., D'Amico S., Peruzza L. and Tuvè T.; 2012: Earthquakes and faults at Mt. Etna (Southern Italy): problems and perspectives for a time-dependent probabilistic seismic hazard assessment in a volcanic region. Bollettino Geofisica Teorica e Applicata, 53 (1), 75-88.

Azzaro R., D'Amico S., Peruzza L. and Tuvè T; 2013: Probabilistic seismic hazard at Mt. Etna (Italy): The contribution of local fault activity in mid-term assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 251, 158-169.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci R.; 2011: Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database. Bulletin of Earthquake Engineering, 9 (6), 1899-1920.

CMTE Working Group; 2008: Catalogo Macrosismico dei Terremoti Etnei dal 1832 al 2008. INGV, Catania, http://www.ct.ingv.it/ufs/macro/.

Gresta S. and Langer H.; 2002: Assessment of seismic potential in southeastern Sicily. In: Brebbia C.A. (ed), Risk Analysis III, WITpress Southampton, Boston, 617-626.

Grünthal G.; 1998: EuropeanMacroseismic Scale 1998 (EMS-98). European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, 99 Luxembourg, http://www.ecgs.lu/cahiers-bleus/.

Gruppo Analisi Dati Sismici; 2013: Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale – Calabria Meridionale 1999-2013. INGV, Catania, http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php.

Matthews M.V., Ellsworth W.L. and Reasenberg P.A.; 2002: A Brownian model for recurrent earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 2233–2250.

Zöller G., Hainzl S. and Holschneider M.; 2008: Recurrent large earthquakes in a fault region: what can be inferred from small and intermediate events?. Bulletin of the Seismological Society of America, 98 (6), 2641–2651.

SEISMIC VULNERABILITY ASSESSMENT AT URBAN SCALE BASED ON FIELD SURVEY, REMOTE SENSING AND CENSUS DATA

C. Del Gaudio, P. Ricci, G.M. Verderame, G. Manfredi

Department of Structural Engineering, University of Naples Federico II, Italy

Introduction. In this study, a seismic vulnerability assessment at urban scale is carried out in the high-seismic city of Avellino (Southern Italy) using building stock data from different sources, and results are compared within a multilevel approach.

Data on building stock characteristics were collected within the SIMURAI (2010) research project *(Strumenti Integrati per il Multi Risk Assessment territoriale in ambienti urbani antropizzatI*, Integrated tools for large scale multi-risk assessment in urban anthropic environment). Different sources of information are available, namely (in a growing order of accuracy): (i) census data (ISTAT, 2001) providing information on buildings aggregate for relatively large spatial units (census cells); (ii) data from an airborne Remote Sensing mission carried out over the Municipality, providing a detailed estimate of 3D geometric parameters of buildings; (iii) data from a field survey, provided detailed information on geometrical and structural characteristics of each single building.

Such data are used, within a multilevel approach, in order to evaluate the influence of the detail level of input data on seismic vulnerability assessment at urban scale. To this aim, data from field survey are assumed as a reference, and when using census or Remote Sensing data, due to the lack of information affecting such data sources, some of the input parameters to the seismic vulnerability assessment procedure are assumed as random variables. Although some uncertainties unavoidably affect a seismic vulnerability assessment procedure, independent of the accuracy in data collection on building stock characteristics (e.g., epistemic uncertainty in capacity models of structural elements or aleatory uncertainty in seismic demand estimation), the use of data with a lower knowledge level leads to additional uncertainty.

Hence, the error introduced by the use of less detailed (but easier, faster and less expensive to collect) data is analyzed and discussed in order to evaluate the reliability of alternative data sources within a cost/benefit approach to large scale seismic risk assessment.

Avellino city. The case study here described has been conducted in the area of the Municipality of Avellino, in the Campania region (Southern Italy).

Avellino was struck strongly by the disastrous Irpinia earthquake of 23 November 1980. Measuring 6.89 on the Richter Scale, the quake killed 2914 people, injured more than 80000 and left 280000 homeless. Towns in the province of Avellino were hardest hit and the Italian Government spent during the last thirty years around 30 billion of Euro on reconstruction. Consequently to the earthquake and to regulate the reconstruction activities, several specific acts, decrees, zoning laws and ordinance have been issued: the first one was the Law n. 219/1981 (Legge n. 219 del 14/5/1981), that entrusted the urban planning to the damaged Municipalities, under the coordination of the Campania Region. In the same year, Avellino was also classified for the first time as seismic in technical building code (Decreto Ministeriale del 7/3/1981).

Seismic hazard. In the present study, seismic hazard is evaluated according to the Italian National Technical Standards (Decreto Ministeriale del 14/1/2008). According to these standards, the seismic hazard is defined in terms of the maximum horizontal expected acceleration in free field conditions on a rigid site of reference with horizontal topographic surface, and in terms of the elastic acceleration response spectrum, with reference to pre-defined exceeding probability over the reference period. The spectral shapes are defined according to the exceeding probability during the reference period (P_{VR}), from the following parameters values referred to rigid horizontal site:

- a_g maximum acceleration at the site;
- F_0 maximum value of amplification factor of the spectrum in horizontal acceleration;
- T_C* value of the initial period corresponding to the constant speed branch of the spectrum.

These parameters, which are tabulated in Annex B of NTC, are provided by (INGV-DPC S1, 2007) in correspondence to the points of a grid whose nodes are sufficiently close together (not more than 10 km away), and for different return periods T_R, that fall into a target range between 30 and 2475 years, extremes included.

Stratigraphic effects are taken into account depending on the soil category of the site of interest, provided by a microzonation study.

Field survey data. Building stock data have been collected through a detailed field survey carried out by means of a survey form implemented in a tablet PC. In particular the survey was developed through specialized operators who compiled a survey form subdivided in different sections, with an increasing level of detail. The survey form includes the main parameters – among the ones that can be reasonably collected during a field survey – that may have a significant influence on building seismic capacity, addressing a particular attention to specific potential sources of seismic vulnerability, among which the most important are the structural typology, the age of construction (defining the codes and the rules used to build them), and the number of storeys (affecting the dynamic properties of buildings). Moreover, detailed geometric and morphologic data were collected, such as plan shape, interstorey height, bay

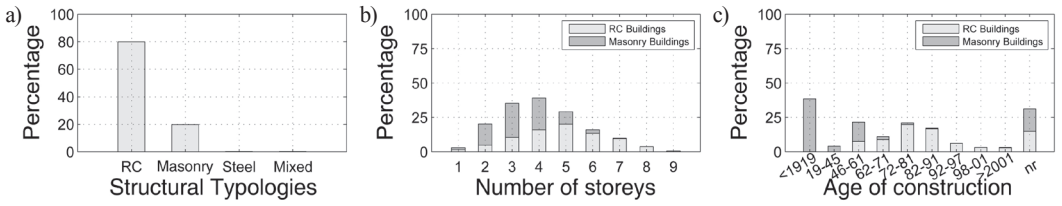


Fig. 1 – a) Structural typology; b) number of storeys of RC buildings; c) age of construction of surveyed buildings.

length. Distribution of infill elements in RC buildings was also surveyed. In the following, main data resulting from the field survey are briefly presented.

On the whole, 1327 buildings were surveyed. Among these, 1058 were RC buildings and 265 were masonry buildings, see Fig. 1a. Steel and mixed buildings were present in negligible percentages (only 4 buildings out of 1327).

In Fig. 1 the distributions of number of storeys and age of construction among the building population are reported. It is to be noted that in the period ranging from the '40-'50 up to the '80-'90 there was the greatest diffusion of the RC Buildings, at the turn of post-war economic development and reconstruction after the 1980 Irpinia earthquake. Moreover, pre- and post-81 buildings respectively represent about the 56 and 44% of the RC building population whose age of construction was determined, which represent the 80% of the total.

Remote sensing data. Remote Sensing (RS) techniques provide a wide range of environmental information about landscape and its characteristics, especially in the case of studies concerning urbanized areas, offering significant advantages in terms of cost effectiveness and timeliness in the availability of information over larger areas. In this framework, RS techniques can be a valuable source of information about 3D geometry of buildings with the aim of supporting seismic vulnerability assessment of building stocks.

A specific methodology has been implemented and calibrated within the SIMURAI project by the research group of the "Earth Observations and Analyses" laboratory (UTMEA-TER) of the Italian National Agency for New Technologies, Energy and Sustainable Economic Development (ENEA) in order to excell 3D buildings parameters using RS data acquired from aerospatial platforms, in particular by means of active LIDAR (LIght Detection And Ranging) technology, which allowed to assess the height and planimetric shape of buildings.

A LIDAR airborne RS mission has been planned and carried out in 2007 over the entire municipality of Avellino, acquiring range point clouds data with a density of 4 points for square meter. The 3D geometric parameters of buildings were extensively obtained through a methodology integrating active LIDAR technology, aerophotogrammetry and GIS techniques, as briefly described in the following.

The LIDAR data have been processed in order to excell the Digital Surface Model (DSM) and the Digital Terrain Model (DTM); then buildings have been excelled from non-ground points. Subsequently, GIS procedures have been specifically implemented to describe the built-up areas and to store all the data acquired and the information produced in a specific GeoDatabase. The digital cartography at 1:2000 scale of the Municipality of Avellino has been used to overlay vector information about the buildings (especially, their footprint) with LIDAR data. Therefore, combining digital cartography and height values coming from LIDAR, for each building geometric attributes and morphological features have been excelled in a semi-automatic way: area, perimeter, volume, total height of the building and ground altitude beneath itself. In particular, this task has been carried out using the approach proposed by Borfecchia *et al.* (2010).

For further information about LIDAR data acquisition and processing the reader is referred to (Ricci *et al.*, 2011), where the work carried out by the UTMEA-TER ENEA laboratory is described in detail.

Census data. The Italian National Institute of Statistics (Istituto Nazionale di Statistica, ISTAT) survey is a nation-wide census that provides information on citizens, foreign, buildings and dwellings. In particular the "14th general census of the population and dwellings" (14° Censimento generale della popolazione e delle abitazioni, ISTAT 2001) collected information about 57 millions of citizens, 13 millions of buildings and 27 millions of dwellings. Data about the number of storeys as well as characteristic of residential buildings, and in some cases even those non residential, were collected. This census provides the statistics of buildings, unlike previous census which provided statistics about dwellings, related to number of storeys (one-, two-, -three and (≥four)-storey buildings), age of construction (typically with a decennial-rate)

and building typology (Masonry or RC buildings) for the spatial unit, that is the "census cell". Nevertheless due to confidentiality requirements these statistics were presented in an aggregate manner, in which the information is not immediately identifiable as a function of the identified classes; for example, it is not possible to get the number of RC buildings in a cell dating back to a specific age of construction and characterized by a specific number of storeys, but only to know how many RC buildings, how many buildings dating back to that of construction and how many buildings with that number of storeys are present in that cell as a whole.

Seismic vulnerability assessment. In (Lagomarsino and Giovinazzi, 2006) two methods were proposed for the vulnerability assessment of current buildings and for the evaluation of earthquake risk scenarios: a macroseismic model, to be used with macroseismic intensity hazard maps, and a mechanical based model, to be applied when the hazard is provided in terms of peak ground accelerations and spectral values. The vulnerability of the buildings is defined by vulnerability curves, within the macroseismic method, and in terms of capacity curves, within the mechanical method.

The method can be essentially summarized by the following steps: *(i)* assumption of a typological classification system, *(ii)* definition of implicit Damage Probability Matrices (DPMs) and *(iii)* translation into vulnerability curves through the combined use of the fuzzy set theory and of the probability theory.

The method originates from the assumption of a typological classification system essentially corresponding to that adopted by EMS-98 (Grunthal, 1998), apart from the inclusion of sub-typologies. In particular, the type of horizontal structure has been considered for masonry buildings: wood slabs, masonry vaults, composite steel and masonry slabs, reinforced concrete slabs. For all building typologies three classes of height have been considered differently defined in terms of number of storeys for masonry and reinforced concrete buildings. For buildings designed according to a seismic code the following have been considered: the level of seismic action depending on seismicity; the ductility class, depending on the prescriptions for ductility and hysteretic capacity.

The EMS-98 macroseimic scale provides a model for the measure of the earthquake from the observation of the damage suffered by buildings. In particular, EMS-98 scale groups together buildings into six vulnerability classes, from A to F, with decreasing vulnerability. For each vulnerability class the frequency of the expected damaged is defined through linguistic terms considering five damage grades, that can regarded as an implicit DPM. Hence trough the combined use of the fuzzy set theory and of the probability theory a vulnerability curve described by a closed analytical function can be evaluated:

$$\mu_D = 2.5\left[1+\tanh\left(\frac{I+6.25V-13.1}{Q}\right)\right] \quad (1)$$

where I is the seismic input provided in terms of a macroseimic intensity, and V and Q are the vulnerability and the ductility index, respectively, and μ_D ($0 < \mu_D < 5$) represent the mean damage value of the expected discrete damage distribution.

$$\mu_D = \sum_{k=0}^{5} p_k k \quad (2)$$

The probabilistic assessment, in terms of both damage distributions and fragility curves, for the mean damage value μ_D, is obtained assuming a binomial distribution.

Then for each Building Typology, identified by vertical structure, and sub-Typologies, identified by the horizontal structure, a vulnerability curve in terms of mean damage and macroseimic intensity in addition to a capacity curve are defined, representing the correlation between the seismic input and the expected damage.

In order to obtain a risk scenario it is required to create a correlation between the Building Typology, and hence vulnerability class, and the age of buildings.

For masonry building this result can be obtained using a statistical study of a sample of about 50,000 dwellings after the 1980 Irpinia earthquake (Di Pasquale *et al.*, 2005), where the percentage of building for each vulnerability class (the MSK macroseismic scale (Medvedev, 1977)) and age of construction are reported. In Tab. 1 a conversion table between the Building Typology used and vulnerability class according to (Di Pasquale *et al.*, 2005) is reported and hence the percentages of masonry buildings dating back to a specified age of construction and belonging to a particular Vulnerability class (Tab. 2).

Afterwards it is possible to obtain a vulnerability curve representative of a specified Vulnerability class considering equal probability of belonging of the Building Typologies that make up that Vulnerability class.

Tab. 1 – Vulnerability classes vs. horizontal and vertical structural elements (Modified from: (Di Pasquale *et al.*, 2005))

Horizontal structure	**Building types**		
	Rubble stone	**Simple stone**	**Unreinforced Masonry**
Vaults	M1_v (A)	M3_v (A)	M5_v (A)
Wood slabs	M1_w (A)	M3_w (A)	M5_w (B)
Composite steel and masonry slabs	-	M3_sm (B)	M5_sm (C)
Reinforced concrete slabs	-	-	M6 (C)

Tab. 2 – Vulnerability classes vs. age for masonry buildings (Modified from: (Di Pasquale *et al.*, 2005))

Age	**Vulnerability class**		
	A	**B**	**C1**
< 1919	0.74	0.23	0.03
1919-45	0.52	0.40	0.08
1946-60	0.25	0.47	0.28
1961-71	0.04	0.31	0.65
1972-91	0.02	0.19	0.79

At this point the behavior of a masonry building dating back to a generic age of construction is evaluated considering the percentages of belonging to each Vulnerability class as the probability that the building belongs to that class, and hence as the probability that the building belongs to the Building Typologies that compose that class.

As regards R.C. buildings are considered all constituted of Reinforced Concrete Moment Frame.

In addition R.C. buildings falling in seismic zone has been considered to belong to a low ductility class, as Italian technical standards prior to OPCM 3274 (20/3/2003) were not able to provide a high degree of ductility to the structures, as lacking of requirements relating to

capacity design (hierarchy of strength, construction details of the beam-column joint, spacing of transverse reinforcement, etc.).

In the following a study on the evolution of seismic zoning of the national territory from 1909 to the present day has been used. Therefore for each municipality it can be assessed, on the basis of the time intervals defined by ISTAT, typically over ten years, how many and how long the changes in seismic zoning have concerned the municipality.

Afterwards it is possible to obtain the vulnerability curves representative of a RC Building dating back to a determined age of construction for a specific municipality, as the weighted average of the vulnerability curves corresponding to the different seismic zoning (zone I, zone II, zone III) that have affected the municipality, depending on their respective percentage of occurrence in that time interval.

Results. Input data, for each building, are represented by:

1. Building Typology;
2. Number of storeys;
3. Plan Irregularity;
4. Age of construction;
5. Soil type.

Field survey provides exhaustively data about global building dimensions, besides the age of construction and soil type. Based on the latter information, the Building Type (Rubble stone, Simple stone, Unreinforced Masonry for Masonry Buildings and Non-designed class or low ductility class for RC Buildings) is determined according to the chapter "Census data".

In particular the information about Soil type is used to define a multiplier factor f_{PGA} of the PGA that generate a seismic action able to produce on a certain building category and a certain class of height, built on a certain soil, the same effect if it was built on Rock (Ground Type A). According to I-PGA correlations to a *PGA* factor f_{PGA} an Intensity Increment ΔI corresponds and hence a Vulnerability Increment DV (Giovinazzi and Lagomarsino, 2004). According to the same work plan irregularity produces a fixed Vulnerability Increment (+0.04).

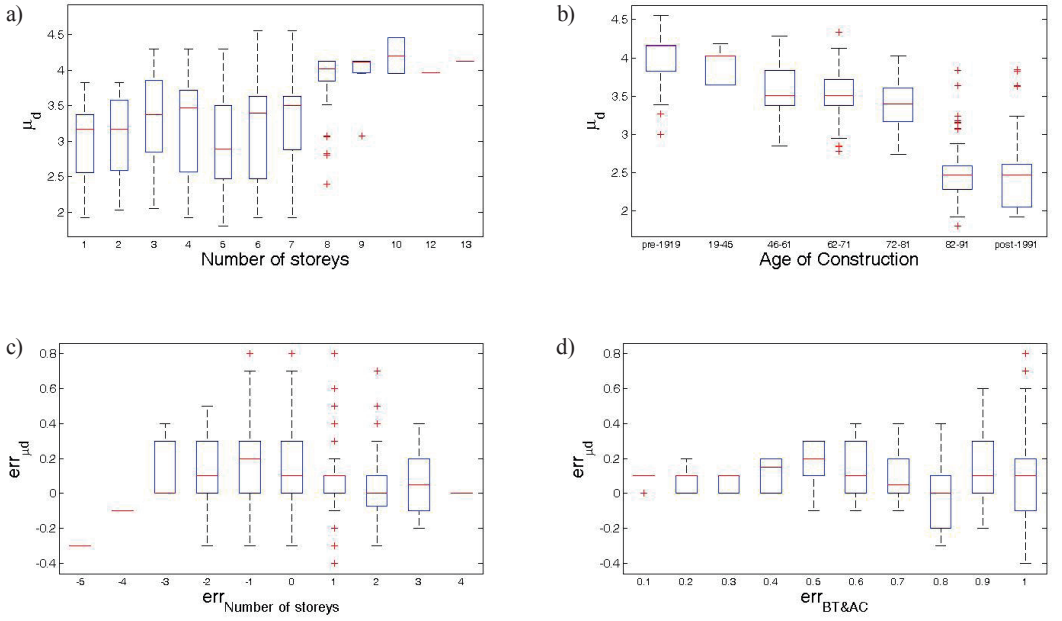


Fig. 2 – Mean damage value as a function of: a) number of storeys of surveyed buildings; b) age of construction of surveyed buildings; c) error in the number of storeys of LIDAR data; d) error in Building Typology and age of construction of LIDAR data.

Results of the seismic vulnerability assessment carried out according to the previously illustrated procedure can be reported in terms of mean damage value, obtained by Eq. (1) with a macroseimic intensity value corresponding to a the peak ground acceleration PGA value with a return period of 475 years for the site of construction of the building. The correlation between the macroseismic intensity I_{EMS-98} and PGA has been set in the form of:

$$a_g = c1 \cdot c2^{(I-5)} \qquad (3)$$

where *c1* represents the PGA value corresponding to the reference intensity *I* (*c1* = 0.03) and *c2* measures the rate of the PGA increase with intensity *I* (*c2* = 1.6).

Then, stratigraphic effects are taken into account through Intensity Increment ΔI depending on the soil category of the site of interest previously defined.

In Fig. 2 the results in terms of mean damage value compared to number of storeys and age of construction are reported, where the central mark is the median value, the edges of the box are the 25th and 75th percentiles, the whiskers extend to the most extreme data points not considered outliers, and outliers are plotted individually

A clear trend is observed, showing the higher vulnerability of taller and above all older buildings. As a matter of fact, the major change represented by the introduction of seismic load prescriptions in Avellino city took place in 1981, as reported in (Ricci *et al.*, 2011).

The procedure described in previous Section can also be carried out assuming for the geometric building parameters the LIDAR data instead of the data from the field survey.

LIDAR data provide (based also on cartography) global dimensions of buildings, and hence Plan Irregularity in addition to the number of storey. In order to evaluate the latter parameter, interstorey height is calculated as the values providing the least scatter with a value of 3.5m. Hence, the available input data for the application of the seismic vulnerability assessment procedure are:

1. Number of storeys;
2. Plan Irregularity;
3. Soil type.

The remaining parameters:

1. Building Typology;
2. Age of construction;

are evaluated by means of ISTAT Census data (ISTAT, 2001), which are provided aggregated for census cell.

In particular for each census cell a disaggregation process is carried out through the use of reference distribution for Masonry and RC Buildings consisting of a sample of 10% of the surveyed building stock.

In this manner distribution of age of construction for both Masonry and RC Buildings for each census cell is evaluated, representing the probability that a generic building in a generic census cell belongs to a specified building typology and age of construction.

In the following, results from the application of the procedure based on LIDAR data on the same population of buildings will be compared with the results based on field survey data.

Hence, the mean damage value obtained with different data sources (field survey or LIDAR) can be compared, evaluating the difference between the latter and the former; such difference can be considered the error resulting from an application of the procedure based on more poor data:

$$err_{\mu D} = \frac{\mu_{D,LIDAR} - \mu_{D,Rilievo}}{\mu_{D,Rilievo}} \qquad (4)$$

The latter is related with the error in the estimate of the number of storeys as well as with the error in the disaggregation process of ISTAT data. In particular denoting by p_{ij} the probability

that the building is constituted by i^{th} Building Typology BT and j^{th} age of construction AC, where

$$\sum_i \sum_j p_{ij} = 1, (1 - p_{ij})$$

represents the error made in the disaggregation process respect to the real value identified by the survey:

$$err_{BT\&AC} = 1 - p_{ij} = 1 - P\left[BT_{LIDAR} - BT_{Survey} \,\&\, AC_{LIDAR} - AC_{Survey}\right] \qquad (5)$$

The results presented in Fig. 2 shows the error of mean damage value with the main sources of error. It is to be noticed that an increase of error in the number of storeys yields to an increasing error in the evaluation of mean damage value.

Furthermore with an error in the determination of the building typology and the age of construction less than 30% an error less than 10% can be observed, beyond which an increase in the former yields to an increase in the dispersion of the latter while its median value always remains below the 20%.

The procedure described in previous Section can also be carried out assuming the ISTAT data instead of the data from the field survey. In this way, the effectiveness of a seismic vulnerability assessment based on a different data source can be investigated, according to a multilevel approach.

However, the comparison between results based on different data sources should be more properly carried out considering census cell instead of single buildings, consistent with the scale of the seismic vulnerability assessment.

Nevertheless the sources of information are provided aggregated for census cell both for number of storeys and age of construction, and hence it is not possible to know for each census cell the number of RC buildings dating back to a specific age of construction or constituted by a determined number of storeys. Moreover ISTAT data do not allow to obtain information on Plan Irregularity and Soil type, which are not take into consideration in the evaluation of vulnerability assessment of buildings.

Hence starting from ISTAT data for each census cell a disaggregation process is made through the use of reference distribution for Masonry and RC Buildings consisting of a sample of 10% of the surveyed building stock.

Thus homogeneous classes of buildings as a function of Building Typology, Age of construction and Number of storeys can be defined, and then for each homogeneous class of buildings the resulting mean damage value can be determined corresponding to the macroseimic intensity characteristic of the census cell. Based on this assumption, the mean damage value in each census cell can be evaluated as the weighted average of the mean damage value for each one of the homogeneous classes of buildings defined above, depending on their respective percentage of occurrence within the census cell.

In Fig. 3 the results of the procedure from different data sources are compared. In particular the mean damage value for each census cell is shown, in addition to the distribution of age of construction (pie representation).

As shown above at single building level a very good correspondence between the results coming from survey data and those from LIDAR can be observed, for less than tolerable scatter in the case of error in the determination of the age of construction of the buildings. For example, in census cells located in the eastern part of the old town can be observed same deviations in the value of the mean damage value primarily due essentially to this reason.

It should be noted that LIDAR data, as well as survey data, allow the estimation of the number of storeys of buildings, besides plan irregularity and soil type. It is to be noticed that

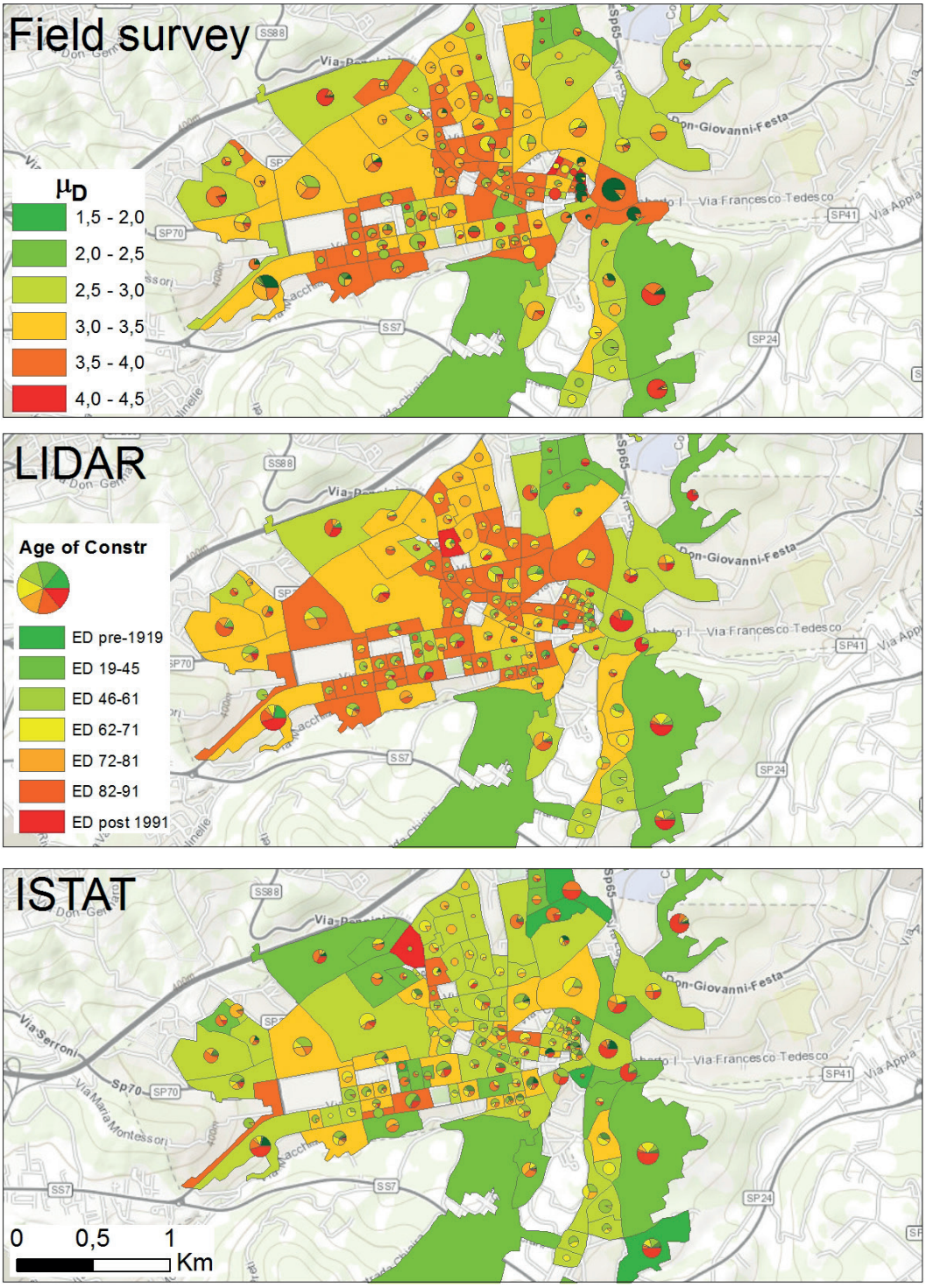


Fig. 3 – Mean damage value and distribution of age of construction for census cell.

these two parameters lead from one side to an increase of the seismic vulnerability of buildings and on the other hand to an increase in macroseismic intensity.

On the contrary ISTAT data, characterized by a lower level of knowledge, does not allow the estimation of plan irregularity of buildings and soil type conducting on average to a reduction of vulnerability and therefore to an unacceptable underestimation of damage to buildings, beyond the errors due to the process of disaggregation of the data in order to derive the distributions of the number of storeys and age of construction for the different building typology.

Conclusions. In conclusion results from LIDAR data are in good agreement with those of field survey data, even though LIDAR data are characterized by a lower knowledge level that does not allow the direct evaluation of age of construction of buildings leading sometimes to tolerable scatter. On the other hand results from ISTAT data provide unacceptable underestimation of damage to buildings due to lack in knowledge level, which allows only the evaluation of distribution of age of construction and number of storeys aggregated for census cell.

In this study, a multilevel seismic vulnerability assessment of the building stock of Avellino (Southern Italy) was shown, using data from different sources, namely census data, Remote Sensing (LIDAR) data integrated by census data, and data from a detailed field survey. The error in seismic vulnerability assessment introduced by the use of less detailed data was analyzed depending on the error in the evaluation of input data to the seismic vulnerability assessment procedure. Such analysis could be further developed in order to provide useful indications about the reliability of different data sources in large scale seismic vulnerability assessment of building stocks.

References

Decreto Ministeriale del 14/1/2008: Approvazione delle nuove norme tecniche per le costruzioni. G.U. n. 29 del 4/2/2008 (in Italian)

Di Pasquale G., Orsini G., Romero R.W., 2005. New developments in seismic risk assessment in Italy. Bulletin of Earthquake Engineering, 3(1), 101-128.

Giovinazzi S., Lagomarsino S., 2004. A macroseismic method for the vulnerability assessment of buildings. Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, August 1-6. Paper No. 896.

Grünthal G., 1998. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie: Volume 15 – European Macroseismic Scale 1998. European Center for Geodynamics and Seismology, Luxembourg.

INGV-DPC S1, 2007. Progetto S1. Proseguimento della assistenza al DPC per il completamento e la gestione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 e progettazione di ulteriori sviluppi. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Dipartimento della Protezione Civile, http://esse1.mi.ingv.it (in Italian)

ISTAT, Italian National Institute of Statistics: Census Data 2001, http://www.istat.it/it/archivio/44523

Lagomarsino S., Giovinazzi S., 2006. Macroseismic and Mechanical Models for the Vulnerability Assessment of Current Buildings, Bulletin of Earthquake Engineering, Special Issue "Risk-Ue Project". 4(4).

Medvedev, S.V. (1977) Seismic Intensity Scale MSK-76. Publication Institute of Geophysics of Poland, Academy of Sciences, Varsaw, Poland.

Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/3/2003. Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica. G.U. n. 105 dell'8/5/2003. (in Italian)

Ricci P., Verderame G.M., Manfredi G., Pollino M., Borfecchia F., De Cecco L., Martini S., Pascale C., Ristoratore E., James V., 2011. Seismic vulnerability assessment using field survey and Remote Sensing techniques. In: Murgante B., Gervasi O., Iglesias A., Taniar D., Apduhan B.O. (editors). Computational Science and its Applications – ICCSA 2011. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. ISBN 978-3-642-21886-6. Volume 6783, Part II, pp. 109-124. doi:10.1007/978-3-642-21887-3_9

SIMURAI Project (Integrated tools for large scale multi-risk assessment in urban anthropic environment), co-funded by the Italian Ministry of Research (MIUR) http://www.consorziotre.com/index.php?option=com_content&view=article&id=76&Itemid=62

MULTIPLE PARAMETER MONITORING AND SEISMIC PRECURSORY PHENOMENOLOGY IN UNUSUAL ANIMAL BEHAVIOUR IN WESTERN PIEDMONT

G. de Liso[1,2,3], C. Fidani[1,4], A. Viotto[1]

[1]Seismic Precursors Study Center (SPSC), Associazione Culturale "Le Nuove Muse", Torre Pellice, Italy
[2]Istituto di Alta formazione artistica e musicale "G.F. Ghedini", Cuneo Italy
[3]Voce Pinerolese, Pinerolo, Italy
[4]Central Italy Electromagnetic Network, CIEN, Fermo, Italy

Introduction. The unusual animal behaviours, often observed before earthquakes in a moderate seismic area in Western Piedmont (NW Italy), and the observations of anomalies in some physical parameters, induced the authors to create the "Seismic Precursors Study Centre"(SPSC). The SPSC is placed in de Liso's house, in Torre Pellice (44°49'235'' N, 7°123'04'' E, Western Piedmont, NW Italy) at 699 m above sea level on Vandalino Mountain, not too far from an abandoned iron mine, near a particular "geological sanctuary" on "Castelluzzo" peak, which are rich in augen-gneiss, of eruptive origin, biotite, ophiolite, zeolite, pechblenda and "Luserna Stone" (gneiss) (Compagnoni, 1981).

The place is also near a forest, at a distance of 70 m from the Biglione creek, 600 m from a graphite mine, 12 km far from talc mines in Prali's area. The recent classification of the seismic risk in this area is 3S, with a moderate seismic activity. The area on Vandalino Mountain magnifies magnetic, electric and radioactive variations, due to interesting geological structures, like an intrusive volcano with geothermal activity, gas emission, radioactive decay, water pH variations in creeks and lakes, soil temperature increase, magnetic declination anomalies, Earthquake Lights (EQL) and infra-sounds. Some local unusual animal behaviours can suggest the occurrence of a local seismic event with epicentre distance ≤ 100 km.

Observations of animals, instrumentation and monitoring. The observation of animal behaviours began in 1991 when some unusual recurrences in animal behaviour were noted to occur before earthquakes. The study of animal behaviour is conducted by the first author with the following modalities:

- continuous observation of the behaviour of cats and dogs living in SPSC (in de Liso's house) and of insects and arachnids inside and outside de Liso's house;
- very frequent observation of the behaviour of wild animals, but this is season dependent;
- continuous hearing of languages of domestic and wild animals, on Mountain Vandalino, near and far from SPSC;
- a comparison with other studies from different regions and with sporadic observations by people in Torre Pellice, Cavour and in areas of Pinerolo and Cuneo.

These observations were supported by a multi-parameter monitoring, gradually more complex since 1998 (de Liso, 2011): magnetic induction and declination, β and γ emission, $Radon^{222}$ emission, temperature in subsoil and in Biglione's water, pH of water, infrasounds. Since 2010, a station for ground electrical currents (Viotto, 2010) has been operative in Luserna San Giovanni (44°48'59"N, 7°14'18.77"E°, Western Piedmont), with monitoring of the electric field, by mean of an electric field detector made by Andrea Viotto, and seismic waves, by mean of a gravity-meter with an hanging pendulum (Viotto, 2011); after 2012, a station of the Central Italy Electromagnetic Network (CIEN) was installed in SPSC (Fidani, 2012). Characteristic ELF signals are monitored in relation to seismic activity (Fidani, 2011). This study produced results similar to those observed by Tsuneji Rikitake (Rikitake, 1968, 1987).

Unusual animal behaviour before earthquakes. Even in case of a moderate local seismic activity, the various precursors and animal reactions appear to be connected with geological structures. When the epicentre distance to SPSC is inferior to 20–25 km, with a low magnitude (M ≤ 1), some unusual animal behaviours was always noted, a few days, a few hours and a few seconds before the seismic event, with different modalities for the three cases described

below. But the same unusual animal behaviours before earthquakes with epicentre distances to SPSC progressively increasing were observed if there was also a progressive increase in the magnitude.

The anomalous animal behaviours was observed with the following modalities:

1. particular vocal language in a tripartite sequence (in 3.2, 3.3);
2. non-vocal anomalous behaviour different from the usual pattern (in 4.1);
3. problems to health and safety (in 5.1).

Particular vocal language in a tripartite sequence: animal alarms with shrills and high sounds. The acoustic perception of vocal alarms can regard a large area, it gives concise information and it is easier to note. The animal vocal alarm is a particular vocal language, usually directed to other members of the same species, sometimes to other species. It is an individual answer to the danger or a co-ordinate answer of the leading animal to the same danger.

The first author has individuated a particular tripartite sequence in the vocal alarms of domestic animals and birds: **phase A**, lasting up to 2 hours, with shrills and high sounds, from 30 minutes until 10 hours before the earthquake; then, when cries stop simultaneously, **phase B** follows, with a strange and worry silence; finally **phase C**, with animal cries normally 20-40 seconds before the earthquake, a few times just 5-10 seconds before, generally stopping few seconds before the shock. The phase C is corroborated by the observations of other researchers in case of other earthquakes (Rikitake, 1978, 1982).

The vocal animal alarms beginning up to 10 hours before local earthquakes, sometimes before distant earthquakes if the future magnitude is greater, are contemporaneous to the drastic reduction of variations in intensity and declination of the magnetic field and of radioactivity values. So, Figs. 1a and 1b resume an interesting relation between seismic epicentre distances to SPSC, magnitude and percentage of unusual an-

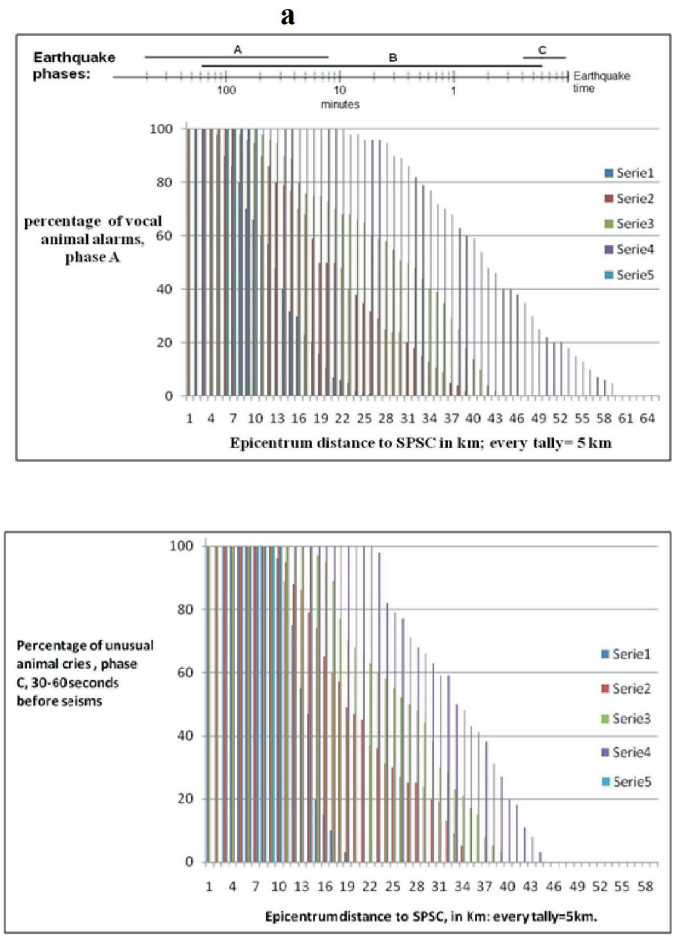


Fig. 1 – Percentage of vocal animal alarms in phase A and C, in relation to epicentre distance to SPSC.

imal behaviours, in relation to domestic animal cries and to bird songs, noted before the same seismic event. Obviously, unusual animal behaviours can be only taken into account for those species whose normal behaviour is known.

Statistical study of the behaviour of dogs and cats. A statistical study of unusual animal behaviours before earthquakes in Western Piedmont has been completed. The early warnings from dogs and cats were considered before 39 earthquakes around SPSC. The earthquakes were chosen depending on magnitudes and distances, approximately satisfying the Dobrovolsky condition (Dobrovolsky, 1979): they are shown in Tab. 1. A total of 55 early warnings consisting of 39 dog cries and 16 cats hiding were observed. They occurred during phase A, therefore we are considering a smaller time interval with respect to observations of different animals in all the phases of past works. For this reason, frequency distribution was calculated with respect to simple time t, as it is shown in Fig. 2a on the left. The shape of this is well described by a Weibull distribution (Weibull, 1951). Following Rikitake (2003), a function R(t) = 1 – F(t) was defined, where F(t) is the cumulative probability of an earthquake occurring during a period from 0 to t. A plot of Ln (Ln (1/R(t))) versus Ln (t) is shown in Fig. 2a on the right. The straight-line fitting in the figure, neglecting the lower value of Ln (t) for which a different distribution is probably valid (Rikitake, 2003), confirms that the distribution can roughly be governed by a Weibull distribution with coefficients K = 0.00033 and m = 4.1. Mean and standard deviation can be calculated through the Gamma function respectively

$$E(t) = [k/(m+1)]^{-1/(m+1)}\ \Gamma[(m+2)/(m+1)];$$

$$\sigma = E(t)\ \{\Gamma[(m+3)/(m+1)] / \Gamma^2[(m+2)/(m+1)] - 1\}^{1/2}$$

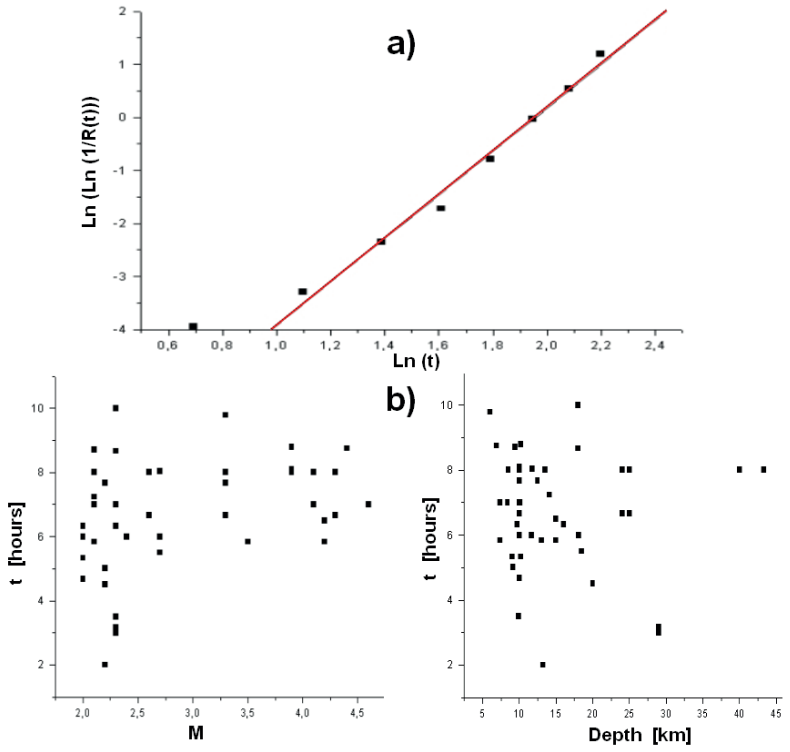


Fig. 2 – Statistical distribution in phase A of anomalous behaviours of dogs and cats.

producing E(t) = 6.1 hours and σ = 1.4 hours, anticipating of some hours the general animal precursors (Rikitake, 2003), but according to previous results for dogs and cats (Rikitake, 1982).

Data from the phase C were excluded as they were considered to reveal animal agitation at the time of P-wave arrival. The early time distribution was also plotted with respect to the earthquake magnitudes and depths (see Fig. 2b). For dogs and cats behaviours, early times resulted independent from the earthquake magnitude, even if small earthquakes can alarm dogs and cats later with respect to greater earthquakes. Such small earthquakes have generally greater depths than small earthquakes which alarms dogs and cats around the average (see Fig. 2b on the right). Finally, great earthquakes influence dog and cat behaviours from any depths around the average early time.

Non-vocal anomalous behaviour different from the usual pattern. When the rise in temperature, in the emission of gas, or in magnetic declination are great, we can observe evident anomalous animal behaviours, that are reactions to save theirselves.

a. The most evident non-vocal animal behaviours is the **advanced awakening from hibernation**, probably due to a rise in temperature or to emissions of dangerous gas. Winter seismic activity is a better forewarning of the first shock because the precursor increase in soil and water temperature is well remarked. An increase in temperature of about 5-6 °C above the mean seasonal values at SPSC was often recorded before a seism. This can explain the premature awakening of animals in hibernation (bats, insects, amphibious and reptiles) and premature larva development (de Liso, 2010). This unusual animal behaviour is a short temporal term precursor, usually 12-15 hours before. Damages to people and animal health were observed in Torre Pellice, in connection with measured high radon values: especially dermatological effects were reported at SPSC when the radioactive emission was much higher than the local average values.
b. **Unusual flight behaviour with magnetic sudden variations:** it is very important to individuate the right moment of the sudden magnetic commencement because it is the moment of unusual flight behaviour observations. SPSC observations confirm that when geomagnetic perturbation is not due to sun activity, but is due to the magnetic permeability variation of rocks under stress, we can observe unusual flight patterns of some birds and a few problems of balance for dogs, cats and also some human subjects. The sudden beginning can be followed, for up to a few days before a seism, by the variation of the absolute value of δ declination angle of local North-South axis and by the variation in the intensity of the geomagnetic field. In these occasions, the needles of the SPSC compasses showed a dampened oscillating motion around a new local North-South axes. At the beginning of δ oscillation, due to seismic activity, unusual flight behaviour was often noted. During this first moment it was noted that domestic animals are nervous and insects and arachnids are more aggressive, until magnetic variations are great. Among the animals that feel this magnetic variations more frequently, with anomalous flying patterns, there are female black-birds and bees (de Liso, 2010).
c. **Animals seek safety:** in phase C farm animals seek safety from cow-houses, barns, pens or from other buildings collapsing. Animal shrills and their agitation can alarm people, so this animal behaviour has often saved people. For example, before the earthquake of April 2nd, 1808, at 17:43 LT, with magnitude M = 5.7, with epicentre in Luserna San Giovanni a woman of San Germano and her sons were saved by the cows cries; also other people inside houses saved themselves, thanks to the agitation of their cows a few seconds before the seismic shock. But also during phase A this kind of anomalous behaviour can be observed. A local earthquake in Val Pellice, occurred on May 28th, 2008, during a severe rainstorm, caused at the same time four landslides: two on Vandalino Montain, one at Rorà and one at Villar Pellice, killing four people. Half an hour before the seismic event and landslides, a male goat saved all his female goats,

guiding them away from their pen, which was subsequently destroyed. He returned with his herd the following day.

d. **The uunusual reptile, limacidae behaviour and pH water:** while the majority of animal species seeks safety outside, a few species, such as reptiles (vipers, snakes), generally seek safety going inside houses 3-5 hours before a local earthquake. They yearn for dry places; if they enter inside, they take shelter in wool blankets. The same behaviour was noted at SPSC in toads, frogs, stag beetles and even Limacidae. It is interesting to observe how some of these species are behaving strangely as they usually like humidity whereas wool is hydro-repellent. Two days before the seismic event of October 3rd 2012, epicentre in Sampeyre (16 km to SPSC) and M = 3.9, the Limacidae were moving in the fields standing on a fifth or their foot: they were probably escaping from the humid ground. The ground water pH was 10.5, so it is possible to suppose that the new chemical and physical properties of the soil water were the cause of this unusual behaviour.

Problems to health and safety.

a. **Radon^{222} ionization, high β and γ emission:** sometimes we have recorded high values of β and γ a few days before earthquakes: two days before an earthquake of M = 4.6 located in Incisa Scapaccino (August 21st, 2000), a 56.0 μS/h of radioactivity (β+γ particles) and radon values of 1,517 Bq/m^3 in air (α particles) were recorded near Biglione creek and in basement of SPSC. The same day of the seism, a viper and an unknown snake climbed at the first floor by the run-ladder. Three days after high radioactive emission, many insects and arachnids were found dead in SPSC basement, in the cellar and the garden. Damages to people and animal health were observed, in connection with measured high radon values, like rapid evolution of pathologies, especially dermatological effects and pneumonias by contact. In Fig. 3 radon monitoring values in SPSC for the January-December 2012 period are reported. The high radon emission could generate serious problems to safety (cancer, problems to lungs...).

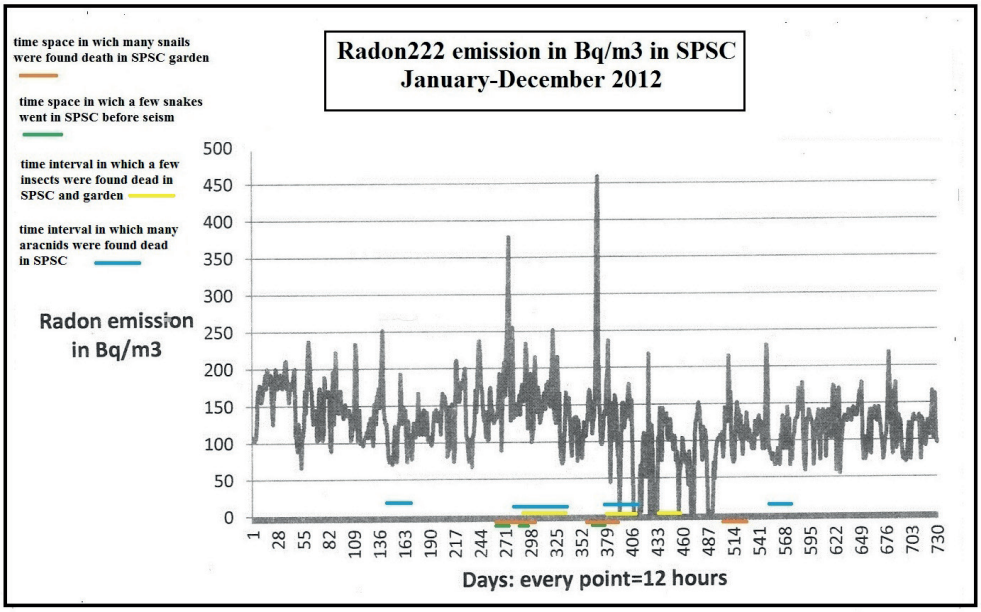


Fig. 3 – Radon emission in SPSC (2012) and anomalous animal behaviours.

b. **Rise in temperature, gas emission and death of fish, frogs and fresh water shrimps:** sometimes we have recorded an increase in the water temperature of Biglione creek and an emission of warm and dangerous gas (radon, sulphurous gasses, hydrocyanic anhydrite, ozone..) that caused fish deaths. For example, three days before the two earthquakes of M = 4.6, 19:14 LT, and M = 4.8, 19:15 LT, both occurred the August 21st, 2000, in the provinces of Asti and Alessandria, it was reported in Torre Pellice the death of all fishes in a little artificial lake fed by the Biglione creek, whose temperature increase was of 6 °C, temperature recorded in the night. Also some frogs and fresh water shrimps died near the Biglione.
c. **Zeolite in white dust and dehydration action on biological structures, the oxidative phenomena on gneiss surfaces parallel to the ground:** before earthquakes of magnitude ≥4 and epicentrum distance ≤100 km a white dust, containing zeolite, came out from rock cracks, near Biglione, not too far from mines on Vandalino. The dehydrating action of zeolite was deadly to Limacidae and to earth-worms. We suppose that also the oxidative phenomena on gneiss surfaces parallel to the ground can give problems to biological structures.

Conclusions. Even if Valle Pellice is a moderate seismic area, we can observe several phenomena regarding unusual animal behaviours and human diseases. The comparison "a posteriori" with local seismic activity can be resumed in the following points:

- unusual animal behaviours are reported a few days before a seismic event, contemporaneously to the magnetic sudden commencement;
- a particular tripartite sequence of vocal language of animal was noted: Phase A, lasting up to 2 hours, 0.5-10 hours before moderate, local seismic activity; phase B characterized by the absence of alarm calls and finally phase C immediately before (20-40 seconds) the seismic shock characterized by alarm signals probably associated to particular infrasound emission;
- oxidative phenomena on plant structures and on ferromagnetic rocks, occurring along gneiss surfaces parallel to the ground;
- dust deposition, especially alluminates, silicon-alluminates, zeolites;
- gas emission, especially sulphurous gas, hydrocyanic anhydrite, ozone, deduced by the olfactory perception of people living in the countryside;
- increased emission of $Radon^{222}$ in the air above average values (α particles), and an increase of β and γ emission before the seismic shocks;
- variation in the pH values of water, on meadows and in rivers;
- variations in the magnetic declination and magnetic intensity;
- rise in the temperature in the subsoil contemporaneously to increased radon and gas emission.

Statistics of early strange behaviours in dogs and cats confirm previous results obtained from other observations, in this case it can be stated very precisely that the average warning time is about 6 hours. In contrast to past results, a little magnitude dependence occurs for small earthquakes. These particularities are probably due to the way of collecting information, which permits observations from a restricted area to be correlated to small local seismic activity, contrarily to data relative to strong earthquakes from other regions of the world. The observations described, also in case of small earthquakes, regard areas near mines, near the top of Mount Vandalino. Scientific knowledge of pre-seismic phenomena is still in its infancy. Certainly, unusual animal behaviours can give a significant contribution to increase the sensibility to environmental changes.

Acknowledgements. Angelo Agostino, Alberto Carpinteri, Giulio Fanti, Giampaolo Giuliani, Francesco Lattarulo, Giovanni Martinelli, Lisa Pierotti, Riccardo Sandrone, Alessandro Vaio, Paolo Volpe.

References

Compagnoni, R.; Sandrone, R. *Lineamenti geo-petrografici delle Alpi Cozie Italiane tra la Val di Susa e la Val Po*, Federazione Piemontese di Mineralogia e Paleontologia, Torino, 1981.

Viotto, A. Realization of a ground electrical current monitoring in Piedmont in 2010, following the circuital scheme proposed by the geologist Dr. Kurt Dietric, at http://www.vlf.it/kurt/elf.html.

Fidani, C.; Albarello, D.; Arcaleni, M.; Martinelli, G.; Siciliani, P. M.; Tardioli, S.; Vannucchi, A. Emilia earthquake: VLF transmitters and ELF signal from the Central Italy Electromagnetic Network (CIEN). In *Atti del 31 GNGTS*, November 20-22, 2012, Potenza, pp. 415-420.

De Liso, G.; Lattarulo, F.; Viotto, A. Piezonuclearità, piezoelettricità e piezomagnetismo delle rocce di gneiss e caratterizzazione territoriale della fenomenologia sismica nel Piemonte occidentale, nuove prospettive di studi, In *Atti del 30° Convegno Nazionale GNGTS*, 14-17/11, 2011, Trieste, pp. 603-604.

Rikitake, T. Earthquake prediction, *Earth Sci. rev.*, 4, 1968, pp. 245-282.

Rikitake, T. *Previsione dei terremoti*, Dario Flaccovio Ed., 1987, pp. 9-17.

Fidani, C. The Central Italy Electromagnetic Network and the 2009 L'Aquila earthquake: observed electric activity, *geosciences*, 1, 2011, pp. 3-25.

Viotto, A. Realised the mechanical variations on vertical axis which are recorded in μV by an iron-core inductor, only seismic tremors are recorded on vertical axis (2011).

Fidani, C. Biological anomalies before the 2009 L'Aquila earthquake, *animals*, 2013, 3, 693-721.

Tributsch, H. *When the Snakes Awake: Animals and Earthquake Prediction*; MIT Press: Cambridge, MA, USA, 1982.

De Liso, G., Caratterizzazione del territorio nell'individuazione dei precursori sismici locali nel Piemonte Occidentale, *Atti del 29° Convegno Nazionale GNGTS*, October 28-30, 2010, Prato, pp. 208-211.

Rikitake, T.; Biosystem behaviour as an earthquake precursor, *Tectonophysics*, 51, 1978, pp. 1-20.

Rikitake, T.; Earthquake prediction work in Sichuan Province, China, with special reference to the Songpan-Pingwu earthquakes, *Chinese Geophys., Am. Geophys. Un.*, 2, 1982, pp. 139-156.

Rikitake, T. *Prediction and Precursors of Major Earthquakes,* Terra Scientific Publishing Company: Tokyo, Japan, 2003.

Dobrovolsky, I.P.; Zubkov, S.I.; Miachkin, V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure Appl. Geophys.,* 117, 1979, pp. 1025-1044.

Weibull, W.; A statistical distribution function of large applicability, *J. Appl. Mech.-Trans. ASME*, 18 (3), 1951, pp. 293-297.

ELECTROMAGNETIC PERTURBATIONS ASSOCIATED WITH M = 5, JULY 21, 2013, ANCONA, ITALY EARTHQUAKE OBSERVED BY CIEN

P. M. Siciliani[1], C. Fidani[1,2], F. Stoppa[3], G. Iezzi[3], M. Arcaleni[1], S. Tardioli[1], D. Marcelli[2]

[1]Osservatorio Sismico "A. Bina", Perugia, Italy

[2]Central Italy Electromagnetic Network, San Procolo, Italy

[3]Dipartimento di Scienze della Terra, U.d'A., Chieti, Italy

Introduction. Two new CIEN stations have been recently installed in the Umbria Region: in Avigliano Umbro and Città di Castello. These two new stations have same features as the nine preexisting stations. So, currently there are 11 stations continuously recording electric fields, see Fig. 1. The two new stations had already been activated by July 21, 2013, when a strong earthquake, M_w = 5, struck in the Adriatic Sea a few kilometers from the shore under Monte Conero near the city of Ancona. The monitored electric signals ranged from ELF (4 Hz – 1 kHz) to LF (25 kHz – 100 kHz) bands (Fidani, 2011). Three stations were not recording at that time: Siena, Città di Castello and Capitignano.

According to reports received by EMSC, the main shock occurred at 01:32 UTC (local time Sunday, July 21, 2013 at 03:32) and lasted for 10-20 seconds. The depth of the shock was reported as 5 km, near the villages of Numana and Sirolo, Ancona Province. No damage or injury was reported. Two probable macro anomalies were collected from the population. One earthquake light (Fidani, 2010) was observed hours before the shock by two witnesses. It was reported as a ball of light positioned toward the south, at about 00:00-00:30 LT 21 July 2013. That morning, the witnesses were traveling by car from the south of Ancona towards Loreto along the highway when they saw a light from behind a hill in the west. It was bigger than a

street light but smaller than the Moon. This luminous sphere was a faded white color. This light quickly moved from the west to the east, forming an arc downwards and disappearing behind houses. This event lasted 2 seconds. Furthermore, gas bubbles appeared in the sea around the port of Numana days after the quake.

From 2011, the necessity to better understand the sources of some signals has been supported by the idea that a number of different measurements at each CIEN site should be increased. Thus, the Fermo and Torre Pellice Stations have been recently equipped with Geiger counters for atmospheric radioactivity, as well as meteorological stations which record temperature, humidity, wind speed and direction, atmospheric pressure and rainfall. The Fermo Station has also been equipped with an underground thermometer to measure ground temperature and an LF radio receiver at 150 kHz to record amplitude modulation. The Torre Pellice Station had already been equipped with a magnetometer, a Radon meter and a compass to check the direction of the geomagnetic field. Recently, this station has been equipped with an sub-sound detector to investigate for the origin of animal responses to earthquakes (De Liso, 2013). The Perugia Station has been recently equipped with a new electromagnetic sensor, sensitive to electric charges and vertical electric fields. The same station has always measured for meteorological parameters and seismological activity through the "A. Bina" Observatory.

ELF observations. An example signal, recorded by the N-S antenna in Avigliano Umbro on July 19, 2013, at about 1:00LT, is shown in Fig. 2 on the left. Its oscillation covers a similar frequency range as those already reported in other publications (Fidani, 2011); between 50 and 100 Hz. Moreover, the duration of the signal was about 7 min, as well, other traces of it appeared hours before and after it. The frequencies of these signals increased at the beginning, but decreased towards the end. However, no time correspondence was observed between the signals recorded at all of the stations, indicating that they were of local origin. Additionally, their times did not coincide with the earthquake time. Moreover, the signatures almost always appeared on only one antenna of each station and when appearing on both antennas, the two signatures were always different. Strong ELF signals were also recorded by the Fermo and Perugia Stations during the weeks prior to the July 21, 2013, Ancona earthquake. These oscillations had frequencies ranging between 40 and 200 Hz, they also often started and ended at lower frequencies. Moreover, the durations of the signals ranged from few minutes to several hours. The strongest intensities were recorded on the days before and after the main shock, with amplitudes greater than 1 μV/m.

Fig. 1 – The positions of the 11 CIEN stations are indicated by small red circles and the Ancona, July 21, 2013, $M_w = 5$, earthquake epicenter is indicated by a yellow circle.

A new type of sensor has been recently installed at the Perugia Station, that measures air and rain electricity, along with vertical electric fields. It was activated on the top of the "A. Bina" Observatory at the beginning of April, 2013. It recorded a clear signal from about 30 minutes to 5 minutes before the Ancona shock, then the signal suddenly disappeared, see Fig. 2 on the right. The new sensor recorded an electric oscillation which had probably stated under 10 Hz and increased up to 200 Hz, with a frequency width of about 50 Hz. The electric vibration power intensity reached a signal to noise ratio of about 15-20 dB in the 50-100 Hz range. Disappearing, the signal covered the whole range of 10 - 200 Hz in a few seconds.

VLF observations. VLF signals from transmitters (Loudet, 2011) in Novosibirsk, Krasnodar and Khabarovsk, Russia of the Alpha 500 kW radio navigation system, at 11.905 kHz, 12.649 kHz and 14.881 kHz; 400 kW in Rosnay, France at 15.1 kHz and 21.75 kHz; 100 kW in Matotchkinchar, Russia at 18.1 kHz; 400 kW in Anthorn/Skelton, England at 19.6 kHz and 22.1 kHz; 400 kW in Saint-Assise, France at 20.9 kHz; 800 kW in Rhauderfehn, Germany at 23.4 kHz; 1,000 kW in Culter, Maine at 24.0 kHz and 192 kW in Seattle, Washington at 24.6 kHz, were analysed from the Fermo, Chieti and Perugia Stations before and after the shock time, to verify if any signals had had a depletion in their carrier waves. Depletions appeared in the signal from Anthorn transmitter at 19.6 kHz, at Fermo, Perugia and Chieti Stations, occurring hours before and after the recorded time of shock. Especially at Fermo, where the power loss was about 10 dB, see Fig. 3 at the top. The sub-ionospheric channel between Fermo and Anthorn overhang the earthquake epicenter.

Natural VLF signals were also monitored at this time. The vertical signatures appearing in the VLF spectrogram represent distant lightning origins, which fill a large band intensity modulate by the ionosphere altitude and diffusion, following the day/night cycle. The intensity of this band is modulated by lightning activity, and its frequencies are also selected by the ionosphere altitude and diffusion. An increased activity was observed in the band intensity hours before the earthquake, showing two maximums, at the Fermo, Chieti and Perugia Stations. However this variation was completely normal following the long time observation of the frequency band. It might have been due to normal ionospheric fluctuations.

LF observations. The Fermo, Torre Pellice and Chieti Stations had already been modified to produce LF spectrogram (Fidani, 2011): Fermo and Torre Pellice Stations from 25 kHz to 50 kHz while the Chieti Station from 25 kHz to 100 kHz. Specifically, the Chieti Station receives LF signals from (Loudet, 2011): Bafa, Turkey, 26.7 kHz; Kaliningrad, Russia, 30.3 kHz; Niscemi, Italy, 45.9 kHz; Maraton, Greece, 49.0 kHz; Irkutsk, Russia, 50.0 kHz; Anthorn, England, 60.0 kHz; La Règine, France, 62.6 kHz; Kerlouan, France, 65.8 kHz; Moscow, Russia, 66.6 kHz; Lintong, China, 68.5 kHz; Prangings, Switzerland, 75.0 kHz; Mainflingen,

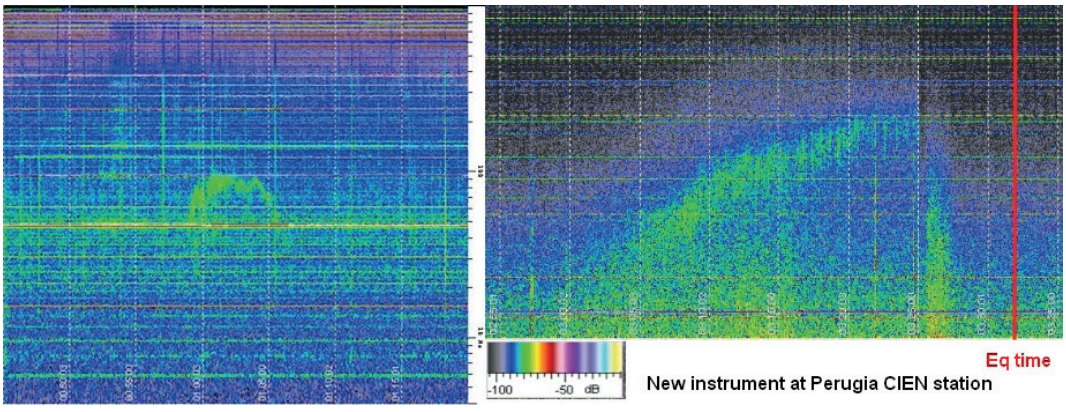


Fig. 2 – The ELF signals recorded at the Avigliano Umbro Station on July 19, 2013, N-S antenna, on the left; the electric signal observed by the new instrument at the Perugia Station a few minutes before the shock.

Germany, 77.5 kHz; Inskip, England, 81.0 kHz. Considering also transmitters in VLF band, monitoring reaches a total of 21 transmitters, from all directions around the station.

Strong attenuations appeared in the carrier wave of a LF transmitters at the Chieti Station, whereas exaltations appeared in another carrier wave, no noise reduction was recorded for the rest of the bands at the same time. Additionally, no attenuation was observed for all of the other carrier wave transmitters at the same times. Depletions appeared in the signal from Mainflingen while exaltations from an unknown transmitter at 87 kHz, both occurring hours before the recorded time of shock, see Fig. 3 at the bottom. The sub-ionospheric channel between Chieti and Mainflingen exactly overhang the earthquake epicenter. Opposed amplitude phases between the two carrier waves also appeared. In this case, power spectral attenuations exceeded 20 dB up to 30 dB under the normal power intensity level. The other LF carrier waves from all three CIEN stations were stable in intensity. A slight depletion from the Maraton transmitter began and ended hours before the Ancona quake at the Fermo Station, see Fig. 3 at the top, the power loss was about 5 dB. Finally, the sub-ionospheric channel between Fermo and Maraton does not overhang the earthquake epicenter.

Two kinds of spectrum perturbations were observed in the Chieti recordings hours before and after the Ancona earthquake, see Fig. 3 on the top. The most striking perturbation began near 23:00 LT on July 20, 2013, when a power spectra increased about 5 dB between 85 and 95 kHz, reaching about 10 dB above the normal noise level at two different times before the quake. About one hour after the shock, this perturbation disappeared. The LF increased power intensity distribution formed a spot similar to an electromagnetic noise, which presented a

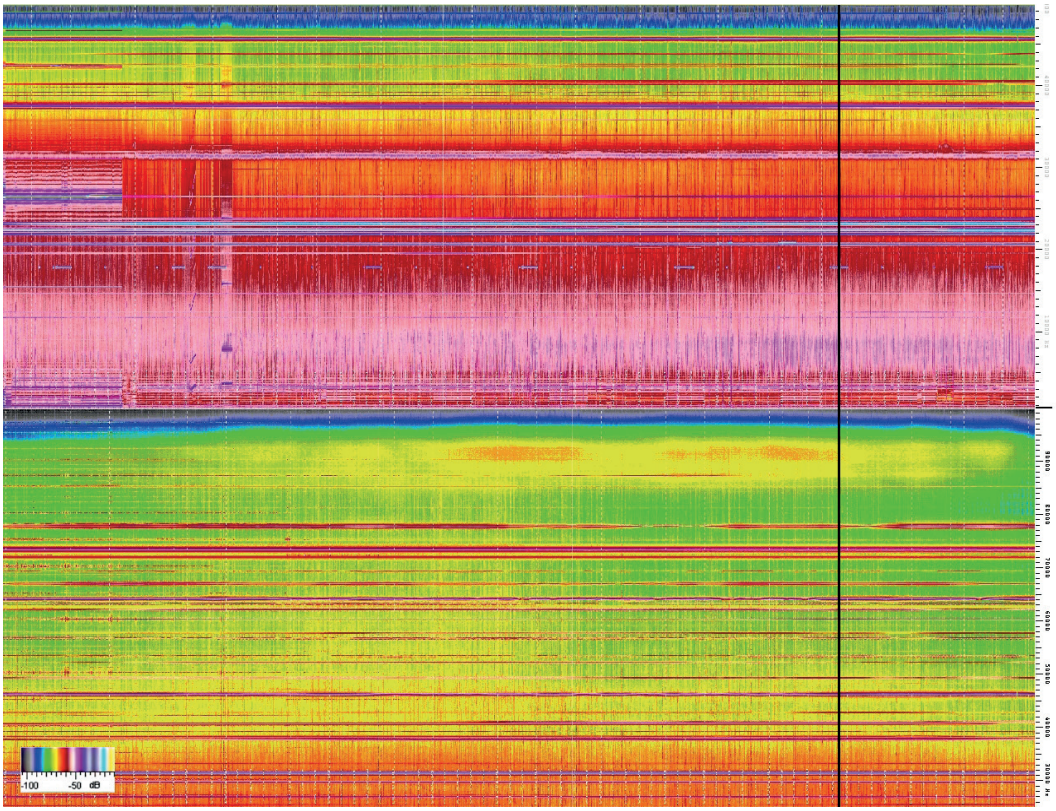


Fig. 3 – VLF and LF spectrograms recorded between 22:30 on July 20 and 04:30 on July 21, 2013, VLF at the Fermo Station at the top and LF at the Chieti Station at the bottom; the vertical black line indicates the earthquake time.

slight intensity increase at about 3.5 and 1.5 hours before the earthquake. The entire spot appeared for more than four hours, being three hours earlier than the shock time and one hour after it. The analysis of the past days and years from the same station have shown a normal behaviour for this region of the spectra. It resulted being modulated by the day/night phase.

A second less apparent intensity increment of the power spectra started slightly earlier than the first one and probably went on after the first ended. It consisted of a set of narrow yellow vertical lines, which seemed to intensify at two times. These two times slightly anticipated the maximums of the first anomaly. These vertical lines had power spectra of about 5 dB above the noise level, even if their density increased at two different times. The frequency band covered nearly all of the LF spectrum, from about 30 kHz to about 90 kHz. Under 30 kHz, it became difficult to observe the density increment in the band, because it resulted being uniform over the entire recording. The maximum density increment occurred about 3.5 hours before the shock, slightly before the VLF intensification and LF spot maximums, and lasted for about one and half hours. As for the previous observation, the analysis of the past days and years from the same station have shown a normal behavior for this region of the spectra. It also resulted being modulated by the day/night phase.

Conclusions. Unlike past works, the CIEN records here discussed show at least two genuine electromagnetic emissions in ELF band, which could not had been realistically produced by anthropic activities. In fact, the standing wave modulations in VLF and LF were linked to anthropic emissions from transmitters. VLF and LF transmitter carrier waves showed several gaps hours before the shock, corresponding to the sub-ionospheric channel which exactly overhangs the earthquake epicenter.

Moreover, one recording in ELF band was made by a new instrument for electric charges and this was the first time it had been recorded before an earthquake. Its origin remains unclear and needs to be further investigated, even if time of occurrence appeared to have been strictly associated with the July 21, 2013 Ancona earthquake. The natural emissions having frequency ranges between 50 and 90 kHz were observed many other times from the Chieti Station. They were characterised by long lived spot and many sparks. These signals are normal variations of the ionosphere which resulted being modulated by the day/night phase.

Acknowledgements. The Authors would like to gratefully thank Tommaso Cecci (ARI Città di Castello), Diego Valeri, Andrea Romualdi, Arianna Cannella and the Region of Umbria, for their observations and contribution to the realization of the CIEN stations.

References

de Liso,G.; Fidani, C. and Viotto, A.; 2013: Unusual Animal Behaviour before Earthquakes and Multiple Parameter Monitoring in Western Piedmont. Animals, accepted, 2013.

Fidani, C.; 2010: The earthquake lights (EQL) of the 6 April 2009 Aquila earthquake, in Central Italy, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 967-978.

Fidani, C.; 2011: The Central Italy Electromagnetic Network and the 2009 L'Aquila earthquake: observed increases in anomalies. Geosciences, 1, 3-25, 2012.

Loudet, L.; VLF Stations List; STD Monitoring Station: France, 2011. Available online: http://sidstation.loudet.org/stations-list-en.xhtml (accessed on 1 November 2011).

ANIMAL BEHAVIOUR AND THE ECONOMY BEFORE EARTHQUAKES

C. Fidani[1,2]
[1]*Osservatorio Sismico "A. Bina", Perugia, Italy*
[2]*Central Italy Electromagnetic Network, San Procolo, Fermo, Italy*

Introduction. Observations of anomalous animal behavior have been recorded countless times for earthquakes. In fact, various historical earthquake accounts have reported them. In one of the most ancient earthquake testimonies handed down to us by Diodorus (60 - 30 a.c.), it was written that rats, snakes, centipedes, weasels and worms fled from the city of Helike in the Gulf of Corinth in 373 BC, five days prior to a strong earthquake that plunged the city into the sea. Recently, a documented case of abnormal animal behavior led to forecasting a strong earthquake in the Chinese region of Liaoning in February 1975. From June 1974, after a long period without earthquakes in an area of high seismic risk, the Chinese group studying earthquakes published a warning on the danger of a major earthquake expected within two years to that area. The authorities, based on studies conducted in previous years, and with the support of the population, educated by experts to communicate to the central seismic mainly animal behavior, took up an increasing amount of alerts (Tributsch, 1982). From these and other anomalies measured instrumentally, the authorities were able to infer the imminence of the earthquake and organize the movement of people from their homes to emergency shelters, prepared for the occasion, a few hours before the strong earthquake of magnitude 7.3 that stroke Haicheng.

From the data collected in L'Aquila after April 2009, it shows that nobody was able protect himself before the main shock from strange animal behavior, despite the great number of observations; why? The Chinese case suggests possible answers: perhaps because these studies in Italy have never been carried out. Instead, following the earthquakes of Friuli (Tributsch, 1982; Matteucig, 1985) and Irpinia (Matteucig, 1985), these studies were conducted with very promising findings. Those from Friuli were published in the journal Nature in 1978 (Tributsch, 1978). So, the answer must be another: perhaps because these findings were not used to examine the dangerous situation in L'Aquila during the seismic swarm, nor was the population made aware of the results of this research. In fact, today we need to consider the effect of a prediction on economic damage. To limit such damage, a prediction should be strongly supported, as in the case of the 1975 Haicheng quake, when many anomalous phenomena were documented.

Economic damage before earthquakes was not a topic that was discussed after the L'Aquila earthquake, however it would have been a key to understanding what happened on that occasion.

Biological anomalies of L'Aquila earthquake. The April 6, 2009 L'Aquila earthquake was the strongest seismic event to occur in Italy over the last thirty years with a magnitude of M = 6.3 (Chiarabba *et al.*, 2009). Around the time of the seismic swarm many instruments were operating in Central Italy, even if not dedicated to biological effects associated with the stress field variations, including seismicity. Testimonies were collected using a specific questionnaire immediately after the main shock, including data on earthquake lights, gas leaks, human diseases, and irregular animal behavior. The questionnaire was made up of a sequence of arguments, based upon past historical earthquake observations and compiled over seven months after the main shock (Fidani, 2010, 2012). Data on animal behavior, before, during and after the main shocks, were analyzed in space/time distributions with respect to the epicenter area, evidencing the specific responses of different animals. Several instances of strange animal behavior were observed which could causally support the hypotheses that they were induced by the presence of gas, electric charges and electromagnetic waves in atmosphere (Fidani, 2011).

Based on the evidence collected in the months following the earthquake of 2009, almost all of the dogs that lived in the affected region showed restlessness, barking, howling and crying in the minutes before the quake. In other animal species, many of their behaviors left indelible

Fig. 1 – Dead fish on the surface of Lake Scanno, L'Aquila, Italy, October 10, 2008, at the beginning of the seismic activity in L'Aquila.

memories because of their strangeness. Depending on the amount and quality of information collected, 323 cases were listed for further analysis. After dogs, earthworms were the most observed escaping from the ground and dying on the sidewalks surrounding buildings. This was observed up to six days before the shock. Whereas, dogs acted nervously few hours before. For animals only slightly smaller than dogs: hens, chickens and all birds in general, which were less frequently observed, the anomalous behavior was also reported several hours before the quake. In these latter observations, abnormal behavior was characterised by an unwillingness to return inside the hen house, their disappearance from certain areas and in their constant waking state. Cats were heard making strange meows in unusual places and straying from home with a little less frequency compared to birds. The cat behavior anticipated the shock by several hours. Therefore, one of the conclusions of this study is that the smaller the animal, the shorter the anticipation period (Fidani, 2013).

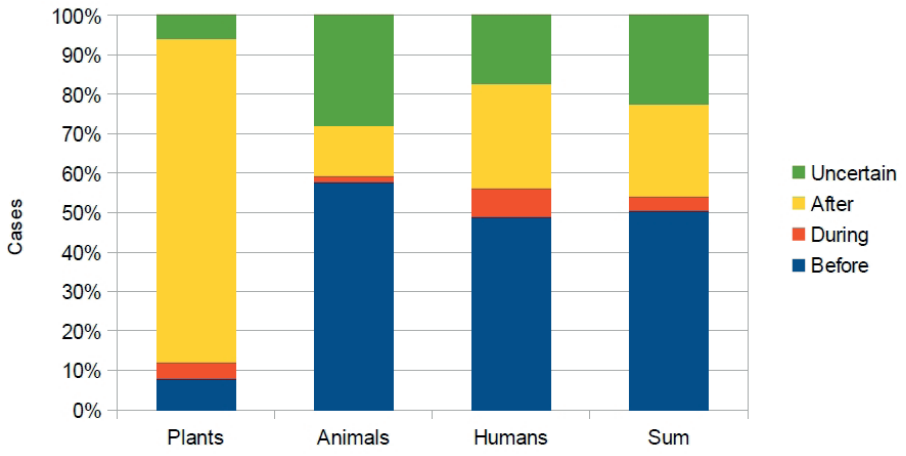


Fig. 2 – A summary of relative occurrences of time ordered observations with respect to biological types (Fidani, 2013).

Another result of this research focused on animal life in water. These animals were observed as having a sensitivity to earthquake at greater distances from the epicenter than other animals. For examples dead fish were seen in several mountain lakes, see Fig. 1, and fish were reported to not be biting baited hooks. Pet turtles were observed to be restless in water. Toads failed to mate, the most convenient period, at Lake San Ruffino, 70 km from L'Aquila (Grant *et al*., 2010). Most of these observations were made before the earthquake, see Fig. 2.

It need be remember that: 1) times before strong quakes were seldom described as being very calm (Tributsch, 1982), so it might be difficult to highlight premonitory anomalies; 2) human observational attention is not the same before and after a strong earthquake, which can disrupt a person's life (Jho, 1997); 3) strong earthquakes can also modify animal behavior for a long time (Tributsch, 1982), changing their habits. These three considerations must be taken into account in order to reduce their influences. This could be done by introducing a further section in the questionnaires. Considerations 2) and 3) can explain the relative difference between human and animal anomalous observations following quakes. Regarding the consideration 2), humans can be disoriented regarding their feelings for long time. Whereas anomalous animal behavior becomes difficult to distinguish due to the consideration 3). These two considerations may account for the opposite relative difference between human and animal anomalous observations at uncertain times in Fig. 2. Observations during the quakes were less than 10% for each of the three groups. However, reports were more numerous for humans, due to thermal sensations, whereas they were very low, near 1%, for animals. Perhaps the latter was due to the earthquake roar that overwhelmed animal sounds, as well as a lack of attention on the part of witnesses during the shock

Communication difficulties. During the administration of questionnaires to collect information on animal behavior, many times the Author was asked the question: why were we invited to go home because there was no danger? I was not able to answer this question for years. Then, one day I realised that there were problems in communicating the danger of the swarm, as reported by a few journals (Hall, 2011). What did these problems consist of? One could be the difficulty in communicating scientific data obtained by sophisticated tools which require a specific language, not always used by those who do research in this field. There could be another problem which concerns the discussion of earthquake thru probability. This is an epistemological approach. Epistemology deals with how to obtain information on reality, not on what reality is (ontology). Being so, when communicating earthquake studies scientists are not responding to the question on what the earthquake is, nor on when it will occur. They are describing on how to obtain information from past shocks, and this can create some difficulty for people asking for information.

During the administration of questionnaires in L'Aquila, several times a stark question was asked: why were body bags prepared before the event at the barracks of the Guardia di Finanza but we were not warned of the danger? Recently I have crossed the territory of Colfiorito, between Umbria and Marche to collect testimonies on the 1997 earthquake. Surprisingly, several people asked the same question: why were body bags prepared in Foligno before the event but we were not warned of the danger? In fact, the Colfiorito seismic swarm was also active for several months before the main shock between the Marche and Umbria Regions. Moreover, in 2012, the Emilia earthquake offered further food for thought: after the first shock on May 20, ignoring the danger of the high likelihood of another strong shock suggested by seismic probability, industrial activities restarted in places already damaged by the first shock, resulting in the loss of more lives due to the May 29 shock.

The economic damage. The State of Oaxaca, Mexico, is among the most highly seismic regions in the world. Large earthquakes, such as the shock which destroyed the town of Pinotepa Nacional on August 2, 1968 (M = 7.5), are not infrequent. The discovery by Ohtake *et al.* (1977) of a very clearly outlined seismic gap *starting in mid-1973, followed by complete quiescence* until the present time, was therefore believed as being highly significant. This was

the first time that a forecast of a large earthquake was published in a scientific journal; this step seemed justified by the striking evidence presented by the Authors. The *most probable characteristics* of the forecast earthquake by were M = 7.5 ± 0.25 and precise interval of latitudes and longitudes. An occurrence time was not stated, but it was stated that the current seismicity gap was already *substantially longer than the precursor times of the previous Oaxaca earthquakes*. In speaking of *the impending earthquake*, the authors evidently believed the predicted shock to be imminent. In January 1978, two unknown people wrote to the President of Mexico announcing a destructive earthquake in the small town of Pinotepa, Oxaca on 23 April 1978. Consequently, 20% of inhabitants had decided to leave Pinotepa before April 23. The economic damage to the town from the 1978 forecast was evaluated to exceed the 1968 earthquake, M = 7.5 (Garza and Lomnitz, 1979).

Today we need to consider the economic damage of a prediction. To limit such damage, a prediction needs to be well supported. As in the case of 1975 Haicheng earthquake in Cina, where the observation of many phenomena was used. This, however, would mean that other parameters are important in the study of the earthquake, and this is not liked by many scientists. The motivation can be found in changing the objectives of science: to obtain funds for research scientists need to pursue the logic of winning international awards. These awards are often achieved with the publication of works in "prestigious" journals. Thus, the search for prestige replaces the search for truth, from which science originated. This translates into the need for further studies in fields where a large number of good tools already exists, and where there is already a scientific interpretation that ensures incontrovertible results. This is to the detriment of those areas where research is just beginning.

Conclusions. In the months and years that have passed since the L'Aquila earthquake on April 6, 2009, several questions have been raised. To this regard for the answers it is necessary to investigate in the following directions:

1) what role did the estimated economic damage following earthquake forecasting, play in population warning?

2) what role did the estimated economic damage, play in the choice of signals to consider for population warning?

Despite the difficulties of modern science in communicating the meaning of studies using the mathematical tools of probability calculation, even the probabilistic approach in the case of the earthquake clearly states that the likelihood of a major event during an earthquake swarm increases. Therefore, the difficulty of communicating the meaning of complicated probabilistic concepts may not be the main reason for the failure to communicate the risk, in fact the meaning is simple: the greater danger. Instead, the possible economic consequences of an alert are a motive enough to hinder the communication of risk to the population. Months before an earthquake it is possible to restructure a house to make it earthquake-proof, however, it is not possible to earthquake-proof an entire city. So, is it desirable to determine the conditions that could limit the economic loss due to a population warning?

Acknowledgements. The author would like to thank the hundreds of "Abruzzesi" for contributing their valuable testimonials. Thanks goes to "la Protezione Civile Italiana", "la Polizia Municipale di L'Aquila", "i Vigili del Fuoco di L'Aquila" and "la Guardia Forestale" for their collaboration.

References

Chiarabba, C.; Amato, A.; Anselmi, M.; Baccheschi, P.; Bianchi, I.; Cattaneo, M.; Cecere, G.; Chiaraluce, L.; Ciaccio, M.G.; De Gori, P.; *et al.* The 2009 L'Aquila (central Italy) Mw = 6.3 earthquake: Main shock and aftershocks. Geophys. Res. Lett. 2009, 36, doi:10.1029/2009GL039627.

de Liso,G.; Fidani, C. and Viotto, A.; 2013: Unusual Animal Behaviour before Earthquakes and Multiple Parameter Monitoring in Western Piedmont. Animals, accepted.

Diodoro Siculo, Book XIV, 48-49.

Fidani, C.; 2010: The earthquake lights (EQL) of the 6 April 2009 Aquila earthquake, in Central Italy, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 967-978.

Fidani, C.; 2011: The Central Italy Electromagnetic Network and the 2009 L'Aquila earthquake: observed increases in anomalies. Geosciences, 1, 3-25, 2012.

Fidani, C.; 2012: Statistical and spectral properties of the L'Aquila EQL in 2009. Boll. Geofisica Teorica ed Applicata, 53, 135-146.
Fidani, C.; 2013: Biological Anomalies around the 2009 L'Aquila Earthquake. Animals, 3, 693-721.
Gaza, T. and Lomnitz, C.; 1979: The Oaxaca Gap: A Case History. Pageoph, 117, 1187-1194.
Grant, R.A.; 2010: Halliday, T. Predicting the unpredictable: Evidence of pre-seismic anticipatory behaviour in the common toad. J. Zool., 281, 263-271.
Hall, S. S.; 2011: A fault? Nature, 477, 264-269.
Joh, H.; 1997: Disaster stress of the 1995 Kobe earthquake. Psychologia, 40, 192-200.
Matteucig, G. Raccolta di relazioni, comunicazioni ed interventi sul comportamento degli animali in relazione alle variazioni geochimicofisiche ambientali precedenti i sismi; Assessorato all'Ecologia della Provincia di Napoli: Napoli, Italy, 1985.
Tributsch, H.; 1978: Do aerosol anomalies precede earthquakes? Nature, 276, 606-608.
Tributsch, H. When the Snakes Awake: Animals and Earthquake Prediction; MIT Press: Cambridge, MA, USA, 1982.

PERICOLOSITÀ SISMICA E GENERAZIONE DI ACCELEROGRAMMI PER VERIFICHE SISMICHE SULLE DIGHE

G. Fiorentino[1], L. Furgani[1], C. Nuti[1], F. Sabetta[2]
[1]Facoltà di Ingegneria dell'Università degli Studi Roma Tre, Roma
[2]Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Introduzione. La "Proposta di aggiornamento delle Norme Tecniche per la progettazione e la costruzione degli sbarramenti di ritenuta (dighe e traverse)" del 2008 contiene le prescrizioni per calcolare l'input sismico sulle dighe. Queste strutture vengono suddivise in tre categorie di importanza (strategiche, rilevanti, ordinarie). Per le dighe strategiche si ottengono periodi di ritorno dell'azione sismica di 1950 anni (P_{Vr} 5% in 100 anni) per strutture esistenti, e di 2500 anni (P_{Vr} 5% in 200 anni) per strutture da realizzare. In fase di verifica il moto sismico può essere definito mediante accelerogrammi o, nelle analisi lineari, con lo spettro di risposta. Per le dighe per le quali si ottiene una a_g > 0.15 g per T_R=475 anni viene prescritta l'esecuzione di uno studio sismo-tettonico del sito dal quale deve essere ricavata l'azione sismica di progetto. Gli effetti di questa non devono essere meno gravosi di quella definita nelle NTC (per sito rigido con superficie topografica orizzontale). È quindi utile definire una procedura per valutare la pericolosità sismica al fine di ottenere gli spettri di risposta e per generare accelerogrammi spettro-compatibili.

Il caso di studio scelto per la valutazione della pericolosità sismica è Campotosto (AQ). La procedura utilizzata per valutare la pericolosità sismica è di tipo ibrido e fa riferimento ad alcuni lavori passati (Sabetta, 2012). In questa procedura vengono usati congiuntamente l'approccio probabilistico (PSHA) e quello deterministico (DSHA)

Metodologia. Gli spettri calcolati con il DSHA o PSHA vanno confrontati con lo spettro di normativa. In questo caso, per dighe esistenti, il tempo di ritorno dell'azione sismica è di 1950 anni.

1. Si calcola lo spettro a 1950 anni col PSHA, utilizzando il software CRISIS 2007 (Ordaz *et al.*, 2007). Nel calcolo delle regressioni Gutenberg Richter si tiene conto che in questo caso il tempo di ritorno è notevolmente superiore all'intervallo di completezza del catalogo, incrementando la magnitudo massima storica di un valore che, dopo alcuni confronti, è stato scelto pari a 0.5 unità di M. Inoltre poiché per periodi di ritorno elevati si possono ottenere valori di accelerazione poco realistici (PEGASOS Project 2004; Sabetta *et al.*, 2005) la relazione di attenuazione è stata troncata al valore della media+3σ.
2. Si effettua la disaggregazione della pericolosità (Bazzurro e Cornell, 1999), ottenendo le coppie di magnitudo e distanza che con maggiore probabilità generano le accelerazioni volute. Si sceglie un possibile terremoto di scenario e si calcola lo spettro deterministico DSHA. Sono state utilizzate due relazioni di attenuazione relative ai dati italiani: SP96 (Sabetta e Pugliese, 1996) e ITA10 (Bindi *et al.*, 2011).

3. Con il software REXEL (Iervolino *et al.*, 2009) si individuano degli accelerogrammi naturali compatibili con lo spettro NTC (punto 1), utilizzando come spettro target lo spettro a 1950 anni della normativa.
4. Con il software SeismoMatch è possibile ottenere degli accelerogrammi spettro-compatibili attraverso l'uso di wavelets (Hancock *et al.*, 2006). Si esegue il match degli accelerogrammi inserendo come spettri target i diversi spettri ottenuti in precedenza.
5. Infine si valuta la risposta sismica della diga utilizzando analisi dinamiche non lineari sul modello semplificato di un oscillatore equivalente (Nuti e Basili, 2010). La non linearità della risposta associata allo scorrimento viene considerata introducendo alla base dell'oscillatore una slitta in grado di riprodurre un legame attritivo alla Coulomb.

Risultati. In Fig. 1 sono riportati alcuni spettri calcolati seguendo la procedura descritta in precedenza. Lo spettro n.1 è lo spettro della normativa ottenuto per il sito di Campotosto. Lo spettro n. 2 è quello che si ottiene con il programma CRISIS2007 utilizzando la SP96. Gli spettri n. 3 e 4 sono deterministici e corrispondenti al terremoto di scenario scelto dall'analisi di disaggregazione (Mw=6.7, R=15 km), il primo calcolato con la relazione Bindi *et al.*, il secondo con la relazione Sabetta-Pugliese. Per tener conto del fatto che nel PSHA, a differenza del DSHA, è inclusa la deviazione standard dell'attenuazione, gli spettri deterministici sono stati incrementati di diverse frazioni di sigma in modo da ottenere un buon accordo col probabilistico. Lo spettro 5 è relativo alla registrazione di un aftershock del terremoto dell'Aquila (9/4/2009, Mw=5.4, R=6.7 km, direzione EW), con epicentro Monti della Laga e registrata con uno strumento posizionato sulla diga di Poggio Cancelli-Campotosto. Trattandosi di una magnitudo notevolmente più bassa di quella di scenario, il contenuto ai periodi lunghi è decisamente ridotto. Infine, lo spettro 6 è relativo ad un accelerogramma registrato a l'Aquila durante la scossa principale (6/4/2009, Mw=6.3, R=4.4 km, direzione EW).

Gli spettri di Fig. 1 rappresentano la variabilità delle accelerazioni spettrali che possono essere ottenute utilizzando differenti approcci. Le due registrazioni 5 e 6 vogliono servire come confronto tra gli spettri calcolati e quelli dei segnali reali riferiti rispettivamente allo stesso sito della diga e allo stesso range di magnitudo. Come si nota nella Fig. 1 per periodi inferiori a 0.5 sec lo spettro probabilistico PSHA e quelli deterministici ottenuti con le due relazioni di attenuazione ITA10 e SP96 sono molto simili e tutti leggermente inferiori a quello ottenuto dalle norme tecniche NTC 2008.

A partire dallo spettro di normativa ed utilizzando il programma Rexel sono stati ricercati i terremoti con le caratteristiche spettrali più compatibili. Tra i segnali individuati, molti dei quali stranieri, è stato scelto quello del Friuli (1976) di magnitudo Mw=6.5 e distanza R=23 km, più prossimo alle caratteristiche del terremoto di scenario, segnale registrato su categoria di terreno A, generalmente riscontrabile nei siti in cui sorgono la maggior parte delle dighe.

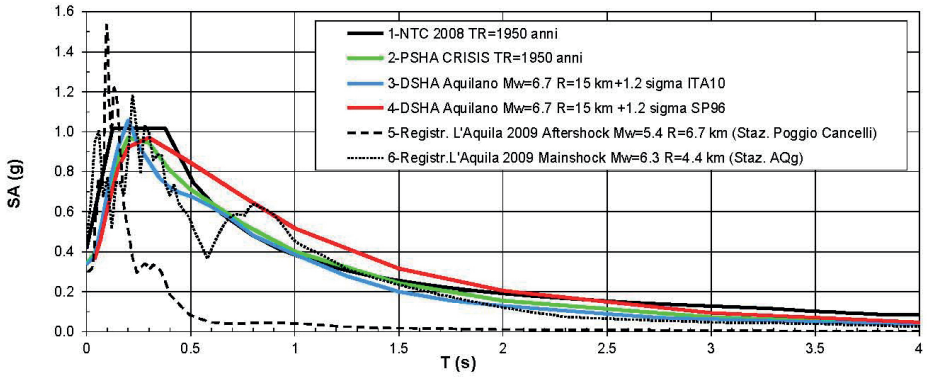


Fig. 1 – Spettri di risposta su suolo rigido calcolati per il sito di Campotosto (AQ).

Come alternativa alla ricerca con Rexel e per mostrare l'influenza della scelta del segnale sulla risposta, si è scelto di utilizzare anche il segnale associato al terremoto dell'Aquila registrato dalla stazione AQg il cui spettro è stato già riportato nella Fig. 1.

A partire da questi segnali ed utilizzando il programma SeismoMatch si è effettuato l'adattamento in ampiezza e frequenza degli accelerogrammi rispetto agli spettri di Fig. 1. I risultati di questa fase sono riportati in Fig. 2 insieme ai relativi spettri. Gli 8 accelerogrammi modificati sono stati utilizzati per valutare la risposta di una delle tre dighe di Campotosto, la diga di Rio Fucino, una diga a gravità di altezza massima pari a 36.70 m. La diga è composta da 12 conci verticali separati da giunti. Questo permette di valutare la risposta attraverso modelli bidimensionali semplificati.

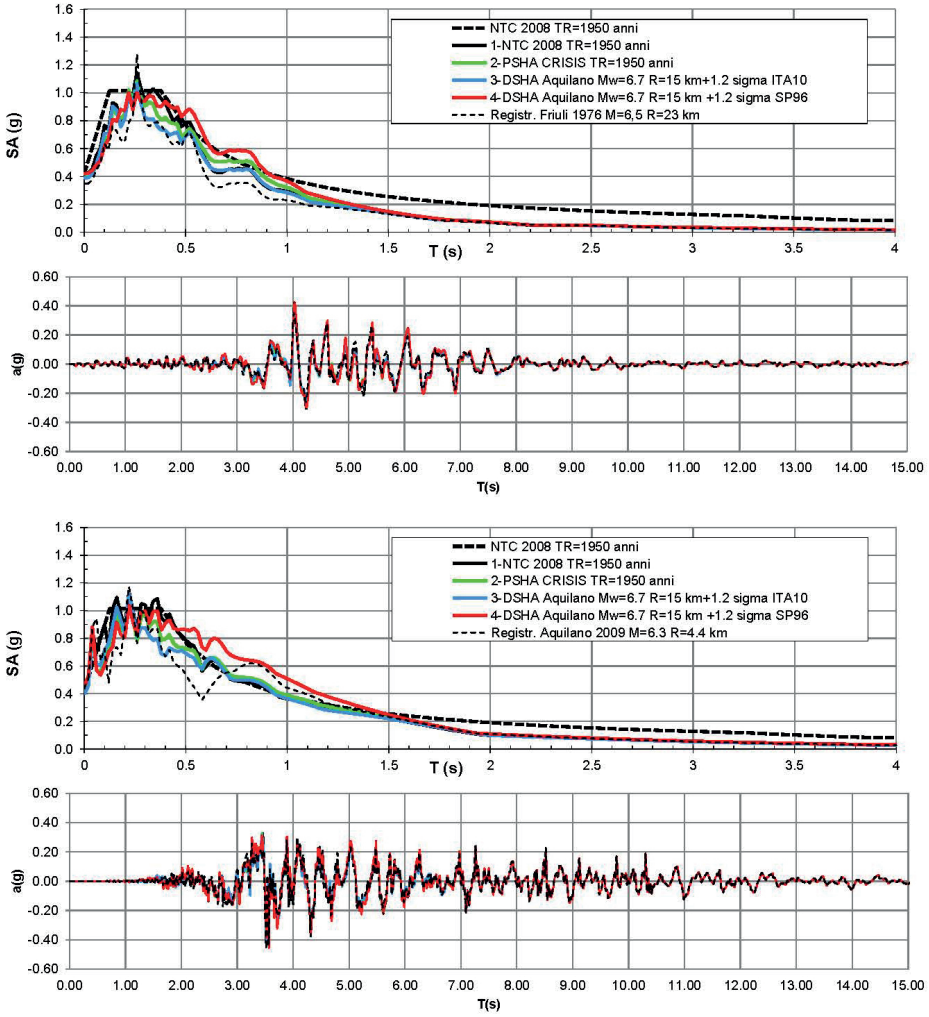


Fig. 2 – Accelerogrammi spettro compatibili per il sito di Campotosto ottenuti a partire dall'accelerogramma del Friuli (1976) e de l'Aquila (2009). 1) Accelerogramma compatibile con lo spettro di normativa NTC2008 a 1950 anni. 2) Accelerogramma compatibile con lo spettro PSHA ottenuto con CRISIS 2007 a 1950 anni. 3) Accelerogramma compatibile con lo spettro DSHA con M=6.7, Rep=15 km, calcolato con la relazione di attenuazione ITA10 4) Accelerogramma compatibile con lo spettro DSHA con M=6.7, Rep=15 km, calcolato con la relazione di attenuazione SP96.

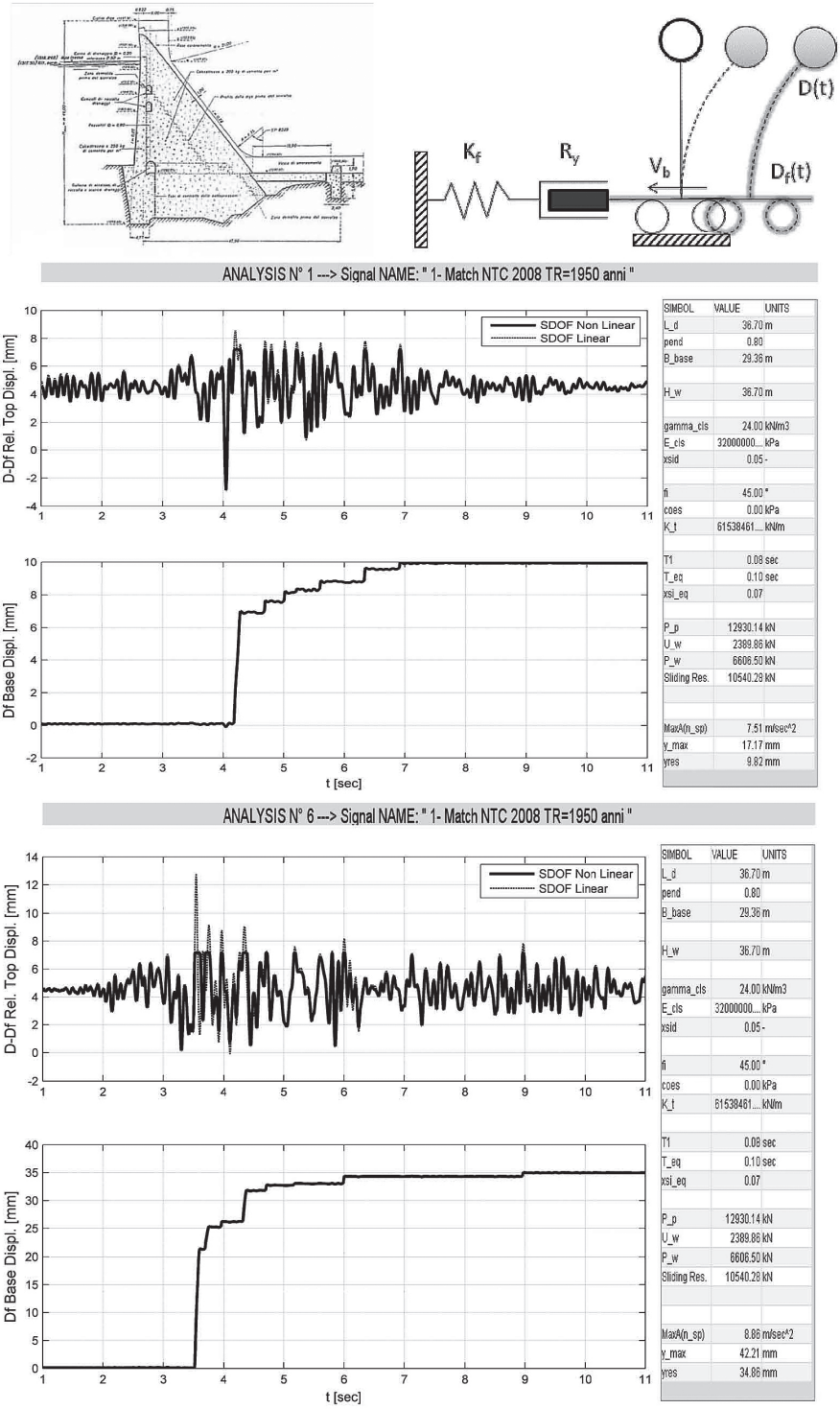


Fig. 3 – Risposta dinamica non lineare del modello semplificato ad un singolo grado di libertà della diga di Rio Fucino per gli accelerogrammi spettro compatibili ottenuti a partire dai segnali del Friuli (1976) e de l'Aquila (2009) per lo spettro fornito dalle NTC2008.

In Fig. 3 viene riportata la descrizione dell'oscillatore ad un grado di libertà con il quale vengono valutati gli effetti dei segnali sulla diga. Il modello, proposto da Nuti e Basili, è composto da un oscillatore equivalente ad un grado di libertà. Per valutare lo scorrimento, alla base di questo viene inserita una molla non lineare. Questa riproduce sia la deformabilità della fondazione sia un legame attritivo alla Coulomb. Quando il taglio alla base supera la resistenza allo scorrimento la diga scorre. In assenza di informazioni e per mettere in risalto le differenze tra gli accelerogrammi generati è stato scelto un valore dell'angolo di attrito di 45°.

I risultati ottenuti per i due accelerogrammi del Friuli e de l'Aquila adattati allo spettro delle NTC2008 sono riportati in Fig. 3. La figura riporta sia gli spostamenti relativi del punto più alto (D-Df) sia quelli alla base (Df) coincidenti con lo scorrimento. Come si può vedere l'accelerogramma, nonostante l'adattamento allo stesso spettro, ha una forte influenza sulla risposta non lineare. Questo è principalmente dovuto al diverso numero di picchi dei segnali. Nella Fig. 3 viene riportato anche lo spostamento relativo di un oscillatore incastrato alla base (SDOF Linear). Come si osserva lo spostamento in sommità per il quale viene raggiunto un taglio pari alla resistenza allo scorrimento è Dy=7.37 mm. L'oscillatore non lineare scorre ogni volta che viene raggiunto questo spostamento.

Se facciamo riferimento alla numerazione di Fig. 2, per l'accelerogramma del Friuli sono stati ottenuti i seguenti scorrimenti: 1) 10.0 mm, 2) 5.0 mm, 3) 4.0 mm, 4) 6.0 mm. Per quanto riguarda il terremoto aquilano si ottiene: 1) 35.0 mm, 2) 26.0 mm, 3) 19.0 mm, 4) 22.0 mm. Gli scorrimenti ottenuti variano quindi da 4.0 mm associati al terremoto del Friuli adattato allo spettro ottenuto con la relazione di attenuazione ITA10 a 35.0 mm ottenuti per l'accelerogramma dell'Aquila adattato allo spettro NTC. Queste variazioni sono significative rispetto alla valutazione della sicurezza della diga. Sia il segnale di partenza sia la metodologia utilizzata per definire lo spettro influenzano notevolmente il valore dello scorrimento del modello semplificato.

Conclusioni. Secondo le attuali normative le dighe situate in zone particolarmente sismiche richiedono degli studi sismologici più approfonditi. In questo lavoro sono stati riportati i principali metodi attraverso i quali è possibile stimare lo spettro di riferimento. Questi sono stati applicati al sito di Campotosto. A partire dagli spettri e dalle registrazioni del Friuli (1976) e de l'Aquila (2009) sono stati ricavati 8 accelerogrammi spettro-compatibili attraverso un adattamento in ampiezza e frequenza. Questi segnali sono stati applicati alla base del modello semplificato della diga di Rio Fucino. Questo modello formato da un oscillatore semplice equivalente sopra una molla non lineare ha permesso di valutare gli scorrimenti alla base della diga. Questi variano da un minimo di 4.0 mm ad un massimo di 35.0 mm. I risultati mostrano come nonostante l'adattamento in ampiezza e frequenza sia la forma dei segnali sia la differente scelta dello spettro di riferimento possono influenzare la valutazione della sicurezza della struttura.

Bibliografia

Bazzurro P. & Cornell C.A. (1999): Disaggregation of seismic hazard, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, No. 2, 501-520.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. & Paolucci R. (2011): Ground Motion Prediction Equations Derived from the Italian Strong Motion Data Base, Bull Earthquake Eng 9:1899–1920.

Hancock J., Watson-Lamprey J., Abrahamson N.A., Bommer J.J., Markatis A., McCoy E. & Mendis R. (2006): "An improved method of matching response spectra of recorded earthquake ground motion using wavelets", Journal of Earthquake Engineering, Vol. 10, 67–89.

Iervolino I., Galasso C. & Cosenza E. (2009): REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis, bulletin of Earthquake Engineering, 8:339-362.

Markatis, Emma Mccoyh & Rishmila Mendis (2006): An improved method of matching response spectra of recorded earthquake ground motion using wavelets, Journal of Earthquake Engineering, 10:S1, 67-89.

Nuti C. & Basili M. (2010): Seismic simulation and base sliding of concrete gravity dams, Computational Method in Earthquake Engineering, 21:427-454.

Ordaz M., Aguilar A. & Arboleda J.(2007): CRISIS2007 – A Program for computing Seismic Hazard.

PEGASOS Project (2004): Probabilistic Seismic Hazard Analysis for Swiss Nuclear Power Plant Site, Final Report Volume 5, 65-66, Wettingen.
Sabetta F. & Pugliese, A. (1996): Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 337-352.
Sabetta F., Lucantoni A., Bungum H. & Bommer J. J. (2005): Sensitivity of PSHA results to ground-motion prediction relations and logic-tree weights, Soil Dyn. Earthquake Eng. 25, 317–329.
Sabetta F., Naso G. & Pagliaroli A. (2012): Selezione dell'input per simulazioni numeriche ai fini della microzonazione sismica, 31° Convegno Nazionale GNGTS, Potenza, 20-22 Novembre 2012.

LE CALAMITÀ NATURALI ED IL MERCATO ASSICURATIVO ITALIANO: SOLUZIONI DISPONIBILI, ANALISI COMPARATIVE E PRIME DEDUZIONI

F.T. Gizzi, M.R. Potenza, C. Zotta
Istituto per i Beni Archeologici e Monumentali (IBAM-CNR), Area della Ricerca di Potenza

Introduzione. In seguito ad ogni calamità che investe il territorio nazionale ci si interroga sulla necessità o opportunità di prevedere un sistema di risarcimento dei danni al patrimonio edilizio, abitativo e non solo, che non faccia più affidamento sulle risorse statali, ma assegni parzialmente o totalmente l'opera di ricostruzione e di risarcimento dei danni al sistema assicurativo e riassicurativo privato.

Il tentativo di un anno fa di adottare forme di assicurazione*"...per la copertura dei rischi derivanti da calamità naturali sui fabbricati, a qualunque uso destinati…",* così come previsto dal Decreto Legge n. 59/2012 sulla riforma della Protezione Civile, non ha avuto successo in mancanza di un accordo sull'attuazione del nuovo sistema assicurativo. La proposta d'introduzione della copertura, inizialmente prevista su base volontaria non è stata, infatti, tramutata in atto legislativo (soppressione art. 2 del citato D.L.). Premessa della proposta di legge era quella di "…*garantire adeguati, tempestivi ed uniformi livelli di soddisfacimento delle esigenze di riparazione e ricostruzione dei beni immobili privati*...", considerato che lo Stato non dispone più della liquidità necessaria per far fronte alle conseguenze causate dalle calamità nel medio-lungo periodo.

Il delicato argomento è recentemente divenuto ancora una volta di stringente attualità al tavolo politico. La discussione verte sempre sull'opportunità o meno, e in che forma, di riproporre la copertura assicurativa (es.: assicurazione obbligatoria o semiobbligatoria ovvero l'estensione obbligatoria alle polizze incendio della copertura contro le catastrofi naturali; opportunità della definizione di premi in funzione della pericolosità territoriale o, al contrario, prevedere premi mutualistici, etc.).

Mentre il Legislatore s'interroga su questi aspetti, alcuni gruppi assicurativi seguono con interesse e ragionevole prudenza lo sviluppo del potenziale mercato e propongono, attraverso le rispettive imprese di afferenza un numero crescente, se pur ancora ridotto, di soluzioni per la clientela interessata alla "protezione" del patrimonio immobiliare residenziale contro i danni causati dalle calamità naturali.

Ciò premesso, è stata eseguita una ricerca mirata a far luce sul mercato assicurativo privato italiano contro le catastrofi, esaminando i prodotti commerciali allo stato attuale disponibili per il patrimonio abitativo. L'esigenza di tale studio nasce anche dalla constatazione che il mercato assicurativo italiano è in evoluzione e contributi specifici in merito non sono ancora disponibili in maniera sistematica (Maccaferri *et al*., 2012).

Lo studio si è soffermato, in particolare, sull'esame delle analogie e differenze tra i diversi prodotti disponibili sul mercato in riferimento a molteplici aspetti, come ad esempio la tipologia dei rischi assicurabili, i criteri di assicurabilità e le esclusioni, l'adozione di criteri "incentivanti" per la riduzione del premio assicurativo, la definizione dell'effettivo ammontare dell'indennizzo del danno, i tempi di risarcimento previsti.

I rischi presi in esame sono quelli geologici, con particolare riguardo a quello sismico ed idrogeologico, mentre i beni immobili di riferimento sono quelli a destinazione abitativa. Il presente contributo espone i risultati preliminari di tale indagine che non è da ritenersi, quindi, esaustiva.

Metodologia. Lo studio ha richiesto la conoscenza preliminare del complesso e variegato sistema assicurativo italiano. Questo è articolato in trentatré Gruppi, ognuno dei quali è composto dalla capogruppo (un'impresa di assicurazione o riassicurazione oppure una società

Tab. 1 – Imprese assicuratrici (n.14), con relativi prodotti commerciali (n.20), che prevedono la stipula di polizze contro i danni alla proprietà immobiliare (casa e fabbricati-condomìni) causati da calamità naturali. Sono indicate le fonti consultate dalle quali sono tratte le informazioni discusse nel testo (T=Terremoto-A=Alluvione-I=Inondazione) (Ricerca imprese effettuate su Albo IVASS aggiornata al 30.11.2012; ricerca circa revisioni/nuove edizioni dei prodotti commerciali aggiornata al 30 agosto 2013).

Impresa Assicuratrice	Gruppo Assicurativo	Rischi ass.	Fascicolo informativo prodotto
Axa S.p.A.	Axa Italia	T	Protezione Fam. (Mod. 2126 Ed. 12/2010) e Protezione Fam. per il terremoto (Mod. 2076 Ed. 12/2010-stampa 10/2012)
Tua Assicurazioni S.p.A.	Cattolica Assicurazioni	T	Tua Famiglia (Mod. FASFAM 5 Ed. 06/2012)
Groupama Assicurazioni S..p.A.	Groupama	T	Qui Abito casa (Mod. 250064C-Ed. 01/2011 agg. 06/2012)
Toro (brand di Alleanza Toro S.p.A.)	Generali	T	Master Casa (PB59B300.D11 - 10307845 – 03/2013) e Garanzia Terremoto Casa (Ed. 11/2012)
Toro (brand di Alleanza Toro S.p.A.)	Generali	T-A/I	Master Fabbricati Progress (PB59G200.311 - 10311683-05/2012)
Generali Italia S.p.A.	Generali	T	Casa Dolce Casa (Mod. 1541 – Ultimo ag. 1.7.2013) e Protezione Sisma (Mod. 11700 ultimo agg. 17/03/2012)
Llyod Italico (brand di Allenza Toro S.p.A.)	Generali	T	Formula Casa Più (Mod. S01L-480-Ed. 06/2011 e Garanzia Terremoto Casa (Mod. S01L-508 Ed.11/2012)
Llyod Italico (brand di Allenza Toro S.p.A.)	Generali	T-A/I	Formula Immobili Più (Mod. S01L-490-Ed. 03/2011)
Genertel S.p.A.	Generali	T-A/I	Quality home (Ed. 10/2012)
Fata Assicurazioni Danni S.p.A.	Generali	T-A/I	Soluzione Fata per la casa (Mod. 80/001-Ed. 07/2011)
Intesa Sanpaolo Assicura S.p.A.	Intesa San Paolo Vita	T	Polizza Abitazione&Famiglia (Mod. 185639 Ed. 08/2013)
Itas Mutua	Itas Assicurazioni	T-A/I	Habitas+ (Mod. X2004.0-Ed. 05/2012)
Lloyd's	-	T-A/I	Nota Informativa Assicurazione Globale Abitazione Catastrofi Naturali (BDB-Ed. 12/2010)
Fondiaria-Sai S.p.A. (div. SAI)	Unipol	T	Retailpiù Casa Classic (Cod. Prod. 11538 Ed. 03/2013)
Fondiaria-Sai S.p.A. (div. SAI)	Unipol	T	Retail Più Fabbricati Classic (Cod. Prod. 11481 Ed. 04/2013)
Milano S.p.A.	Unipol	T	Difesa Più Casa (Cod. Prod. 11556 Ed. 03/2013)
Milano S.p.A.	Unipol	T	Difesa Più Fabbricati Full (Cod. Prod. 11499 Ed. 04/2013)
Milano S.p.A. (div. SASA)	Unipol	T	Nuova Casa&Cose SASA (Mod. SA1989/c-Ed. 04/2013)
Unipol Assicurazioni S.p.A.	Unipol	T	You casa (Mod. 7261-Ed. 10/2012)
Unipol Assicurazioni S.p.A.	Unipol	T	You Condominio (Mod. 7260-Ed. 15/03/2013)

di partecipazione assicurativa), dalle imprese del settore assicurativo (imprese assicurative o riassicurative) e dalle società strumentali controllate dalla capogruppo. I gruppi sono organizzati in 1225 compagnie o imprese assicuratrici delle quali la maggioranza (circa l'80%) ricoprenti i rami assicurativi *danni* o *vita e danni*. I soggetti imprenditoriali con sede legale in Italia o con sede legale in uno stato membro autorizzati ad esercitare in Italia l'attività nel ramo *Incendi ed Elementi Naturali* sono 645 (IVASS, http://www.ivass.it, ultimo accesso 02 settembre 2013). Tra queste, quattordici prevedono la possibilità di stipula di coperture assicurative contro i danni causati da calamità naturali alla proprietà immobiliare e/o forme di contributo post-calamità che garantiscano anche le maggiori spese da affrontare in seguito al verificarsi dell'evento estremo (garanzia estesa).

Selezionate le imprese attive nel mercato assicurativo di riferimento per questo studio, sono stati presi in esame i fascicoli informativi dei singoli prodotti commerciali. È da rilevare che non sono state considerate le imprese ed i relativi prodotti riguardanti le coperture assicurative per "proteggere" gli immobili dati a garanzia a fronte di mutui ipotecari concessi a privati. L'analisi si è soffermata, in particolare, sui seguenti sette aspetti: 1) tipologia di rischio assicurabile, 2) tipologia di polizza sottoscrivibile (*base o estesa*), 3) tipologia di garanzia e forma assicurativa, 4) caratteristiche costruttive dei fabbricati assicurabili ed esclusioni, 5) acconto sugli indennizzi e tempi di risarcimento, 6) limiti di indennizzo, 7) applicazioni di scoperti e franchigie e loro entità. Va notato, tuttavia, che non sempre tali dati (es.: franchigie e scoperti), sono stati rinvenuti nei documenti illustrativi rimandando questi, alle note allegate alle polizze.

Discussione dei dati. Quattordici imprese con sede in Italia appartenenti a sette gruppi assicurativi differenti ed una con sede legale in altro stato membro prevedono l'estensione della copertura delle assicurazioni contro le calamità naturali e/o forme di contributo post-evento. Tale numero è stato desunto da un confronto tra i nominativi delle imprese assicurative attive nel ramo "danni" o "vita e danni" iscritte nell'albo IVASS ed autorizzate ad operare nel ramo *Incendi ed Elementi Naturali* e l'analisi dei prodotti commerciali così come desumibili dai siti web ufficiali dedicati (confronto aggiornato al 30.11.2012).

L'analisi condotta ha preso in considerazione in particolare il rischio sismico e quello idrogeologico mentre gli immobili di riferimento, rispetto al quale saranno anche esposti i dati di seguito, sono principalmente le abitazioni (prodotti "home" o "casa") ed in minor misura i fabbricati (condomìni), prodotti commerciali in subordine rispetto al complesso delle venti offerte disponibili (Tab. 1).

Primariamente va rilevato che l'estensione per la copertura contro i danni causati da calamità naturali, con particolare riguardo ai terremoti, è prevista in deroga all'art. 1912 del Codice Civile che stabilisce, infatti, che "…*l'assicuratore non è obbligato a risarcire i danni determinati da movimenti tellurici, da guerra, da insurrezione o da tumulti popolari*…". Tra le quattordici imprese che propongono una deroga al Codice civile per l'assicurazione contro il rischio sismico, solo tre prevedono la risarcibilità anche rispetto ai danni causati da eventi alluvionali. L'estensione a questo rischio può essere stipulata in maniera cumulativa (rischio sismico ed alluvionale assieme) o prevista in maniera disgiunta. Dall'esame emerge che nessuna impresa fornisce, invece, copertura contro l'innesco primario di fenomeni franosi.

Elemento essenziale nelle polizze è la definizione precisa e circostanziata del rischio assicurato (Tab. 2). A tal proposito le singole imprese assicuratrici convergono nella definizione di terremoto come: "*sommovimento brusco e repentino della crosta terrestre dovuto a cause endogene*" e considerano le scosse registrate nelle 72 ore successive ad ogni evento che ha dato luogo ad un sinistro indennizzabile come appartenenti ad un medesimo episodio tellurico ed i relativi danni sono considerati pertanto "singolo sinistro". Ciò può avere implicazioni nella determinazione del rimborso, poiché l'indennizzo sarà valutato su un arco cronologico che potrà essere congruo o meno rispetto al danno ultimo sofferto dall'immobile in funzione della persistenza ed intensità delle repliche sismiche.

Tab. 2 – Glossario dei termini rilevanti previsti nelle polizze assicurative, con particolare riguardo alle catastrofi naturali.

Terremoto	Movimento brusco e repentino della crosta terrestre dovuto a cause endogene. Le scosse registrate nelle 72 ore successive ad ogni evento che ha dato luogo al sinistro indennizzabile sono attribuite ad un medesimo episodio tellurico ed i relativi danni sono considerati pertanto "singolo sinistro"
Alluvione e inondazione	Formazione occasionale di ruscelli a seguito di eccesso di precipitazioni atmosferiche oppure da fuoriuscita d'acqua e da quanto da essa trasportato dalle usuali sponde di bacini -naturali od artificiali- o di corsi d'acqua, anche se provocata da Terremoto, da franamento, da cedimento o da smottamento del terreno, quando detto evento si manifesti in maniera violenta e devastante i cui effetti prodotti siano riscontrabili su una pluralità di cose, assicurate o non, poste nelle vicinanze
Valore intero	*Forma* di assicurazione che copre la totalità del valore dei beni assicurati. Quando, al momento del sinistro, venga accertato un valore esistente superiore a quello assicurato, salvo deroghe, è applicato il disposto dell'art. 1907 del Codice Civile (Regola proporzionale)
Valore a nuovo	*Tipo* di garanzia in base alla quale il valore delle cose assicurate è determinato stimando le spese necessarie per ricostruirle o rimpiazzarle con altre nuove, uguali o equivalenti per uso, qualità, caratteristiche e funzionalità.
Primo Rischio Assoluto	*Forma* di assicurazione in base alla quale l'indennizzo è corrisposto sino a concorrenza della somma assicurata senza applicazione della regola proporzionale prevista dall'art. 1907 del Codice Civile, qualunque sia al momento del sinistro il valore complessivo dei beni assicurati
Regola proporzionale	Qualora risulti assicurata solamente una parte del valore che le cose avevano al momento del sinistro, viene corrisposto un indennizzo ridotto in proporzione della parte suddetta (art. 1907 Cod. Civ.)
Franchigia	Importo che rimane a carico dell'Assicurato, espresso in cifra che è detratta dall'importo del danno
Scoperto	Importo che rimane a carico dell'Assicurato, espresso in misura percentuale sull'ammontare del danno indennizzabile/risarcibile che spetterebbe in assenza dello scoperto stesso
Limite indennizzo	L'importo massimo espresso in quota percentuale della somma assicurata o in cifra fissa che la Società è tenuta ad indennizzare per ciascun sinistro o per uno o più sinistri che avvengano per ciascun periodo di assicurazione
Somma assicurata	Genericamente si indica la cifra assicurata quale capitale (garanzie dirette) o massimale (garanzie di RC).
Massimale	La somma, contrattualmente stabilita, che rappresenta il limite massimo dell'indennizzo
Immobile Antisimico	Conforme ai principi definiti nell'Ordinanza Pres. Cons. Min. n° 3274 del 20/3/2003 e/o nel Decreto del Ministero delle infrastrutture del 14 gennaio 2008 contenente "Approvazione delle nuove norme tecniche per le costruzioni"
Immobile Tradizionale	Realizzato con strutture portanti verticali ed orizzontali in cemento armato; le pareti esterne e il manto del tetto possono essere anche in altri materiali incombustibili. La struttura portante del tetto, i solai, le soffittature e i rivestimenti possono anche essere in materiali combustibili. Nelle pareti esterne e nel manto del tetto è ammessa la presenza di materiali combustibili, in misura rispettivamente non superiore al 25% del totale. È comunque tollerato che il manto esterno di copertura del tetto sia totalmente in tegole bituminose.
Immobile in muratura	Realizzato con strutture portanti verticali, pareti esterne e manto del tetto in materiali incombustibili. La struttura portante del tetto, i solai, le soffittature e i rivestimenti possono anche essere in materiali combustibili. Nelle pareti esterne e nel manto del tetto è ammessa la presenza di materiali combustibili, in misura rispettivamente non superiore al 25% del totale. È comunque tollerato che il manto esterno di copertura del tetto sia totalmente in tegole bituminose.

Aspetto comune a tutte le polizze disponibili è che la garanzia contro le calamità naturali è concessa come un'estensione della copertura incendio e può essere stipulata in forma *base* o *estesa*, includendo quest'ultima anche eventuali indennità aggiuntive in relazione al danno all'immobile, come le spese di demolizione, di sgombero, quelle alberghiere e di affitto etc.

Il premio di polizza è calcolato in funzione del costo di ricostruzione dell'abitazione indicato nella sezione incendio della polizza. Tale importo, a differenza di quello di mercato, non considera il valore del suolo sul quale sorge l'immobile e, quindi, non entrerà nel computo del danno indennizzabile (Tab. 2).

Il costo di ricostruzione varia in funzione della localizzazione geografica, della tipologia di abitazione (abitazione singola o in condominio) e dell'ubicazione dell'immobile. Il costo può essere richiesto al cliente al momento della stipula della polizza oppure è stimato direttamente dalla compagnia assicuratrice. Poiché tale parametro assume significatività nella liquidazione del danno, è opportuna una sua attenta valutazione per non incorrere nella diminuzione dell'indennizzo a causa dell'applicazione della *regola proporzionale*. A tal proposito è utile, quindi, introdurre tra le principali condizioni di assicurazione, il *tipo* e la *forma* della garanzia prestata dalle imprese, aspetti direttamente significativi per la determinazione dell'indennizzo (Tab. 3).

Tab. 3 – Tipologie di condizioni previste dalle compagnie di assicurazione in riferimento a sette principali elementi di polizza (prodotti commerciali relativi alla tipologia "abitazione"). In grigio le condizioni più frequenti (le condizioni richiamate in un campo non sono da intendersi correlate a quelle richiamate nei campi adiacenti) (T=Terremoto-A=Alluvione-I=Inondazione; s.a.=somma assicurata) *(Informazione non sempre desumibile dai fascicoli informativi che rimandano alle specifiche condizioni polizza).

Tipo di garanzia /forma di assicurazione	Abitazioni assicurabili (T/A)	Limite indennizzo*	Scoperto*	Franchigia*	Tempi indennizzo	Acconto su indennizzo e tempi
Valore a nuovo/ Valore intero	"Antisismica", "Tradizionale", "in Muratura"	T:s.a.	A: 1% (min 15.000€) T: 1% (min. 30.000€)	T: 5%(min. 10.000) - 10% della s.a. (min. 20.000) in funzione tipologia del fabbricato-	30 gg.	50% / 60 gg.
Valore a nuovo/a Primo Rischio Assoluto	Materiali incombustibili	T/A:50% o 50%-70% s.a.	T: 10% del danno (min. 2.500,00)	T:20% s.a.	---	50% / 90 gg.
---	Struttura antisismica - Strutture portanti in cemento armato - Muratura con solai ed armatura del tetto in travatura di ferro - Muratura con solai ed armatura del tetto in legno - Casa in bio-edilizia - Casa chalet.	---	T: 20% dell'indennizzo (min. 20.000,00 €)	T:10% s.a.	---	---
---	Mattoni, pietre o c.a. con tetto a tegole, asfalto, metallo, o c.a.	---	A: 1%(min 15.000€) T: 1%(min. 30.000€)	A/I: Min 7.500 €	---	---
---	Conformi alla normativa antisismica in vigore al momento della costruzione e adeguati alle successive normative	---	---	T/A:Min 10.000 € Max 50.000 € in funzione della s.a.	---	---

Il *tipo* di garanzia usualmente prestata è a "Valore a nuovo". Questo implica che il danno liquidabile è determinato sulla base della spesa necessaria per ricostruire a nuovo le parti distrutte o ripristinare quelle danneggiate. La *forma* della garanzia, invece, è di norma a "Valore intero" e in rari casi a "Primo rischio assoluto", forma usualmente associata alle garanzie sul

valore dei beni mobili (contenuto dell'abitazione). Ciò significa che se la somma assicurata relativa all'abitazione è inferiore al valore dei beni stessi, desunti al momento del sinistro, le società applicheranno la regola proporzionale e saranno risarciti i danni in funzione della differenza tra la somma assicurata e quella effettiva accertata. Questo richiama la necessità, come indicato in precedenza, di valutare opportunamente la somma da assicurare.

Interessante è anche l'analisi dei requisiti necessari per l'assicurabilità degli edifici. Una prima distinzione deve essere fatta tra quelle compagnie che si riferiscono genericamente a requisiti di incombustibilità dei materiali costruttivi, considerando apparentemente solo il rischio principale (incendio) quale elemento per la definizione dei parametri di assicurabilità e quelle, invece, che indicano in modo circostanziato le tipologie edilizie nelle sezioni specifiche destinate alla copertura catastrofale differenziando tra strutture *antisismiche* (conformi all'O.P.C.M. n. 3274 del 20/3/2003 e/o al D.M del 14 gennaio 2008), *tradizionali* (con strutture portanti verticali ed orizzontali in cemento armato, copertura del tetto in materiali incombustibili) ed in *muratura* (v. Tab. 2). Come vedremo più avanti, l'appartenenza a una o all'altra categoria costruttiva implica anche differenziazioni nell'applicazione di franchigie e/o scoperti.

Immobili non assicurabili sono quelli non conformi alle norme tecniche ed urbanistiche o quelli in costruzione o in fase di ampliamento. Alcune compagnie inoltre escludono la copertura per immobili completamente costruiti in muratura, in legno o appartenenti alla categoria della bioedilizia.

Il limite indennizzabile è, in diversi casi, coincidente con il valore assicurato, con eventuale definizione di importi massimi risarcibili. Il limite può anche essere definito dall'utente in fase di sottoscrizione della polizza (es.: 50% o 70% della somma assicurata). In tal caso è prevista una modulazione consequenziale del premio.

Particolarmente interessante è l'esame degli scoperti o delle franchigie previste dalle polizze. Questi dati, tuttavia, non sono sempre disponibili nei fascicoli informativi, rimandando gli stessi ai documenti di polizza.

Lo scoperto, di norma, non prevede differenziazioni in funzione della tipologia dell'immobile assicurato e le varie compagnie propongono valori da dedurre, variabili dal 10 al 20%. Nel caso della franchigia, invece, la valutazione delle caratteristiche dell'edificio può essere requisito essenziale per incrementare o diminuire la quota di danno che resterà a carico del proprietario/assicurato. A tal proposito solamente un gruppo assicurativo prevede l'applicazione di una franchigia variabile dal 5% al 10% del valore assicurato in funzione della tipologia costruttiva (antisismica, tradizionale o in muratura) dell'abitazione. Tali valori si riducono in caso di assicurazioni relative a fabbricati (condomìni).

I tempi di pagamento degli indennizzi per tutte le imprese assicuratrici è di 30 giorni a decorrere dalla data di valutazione del danno o, comunque, dall'accordo tra le controparti. Al proprietario è concessa la facoltà di richiedere un anticipo sull'indennizzo ipotizzabile (generalmente il 50%) per rendere speditive le operazioni di riparazione/ricostruzione. Tale richiesta prevede tempi minimi di 60 giorni a decorrere dalla data di denuncia sinistro la quale, a sua volta, deve essere effettuata entro un minimo di 3 giorni (art. 1913 Cod. Civ.), intervallo di tempo coperto dal "Singolo sinistro", ed un massimo di 10 giorni, a seconda dell'impresa assicuratrice.

Deduzioni preliminari. I recenti eventi sismici del 2009 in Abruzzo e del 2012 in Emilia hanno riportato all'attenzione la necessità di definire sistemi alternativi all'intervento statale anche e soprattutto per la ricostruzione dell'edilizia privata. La discussione è incardinata sull'opportunità o necessità di introdurre un regime assicurativo privato, guardando anche ad esperienze internazionali come quelle della Francia, Spagna o Belgio che prevedono sistemi semiobbligatori o come quelli del Regno Unito, articolati su base volontaria. Allo stato attuale l'estensione di copertura contro il rischio calamità naturali (terremoti ed alluvioni) in Italia è irrisoria (~ 0.5%), ed il tasso di penetrazione inferiore al 10% (Ania-Guy Carpenter-Consap, 2011).

Lo sviluppo potenziale del ramo assicurativo "danni contro le calamità naturali" vede, ovviamente, interessati e vigili, anche se in misura ancora ridotta, i gruppi assicurativi e le relative imprese di afferenza. È quindi interessante valutare, a fronte del dibattito in linea politica sulle modalità più congrue per affrontare le future emergenze, le tendenze del mercato assicurativo italiano. Tale analisi è stata compiuta prevalentemente attraverso la valutazione dei fascicoli informativi dei prodotti commerciali disponibili per la clientela residenziale. Il presente contributo ha esposto i risultati preliminari di tali indagini.

Dal quadro sinottico ottenibile dal confronto tra le diverse proposte rivenienti dal mercato emergono sinora alcuni aspetti meritevoli di considerazione e necessari di successivi approfondimenti.

Il primo riguarda l'offerta. Da un'analisi preliminare emerge che il mercato assicurativo contro i danni da calamità naturali propone un numero limitato, se pur crescente negli ultimi 12-24 mesi, di soluzioni contrattuali riconducibili principalmente a pochi gruppi assicurativi e quindi aventi una ridotta diversificazione delle condizioni di polizza. A fronte, infatti, delle numerose imprese potenzialmente interessate e abilitate a fornire prodotti in questo ramo, solo una percentuale irrisoria (~ 2%) ritiene possibile o conveniente (accettazione del rischio) fornire polizze contro le calamità.

Il secondo aspetto concerne i rischi geologici assicurabili che sono prevalentemente quello sismico e, in netto subordine, quello alluvionale che è assicurabile, in funzione dell'impresa considerata, in forma disgiunta o congiunta con quello sismico. Non sono disponibili, invece, prodotti che consentano una "protezione" dal rischio frana (inteso come fenomeno di primo innesco).

Il terzo aspetto prende in esame il premio di polizza in funzione dell'ubicazione dell'immobile. Di norma il corrispettivo da pagare alla compagnia è valutato applicando coefficienti variabili in funzione della pericolosità del territorio (comunale nel caso della garanzia terremoto, sub comunale ossia per numero civico per il rischio alluvionale). Alcune imprese, tuttavia, ritenendo troppo rischioso fornire una copertura contro i danni catastrofali considerano, ad esempio, non sottoscrivibili polizze che garantiscano il patrimonio edilizio localizzato in alcune aree ad elevata pericolosità sismica. Ciò riduce ulteriormente le potenziali soluzioni commerciali disponibili per i proprietari di immobili ubicati in quei comuni, ponendo problematiche in caso di previsione dell'obbligatorietà dell'assicurazione. Almeno una compagnia, tuttavia, sembra applicare tariffe indifferenziate sul territorio per l'assicurazione contro i danni da terremoto, facendo ricorso quindi ad un criterio mutualistico di assunzione del rischio.

Quarto punto riguarda la formazione del premio e la determinazione dell'indennizzo in funzione delle caratteristiche dell'immobile assicurato. Dall'analisi preliminare dei dati emerge, infatti, che almeno la metà delle compagnie applica una differenziazione dei premi in base alla tipologia costruttiva dell'edificio (antisismico, tradizionale, in muratura). Ciò comporta una diversità di aliquote di calcolo del premio che, per un edificio in muratura, possono raggiungere anche il doppio di quelle di un edificio costruito secondo le vigenti normative antisismiche. La tipologia costruttiva è anche un parametro adottato per la determinazione della quota di indennizzo che resterà a carico dell'assicurato in caso di sinistro, attraverso l'applicazione di franchigie e/o scoperti variabili, talora significativi. Tutto ciò se da un lato costituisce un incentivo all'adozione di misure di adeguamento o miglioramento sismico, contribuendo così ad un incremento della responsabilità individuale, d'altra parte pone problemi per l'assicurabilità del patrimonio edilizio più vecchio, come quello dei centri storici.

Quinto e ultimo punto riguarda l'effettiva entità del danno indennizzabile in funzione dell'obiettivo di riparazione/ricostruzione dell'immobile. Considerando un'abitazione di medie dimensioni (circa 90 mq, ISTAT) che sia crollata per effetto di un evento sismico, il limite inferiore del risarcimento per alcune compagnie può al più raggiungere il 30% del valore assicurato per effetto dell'applicazione congiunta dei limiti d'indennizzo e delle deducibilità. Ciò potrebbe comportare il non raggiungimento di *adeguati, tempestivi ed uniformi livelli*

di soddisfacimento delle esigenze di riparazione e ricostruzione, così come auspicabile e desumibile anche dal testo del recente tentativo legislativo di introdurre la polizza contro le calamità (D.L. n. 59/2012).

Bibliografia

Ania-Guy Carpenter-Consap (2011). *Danni da eventi sismici e alluvionali al patrimonio abitativo italiano: studio quantitativo e possibili schemi assicurativi*. http://www.ania.it/ export/sites/default/it/pubblicazioni/monografie-ed-interventi/Danni-da-eventi-sismici-e-alluvionali.pdf (ultimo accesso, 10 Febbraio 2013).

Maccaferri S., Cariboni F., Campolongo F. (2012). *Natural Catastrophes: risk relevance and Insurance Coverage in the EU*. Technical Report. http://ec.europa.eu/internal_market/insurance/docs/naturalcatastrophes/jrc_report_on_nat_cat_en.pdf (ultimo accesso, 25 Febbraio 2013).

MORPHOSTRUCTURAL ZONATION AND PATTERN RECOGNITION OF EARTHQUAKE PRONE AREAS IN THE PO PLAIN

A. Gorshkov[1,2], A. Peresan[1,3], A. Soloviev[2,3], G.F. Panza[1,3,4]

[1] *The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, SAND Group, Trieste, Italy*

[2] *IEPT, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[3] *Department of Mathematics and Geosciences, University of Trieste, Trieste, Italy*

[4] *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing*

Introduction. A systematic and quantitative assessment, capable of providing first-order consistent information about the sites where large earthquakes may occur, is highly important for knowledgeable seismic hazard evaluation. The methodology for the recognition of areas prone to large earthquakes (Gelfand *et al.*, 1972) is based on the morphostructural zoning method, MZ, which employs topographic data for the mapping earthquake-controlling structures (i.e. the nodes formed around lineaments intersections) and does not rely on the knowledge about past seismicity. The nodes are assumed to be characterized by a uniform set of topographic, geologic, and geophysical parameters; on the basis of such parameters the pattern recognition algorithm defines a classification rule to discriminate seismogenic and non-seismogenic nodes. This methodology has been successfully applied since the early 1970s in a number of regions worldwide, including California, where it permitted the identification of areas that have been subsequently struck by strong events and that previously were not considered seismogenic (Keilis-Borok and Soloviev, 2003 and references therein). So far 79 out of 91 target earthquakes (i.e. 87%) occurred within the nodes predicted in previously published maps. Thus, the recognition results highlight the crucial role of topographic parameters in the identification of nodes prone to large earthquakes.

The recognition of earthquake prone areas was already carried out for the Italian mountain ranges, namely in the Alps (Gorshkov *et al.*, 2004), peninsular Italy and Sicily (Gorshkov *et al.*, 2002). In this study, the analysis is extended to the flat areas in the Po Plain, to allow for the systematic identification of the nodes prone to earthquakes with magnitude $M \geq 5.0$.

Morphostructural zoning of the Po plain (Northern Italy). The Morphostructural Zoning (MZ) method has been applied to Po plain, with the aim to identify the earthquake-prone areas in the region using the pattern recognition approach. The mountain systems surrounding the Po plain, namely the Alps – Dinarides system and the Apennines, were previously studied with MZ for identification of seismogenic nodes (Gorshkov *et al.*, 2002, 2004).

From a methodological point of view, according to the MZ (Alekseevskaya *et al.*, 1979; Gorshkov *et al.*, 2003) the study region is divided into a system of hierarchically ordered areas, characterized by homogeneous present-day topography and tectonic structure. MZ distinguishes (1) blocks (areas) of different rank; (2) their boundary zones, morphostructural lineaments; and (3) sites where lineaments intersect, the nodes. A morphostructural lineament is viewed as a boundary zone between territorial units delineated by MZ. The rank of the lineament depends on the rank of the area limited by the lineament. With respect to the regional

trend of the tectonic structure and topography, two types of lineaments are distinguished: (1) longitudinal and (2) transverse ones. Longitudinal lineaments are approximately parallel to the regional strike of the tectonic structure and of the topography and, as a rule, include the prominent faults. Transverse lineaments go across the regional trend of the tectonic structure and of the topography.

The MZ method differs from the standard morphostructural analysis where the term "lineament" (Hobbs, 1911) is used to define the complex of alignments detectable on topographic maps or on satellite images. According to that definition the lineament is locally defined and the existence of the lineament does not depend on the surrounding areas. In MZ, the primary element is the block – a relatively homogeneous area – while the lineament is a secondary element of the morphostructure. The boundaries of the blocks correspond to the lineaments; this means that the existence and the position of the lineaments are determined not locally, but as a part of a broader hierarchical structure. If a certain alignment does not separate two topographically different areas, that alignment cannot be viewed as a lineament in MZ; therefore, the lineaments are secondary features with respect to the blocks.

The preliminary MZ map of the Po plain, shown in Fig. 1, has been compiled using topographical, tectonic and geological maps as well as satellite photos. Geophysical and geological data, available via the portal of the Italian Geological Service on ISPRA website (http://www.isprambiente.gov.it), as well as the DISS data base of active faults, have been considered. Recent publications on geomorphology, tectonics, seismotectonics and geophysical studies of the Po plain have been taken into consideration as well (Castiglioni, 1999; Livio *et al.*, 2009; Toscani *et al.*, 2009; Burrato *et al.*, 2003; Handy *et al.*, 2010; Michetti *et al.*, 2012). The outlined map shows a hierarchical blocks-and-lineaments structure of the region and the locations of the morphostructural nodes that are formed around intersections or junctions of lineaments of different strike. This MZ map has been used for recognizing the nodes capable of earthquakes with $M \geq 5.0$, as described in the following.

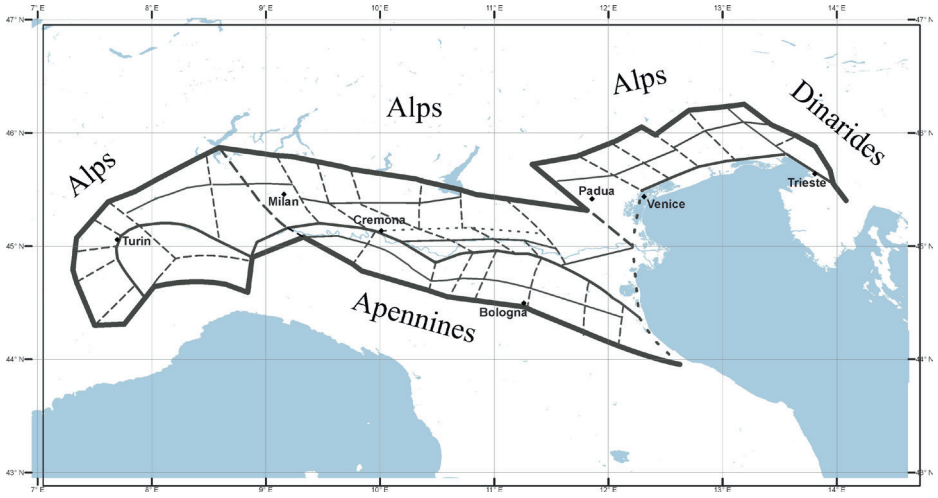


Fig. 1 – The morphostructural zoning map of the Po plain Lines outlining morphostructural lineaments. Bold lines mark first rank lineaments; thick lines show the second rank lineaments; thin lines depict lineaments of third rank. Continuous lines correspond to longitudinal lineaments, while dashed lines indicate transverse lineaments.

The Po plain is characterized by a flat topography. Our recent studies of topographically flat basins in the Iberian Peninsula (Gorshkov *et al.*, 2010) and the wider part of the Rhone Valley, between the Western Alps and Massif Central (Gorshkov and Gaudemer, 2012), have demonstrated the applicability of MZ for studying flat basins, with a relatively flat topography.

The morphostructural analysis has been performed for the Po plain, following to the specific formal criteria applied to plain areas where, besides topography, special attention is paid to drainage pattern.

A preliminary correlation analysis between the epicenters of past of earthquakes with $M \geq 5.0$ and the intersections of MZ lineaments has been performed. The information about earthquakes was selected from the UCI catalog (Peresan and Panza, 2002), covering the time span from 1000 year up to 1 September 2012. We found that the considered events well correlate with intersections of the morphostructural lineaments, namely the morphostructural nodes, thus allowing us to apply pattern recognition algorithms for the identification of nodes prone to earthquakes with $M \geq 5.0$ in the Po Plain.

Identification of earthquake-prone areas ($M^3$5.0) in the Po Plain by the pattern recognition technique. Following a procedure similar to that developed and applied in the Rhone Valley, France (Gorshkov and Gaudemer, 2012), a preliminary identification of the areas prone to earthquakes with magnitude larger or equal to 5.0 (referred as *M5+* hereinafter) has been carried out for the Po plain.

The nodes have been defined based on the Morphostructural Zoning map (MZ) (Alekseevskaya *et al.*, 1979; Gorshkov *et al.*, 2003) shown in Fig. 1. In total, MZ delineated 102 lineament intersections and each of them is treated as a node. Formally the node is defined as circle of radius R=20 km surrounding each point of intersection of lineaments. Such node dimension is consistent with the dimension of earthquake sources with $M \geq 5.0$ (Wells and Coppersmith, 1994).

The scope of the recognition analysis is to classify all the nodes, delineated within the study region, into one of the following two classes:

1. class D containing the nodes where earthquakes *M5+* may occur (namely, the earthquake prone areas);
2. class **N** including the nodes where only smaller earthquakes may occur.

In this work, the nodes prone to earthquakes with $M \geq 5.0$ are recognized by a two steps process, composed by a learning stage and a recognition stage. We recall that at the stage of recognition of the seismogenic nodes no use is made of the information about past seismicity, since the recognition is based on morphological, geological and geophysical parameters. At the learning stage, instead, past earthquakes are taken into account so as to identify the most informative parameters to be used for the recognition; in some cases, however, the learning stage is skipped, and the parameters identified for other regions are directly used (e.g. Gorshkov *et al.*, 2004).

Seismicity data. To select the sample nodes for the learning stage, the information on the recorded events with $M \geq 5.0$ is taken into account, considering the UCI catalog (Peresan and Panza, 2002). This earthquake catalog covers the time span from 1000 year up to August 2012 and it is representative for events with $M \geq 5.0$ from 1500 (Panza *et al.*, 2010; Vorobieva and Panza, 1993). The location and intensity of the selected earthquakes has been cross-checked with information provided by the NT4.1 (Camassi e Stucchi, 1997) and CPTI11 (Rovida *et al.*, 2011) earthquake catalogs. Specifically, 71 earthquakes have been considered to select the nodes for the learning stage; 18 earthquakes are situated within the Po plain, while 53 ones are located along the boundaries between the Po plain and surrounding mountains. Their epicenters are mapped in Fig. 2, showing that the considered earthquakes well correlate with intersections of morphostructural lineaments, which are defined neglecting seismicity data. There is just one earthquake, occurred in 1894 (M=5.1), which cannot be associated with a specific node; its epicenter is located between nodes 41 and 42.

Definition of the parameters for the recognition process. In order to apply the pattern recognition algorithms, each node is described by a set of parameters, the list of which is provided in Tab. 1. The values of the parameters have been measured for each node using topographic, geological and gravity maps, as well as the MZ map shown in Fig. 1.

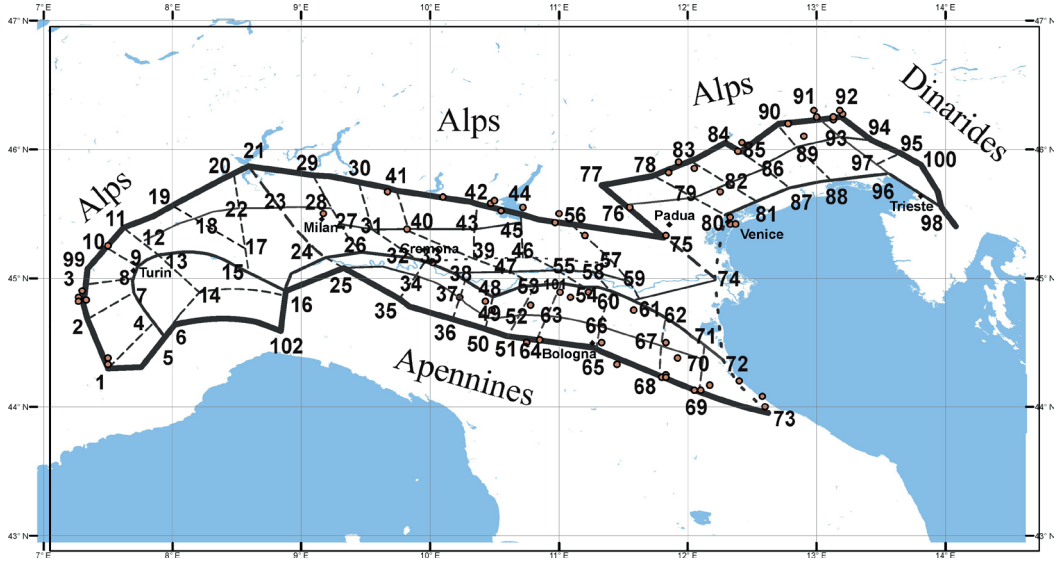


Fig. 2 – Morphostructural zoning map of the Po plain and *M5+* earthquakes occurred from 1093 to 2012. Lines depict lineaments of different rank (as in Fig. 1). Dots mark the epicenters of *M5+* earthquakes from the UCI catalog.

Tab. 1 – Parameters used for recognition of seismogenic nodes in the Po plain and corresponding thresholds for their discretization.

Parameters	Thresholds of discretization	
	Po plain interiors	Po plain boundaries
A)Topographic parameters		
Maximum topographic altitude, *m* (Hmax)	30 20	901 1600
Minimum topographic altitude, *m* (Hmin)	5 30	70 180
Relief energy, *m* (ΔH) (Hmax - Hmin)	27 200	906 1560
Distance between the points Hmax and Hmin, *km* (L)	27 34	2 34
Slope, (ΔH/L)	2.1	32.2 61.8
B) Geological parameters		
The portion of the node area covered by soft (quaternary) sediments, % ,(Q)	70 98	15 25
C) Parameters from the morphostructural map		
The highest rank of lineament in a node, (HR)	2	1
Number of lineaments forming a node, (NL)	2	2
Distance to the nearest 1st rank lineament, *km,* (D1)	30	0
Distance to the nearest 2nd rank lineament, *km,* (D2)	0 20	28 45
Distance to the nearest node, *km,* (Dn)	15 20	20
D) Morphological parameter (Mor)		
This parameter is equal to one of the following six values in accord with the morphology within each node: 1 - mountain and plain (m/p) 2 - piedmont and plain (pd/p) 3 - plain only (p)	1.5	1.5
E) Gravity parameters	-65 -20	
Maximum value of Bouguer anomaly, *mGal* ,(Bmax)	-110 -85	-40
Minimum value of Bouguer anomaly, *mGal,* (Bmin)	30 50	-100 -60
Difference between Bmax and Bmin, *mGal* ,(ΔB)		20 40

Recognition of nodes prone to earthquakes M5+. MZ analysis delineated 102 nodes within the study region: 60 of them are located in lowland environments in interiors of the Po plain, the remaining 42 nodes sit on the first rank lineaments that divide the Po plain from the surrounding mountain chains. The considered parameters (Tab. 1), particularly the morphometric ones, differ significantly for nodes located within the Po plain and for nodes related with the first rank lineaments that delimit the plain. Therefore the recognition has been performed separately for these two groups of nodes, applying the CORA-3 recognition algorithm to each of them.

Accordingly, at the learning stage all the nodes have been a priori divided into two sets, so as to define the training sets for the CORA-3 algorithm. Specifically, to assemble the set $\mathbf{D}_0$, the nodes situated most closely to the epicenters of past $M \geq 5.0$ earthquakes are considered; the remaining nodes have been assigned to the set N_0.

Recognition of nodes located within the Po plain. For the group of nodes located in the Po plain, four variants of classification of nodes into classes **D** and **N** have been performed, in order to identify the most stable one. The results of recognition are summarized in Tab. 2. Three variants of recognition (I-III) have been obtained using a different learning set $\mathbf{D}_0$. In the variant I the set $\mathbf{D}_0$ was formed using the nodes located most closely to the epicenters of all earthquakes shown in Fig. 1. In the variant II the nodes 28 and 80 (Fig. 2), hosting only ancient earthquakes whose location is poorly defined, were excluded from $\mathbf{D}_0$. Because the catalog UCI is representative for *M5+* since 1500, in the variant III we excluded from $\mathbf{D}_0$ all the nodes hosting only events occurred before 1500 (specifically nodes 28, 33, 37, 80, 82, and 89). An additional classification of the nodes (IV) was obtained using the characteristic traits defined by CORA-3 for **D** and **N** nodes located in lowland areas of Iberia (Gorshkov *et al.*, 2010).

Tab. 2 – Results of recognition for nodes located in the Po plain. The total number of nodes, both **D** and **N**, is 60.The total number of large past earthquakes occurred within the nodes is 18.

Classification variant	**I** All events from UCI catalog are used to define $\mathbf{D}_0$	**II** Nodes 28 (Milano) and 80 (Venice) are excluded from $\mathbf{D}_0$	**III** Only nodes hosting events after 1500 are used to define $\mathbf{D}_0$	**IV** **D**- and **N**-traits as defined for Iberia
Total number of identified **D** nodes	**32** (53%)	**20** (33%)	**20** (33%)	**37** (62%)
Total number of target earthquakes within the identified **D** nodes	**18** (100%)	**16** (89%)	**13** (72%)	**8** (44%)

The variants I and IV are discarded because too many nodes are assigned to class **D**; moreover the variant IV also misses several nodes hosting target events. The variants II and III are practically equal, in spite of the difference in the learning sets $\mathbf{D}_0$. Although the variant III misses three nodes (namely 28, 80, 82), all hosting events occurred before 1500, it is considered the main variant, because to select $\mathbf{D}_0$ only nodes hosting events *M5+* that occurred after 1500 are used, when the UCI catalog is reasonably complete. Nevertheless, the importance of the nodes 28, 80 and 82 (Fig. 2), which experienced events occurred before 1500 (when the reliability of the epicentral locations in the catalogue is severely conditioned by the naturally limited amount of available information), calls for a special investigation that will be performed in a forthcoming study.

Recognition of nodes related to first rank lineaments. The results are summarized in Tab. 3. Two variants of recognition, A and B have been obtained, using different learning sets $\mathbf{D_0}$. In the variant A the set $\mathbf{D_0}$ was formed using all the nodes situated most closely to the epicenters of past earthquakes M5+. In the variant B we excluded from $\mathbf{D_0}$ three nodes 56, 75, 76 hosting events before 1500. The results of the recognition are presented in Tab. 4. In both variants, A and B, the same classification of the nodes into **D** and **N** classes is obtained. All the nodes hosting past earthquakes have been correctly recognized. Thus, each of the two variants can be considered as the main one.

The reliability of the recognition results has been evaluated by a set of control tests relevant to the determination of earthquake-prone areas (Gorshkov *et al.* 2003). We define as *main variants* the classification III presented in Tab. 2 and the classification B presented in Tab. 3. Four tests have been performed to analyze the stability of the nodes classification obtained for each group of nodes, e.g. checking the recognition of specific nodes when they are excluded from the training set or looking for possible equivalent traits. The results of the tests performed support the validity of the main variants.

Based on the described pattern recognition procedure the set of **D** nodes illustrated in Fig. 3 has been obtained, corresponding to the classification variant III for the Po plain and variant B for the nodes related to the first rank lineaments.

Tab. 3 – Results of recognition for nodes located along the boundaries (1st rank lineaments) between the Po plain and surrounding mountains. The total number of nodes, both D and N, is 42. The total number of large past earthquakes occurred within the nodes is 53.

Classification variant	**A** All events from the UCI catalog are used to select $\mathbf{D_0}$	**B** Only nodes hosting events after **1500** are used to select $\mathbf{D_0}$
Total number of identified **D** nodes	**26** (62%)	**26** (62%)
Total number of target earthquakes within the identified **D** nodes	**52** (98%)	**52** (98%)

Discussion and conclusions. The identified earthquake prone areas provide first-order systematic information that may significantly contribute to seismic hazard assessment in the Italian territory, as shown by Zuccolo *et al.* (2011). The information about the possible location of strong earthquakes provided by the morphostructural analysis, in fact, can be directly incorporated in the neo-deterministic procedure for seismic hazard assessment, thus filling in possible gaps in known seismicity (Panza *et al.*, 2012). Moreover, the space information about earthquake prone areas can be fruitfully combined with the space-time information provided by the quantitative analysis of the seismic flow, so as to identify the priority areas (with linear dimensions of few tens kilometers), where the probability of a strong earthquake is relatively high (Peresan *et al.*, 2011; Panza *et al.*, 2011), for detailed local scale studies.

The new indications about the seismogenic potential obtained from this study, although less accurate than detailed fault studies, have the advantage of being independent on past seismicity information, since they rely on the systematic and quantitative analysis of the available geological and morphostructural data. Thus, this analysis appears particularly useful in areas where historical information is scarce; special attention should be paid to seismogenic nodes that are not related with known active faults or past earthquakes.

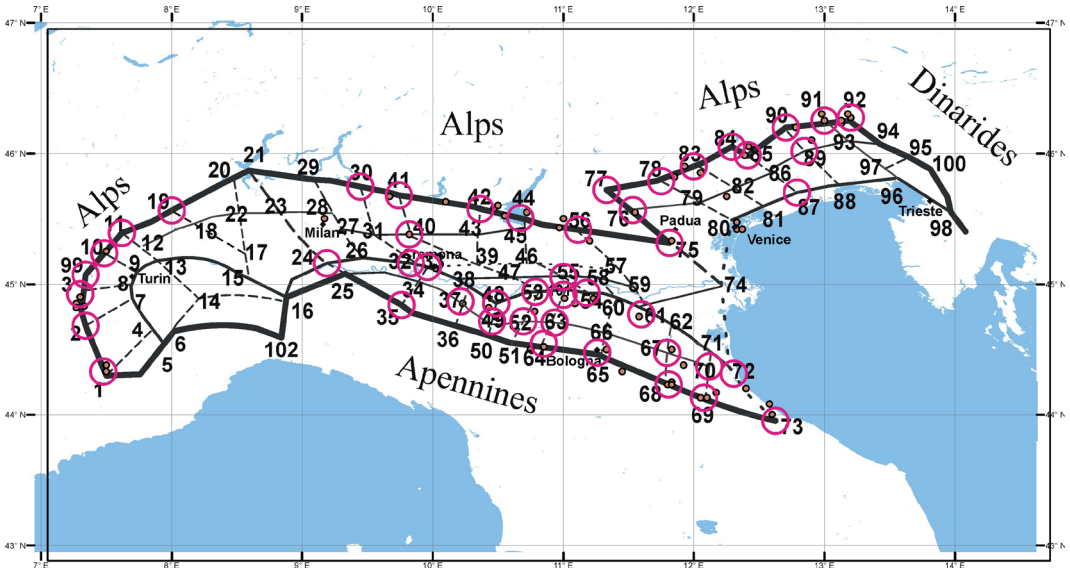


Fig. 3 – Morphostructural zoning map of the Po plain and earthquakes M5+ from 1093 to 2012. Lines depict lineaments of different rank. Dots mark epicenters *M5+* from the UCI0912 catalog. Red circles show recognized nodes prone to *M5+* earthquakes.

Acknowledgements. This research benefited from the financial support by the DPC-INGV Agreement 2012-2013 Seismological Project S3 – "Previsione a breve termine dei terremoti".

References

Alekseevskaya M.A., Gabrielov A. M., Gvishiani A. D., Gelfand I. M., and Ranzman E.Ya.; 1977: *Formal morphostructural zoningof mountain territories.* J. Geophys., **43**, 227–233.

Burrato P., Ciucci F. and Valensise G.; 2003: *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting.* Annals of Geophysics, Vol. 46(5), 865-882.

Camassi R., Stucchi M.;1997: *NT4.1.1 Un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html

Castiglioni G.B.; 999: *Geomorphology of the Po Plai.* Fourth International Conference on Geomorphology, Italy 1997 Plenary Lecture Suppf. Geogr. Fis. Dinam. Qual. III,**3**, 7-20.

Gorshkov A., Kossobokov V. and Soloviev A.; 2003:*Recognition of earthquake-prone areas.* In V.Keilis-Borok and A. Soloviev (eds), Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction, Springer, Heidelberg, pp.239-310.

Gorshkov A.I., Panza G.F., Soloviev A.A., Aoudia A.; 2002: *Morphostructural zonation and preliminary recognition of seismogenic nodes around the Adria margin in peninsular Italy and Sicily.* JSEE: Spring 2002, **4(1)**, 1-24.

Gorshkov, A.I., Panza, G.F., Soloviev, A.A. and Aoudia, A.;(2004: *Identification of seismogenic nodes in the Alps and Dinarides*. Boll.Soc.Geol.Ital. **123**, 3-18.

Gorshkov A.I., Soloviev A.A., Jiménez M.J., García-Fernández M., and Panza G.F.; 2010:. *Recognition of earthquake-prone areas (M ≥ 5.0) in the Iberian Peninsula*. Rendiconti Lincei - Scienze Fisiche e Naturali, **21(2)**, 131-162. doi:10.1007/s12210-010-0075-3

Gorshkov A.I., Gaudemer Y.; 2012: *Identification of seismogenic nodes in an area of low seismicity (case of the Massif Central, France).* Book of Abstracts of the 33rd General Assembly of the European Seismological Commission. 19-24 August 2012. Moscow, Russia. P.380.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousque R., Kissling E., Bernoulli D.; 2010: *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Science Reviews, **102** ,121–158.

Hobbs W.N.; 1904: *Lineaments of the Atlantic border region*. Bull. Geol. Soc. Am., **15**, 483+.

Livio F.A., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Trombino L., Cremaschi M.,

Mueller K., Vittori E., Carcano C., Rogled S.; 2009: *Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io=IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): Seismotectonic implications*. Tectonophysics, **476**, 320–335.

Michetti A.M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F., Fioraso G.; 2012: *Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (N Italy).* Annals of Geophysics, **55 (5)**, 969-1001, doi: 10.4401/ag-5462

Panza, G.F., Peresan A., Zuccolo E.; 2010: *Climatic modulation of seismicity in the Alpine-Himalayan mountain range.* Terra Nova, **23(1)**, 19-25, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00976.x

Panza G.F., Peresan A., Magrin A., Vaccari F., Sabadini R., Crippa B., Marotta A.M., Splendore R., Barzaghi R., Borghi A., Cannizzaro L., Amodio A., Zoffoli S.; 2011*: The SISMA prototype system: integrating Geophysical Modeling and Earth Observation for time-dependent seismic hazard assessment*. Natural Hazards. DOI 10.1007/s11069-011-9981-7.

Panza G.F., La Mura C., Peresan A., Romanelli F., Vaccari F.: 2012: *Seismic Hazard Scenarios as Preventive Tools for a Disaster Resilient Society,* Advances in Geophysics, DOI http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-380938-4.00003-3

Peresan, A. and Panza, G.F.; 2002: *UCI2001: The Updated Catalog of Italy*. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. ICTP, Miramare, Trieste. Italy. Internal report IC/IR/2002/3.

Peresan A., Zuccolo E., Vaccari F., Gorshkov A., Panza G.F.; 2011: *Neo-deterministic seismic hazard and pattern recognition techniques: time dependent scenarios for North-Eastern Italy*. Pure and Applied Geophysics, **168 (3-4)**, 583-607. DOI 10.1007/s00024-010-0166-1

Rovida, R. Camassi, P. Gasperini and M. Stucchi (eds.),; 2011: *CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes.* Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11

Toscani G., Burrato P., Di Bucci D., Seno S., Valensise G.; 2009: *Plio-Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennines thrust fronts (Bologna-Ferrara section, Italy): seismotectonic implications.* Boll.Soc.Geol.It., **128(2)**., 605-613, 5 figs. (DOI: 10.3301/IJG.2009.128.2.605)

Vorobieva, I., Panza G.F.; 1993: *Prediction of the occurrence of related strong earthquakes in Italy.* Pure and Applied Geophysics, **141(1),** 25-41.

Wells D.L., and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974-1002.

Zuccolo, E., Vaccari F., Peresan A. and Panza G.F.; 2011: *Neo-deterministic (NDSHA) and probabilistic seismic hazard (PSHA) assessments: A comparison over the Italian territory,* Pure Appl. Geophys., **168**, 69–83, doi:10.1007/s00024-010-0151-8

WHERE THE NEXT MAJOR EARTHQUAKE IN THE ITALIAN PENINSULA?

E. Mantovani[1], M. Viti[1], N. Cenni[2], D. Babbucci[1], C. Tamburelli[1], A. Vannucchi[1]

[1]Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena, Italy

[2]Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, Italy

Introduction. It is known that deformation of the upper brittle crust mostly develops through the seismic and post seismic slips that occur at main fault systems (e.g., Maggi *et al*., 2000; Jackson, 2002). Thus, one may expect that the activation of a major decoupling fault involved in a given tectonic mechanism (for instance the displacement of a plate or an orogenic wedge) is influenced by the previous seismicity pattern in the other decoupling zones. The way by which seismic sources interact is mainly controlled by post-seismic relaxation, i.e. the perturbation of the strain and stress fields that is triggered by each strong earthquake and that gradually propagates through the surrounding regions (e.g., Pollitz *et al*., 1998; 2006; Freed *et al*., 2007; Ergintav *et al*., 2009). The above concepts may be the basis of a deterministic way to recognize the future paths of strong earthquakes ($M \geq 5.5$) in a zone where the main features of tectonic context and the past seismic history are well defined.

In this note, we describe the results that can be achieved by applying this kind of approach to the Central Mediterranean region, starting from the accurate reconstruction of the ongoing tectonic context (Fig. 1) and the information so far achieved about the effects of post seismic relaxation in the study area. (e.g., Mantovani *et al*., 2009, 2010, 2012a,b, 2013a,b; Viti *et al*., 2003, 2011, 2012, 2013). At first, we discuss on how the tectonic evolution of the structural system involved may develop in the short term, mainly through co-seismic and post-seismic displacements at main decoupling fault systems, and how this context may influence the space-time distribution of major seismicity. Particular attention is devoted to recognizing the periAdriatic seismic zones whose activation may have significant effects (possibly systematic) on the seismicity in other zones, by the analysis of the spatio-temporal distribution of major earthquakes since 1400 A.D. in the framework of the known tectonic setting.

Finally, we discuss on how the information so acquired can tentatively be used to recognize which Italian seismic zones will most probably be hit by the next strong shock (Mantovani *et al.*, 2013b).

Adria kinematics and space-time distribution of major periAdriatic earthquakes. It is recognized that plate motions and related tectonic processes are not continuous over time, but rather develop by successive accelerations, mainly during co-seismic and post-seismic phases (e.g., Anderson, 1975). So, to find possible explanations for the spatio-temporal distribution of major earthquakes in the study area it is opportune to try a reconstruction of the short-term kinematics and to gain insights into how the above pattern may influence seismic activity. In particular, we aim at checking the hypothesis that each strong decoupling earthquake at one periAdriatic zone increases the probability of seismic activation at the other boundary zones. This view implies that each forward step of Adria towards Europe requires seismic activation of the decoupling zones that surround that plate.

The seismic activation of the eastern Adria collisional border, running from the Cephalonia to the North Albania fault systems (Fig. 1), accommodates the underthrusting of the Adriatic lithosphere beneath the Hellenides. Then, to fully develop its migration towards Europe, Adria must also decouple from the southern Dinarides (by activating underthrusting faults), from

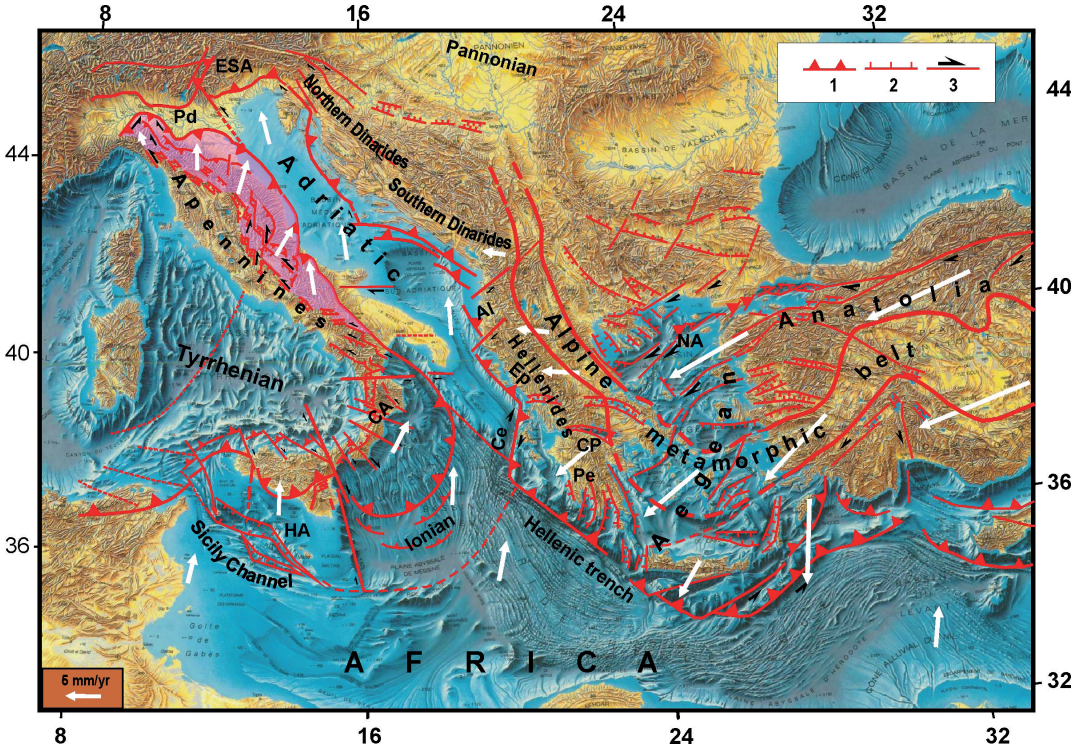


Fig. 1 – Proposed plate/microplate configuration and kinematic pattern in the Central Mediterranean and Aegean-Western Anatolian region. White arrows indicate velocity vectors with respect to Eurasia. Africa moves around the Euler pole: lat: 36.2 °N, long: 18.0 °W and angular velocity 0.10 °/Myr (Mantovani *et al.*, 2007). The Adria-Eurasia Euler pole (33.7°N, 16.7°W, 0.10°/My) is close to the Africa-Eurasia pole. The velocity pattern in the Aegean-Anatolian region is compatible with the distribution of the observed Quaternary deformation. Thick red lines delimitate for reference the inner part of the Alpine metamorphic belt. 1,2,3=Compressional, extensional and transcurrent features. The pink area shows the outer sector of the Apennine belt carried by the Adriatic plate. Al=Albanides, CA=Calabria, Ce=Cefalonia fault/escarpment, CP=Corinth-Patras trough, Ep=Epirus, ESA=Eastern Southern Alps, HA=Hyblean-Adventure block, NA=North Aegean, Pd=Padanian protuberance of the Adriatic domain, Pe=Peloponnesus.

the northern Dinarides (by dextral transpressional fault systems) and from the Alpine edifice (underthrusting the Eastern Southern Alps). On the western Adriatic side, the decoupling mechanism of Adria is more complex, since the motion of this plate forces the outer sector of the Apennine belt to extrude roughly NE ward (Fig. 1). This process is accommodated by extensional deformation at the inner border (located in the axial zone of the chain) of the mobilized wedges and thrusting at the outer margin, where such wedges overthrust the Adriatic lithosphere.

One may expect that in the framework of the proposed context the spatio-temporal distribution of seismicity along the periAdriatic zones may present significant regularities, with particular regard to the tendency of major decoupling earthquakes to migrate from South to North, along the eastern and western periAdriatic boundaries, up to reach the Eastern Southern Alps. This hypothesis is supported by the time patterns of the seismicity that since 1400 A.D. has occurred in the main periAdriatic zones (Fig. 2). In order to provide an information more representative of the kinematic implications of major earthquakes, the diagrams in Fig. 2 report the seismic slip of events, tentatively determined by the empirical relation between magnitude and average fault slip suggested by Wells and Coppersmith (1994). This choice aims at giving insights into the time concentration of seismic slips, by reporting their sum over intervals of ten years. In particular, such parameter may be useful to evaluate how rapidly the structures surrounding the epicentre may have been stressed by the effects of the triggering earthquake, given that the brittle behaviour of rocks primarily depends on the value of the induced strain rate (e.g., Pollitz *et al.*, 1998).

The patterns shown in Fig. 2 point out that in the zones considered seismic activity is mostly discontinuous over time, with periods of high activity separated by almost quiescent phases. Furthermore, one could recognize (by the help of coloured bands) a progressive northward migration of seismic crises along the Dinaric and Apennine sectors, up to reach the northern front of Adria. In our view, the series of periAdriatic decoupling earthquakes involved by each sequence allows the whole Adria plate to make a step towards Europe.

The first presumed seismic sequence (grey in Fig. 2) can only be recognized for the last 5 zones, where a significant increase of seismic activity took place, from about the half of XV century in the Southern Dinarides, to the beginning of the XVI century in the northern Adriatic front. This seismic sequence was followed in most periAdriatic zones by a long period of moderate activity.

The first complete strong sequence (green in Fig. 2) started with a considerable increase of seismic activity at the Hellenides during the first decades of the XVII century. This first crisis was followed by a significant increase of seismic activity in all other periAdriatic zones, up to reach the northern front of Adria in the first part of the XVIII century. During this period, Calabria was hit by one of the most intense crises (1638, M=6.9, 7.0) of its known seismic history. At the northern Adriatic front, seismic activity lasted up to about the end of the XVIII century, after which seismicity underwent a drastic reduction for a relatively long period, up to 1870.

The beginning of a new seismic sequence (yellow in Fig. 2) was marked by a drastic increase of seismic activity in the Hellenides in the last decades of the XVIII century. In this case too, the Hellenic crisis was accompanied by strong earthquakes in Calabria (1783, M=7.0, 7.1, 6.6). Soon after the first crisis, a new seismic period occurred in the Hellenides, from 1815 to 1826, that was again followed by other major shocks in Calabria (1854, M=6.2, 1870, M=6.1). The sequence then continued with several major events in the Southern Dinarides and Southern Apennines. In the Central Apennines, seismic activity was moderate for a relatively long period, until the occurrence of the strongest shock ever recorded in that zone (Fucino 1915, M=7.0), which was followed by a series of strong shocks in the Northern Apennines (Viti *et al.*, 2012, 2013).

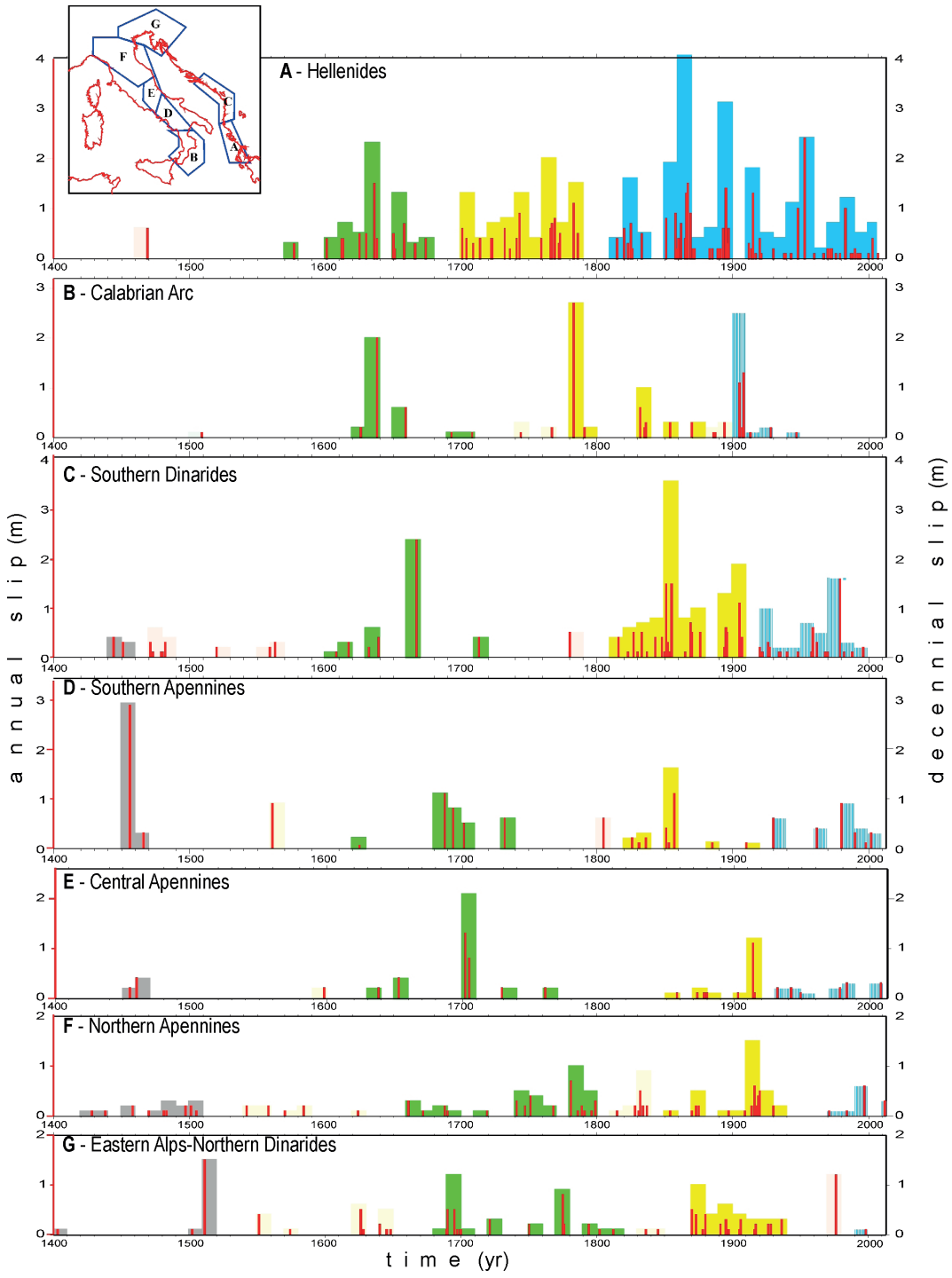


Fig. 2 – Time patterns of major earthquakes (M≥5.5) in the main periAdriatic zones since 1400 A.D. The geometries of zones considered are shown in the inset. Red bars indicate the total seismic slip (metres) occurred during the related year, computed from magnitude by the relation of Wells and Coppersmith (1994). The height of a vertical box indicates the sum (in meters) of annual seismic slips over the related decade.

In the last seismic sequence (blue in Fig. 2) strong seismic activity started around 1850, with a first period (1850-1872) in the Hellenides, which was soon followed by another crisis in the same zone in the last part of the XIX century. As in previous cases, these crises were accompanied by major earthquakes in Calabria (1905 M=6.9, 1908 M=7.2). Subsequently, seismic phases underwent a progressive northward migration through the periAdriatic zones, up to reach the Central Dinarides and Central-Northern Apennines.

Insights into the possible future seismic behaviour of the Italian zones here considered may tentatively be inferred from the seismicity patterns given in Fig. 3, which show the distribution of major shocks in the presumed seismic sequences identified in Fig. 2.

It is possible to note that in the two presumably complete sequences, green and yellow in Fig. 2, major earthquakes have occurred in most periAdriatic zones (Figs. 3a,b). This could indicate that the development of a northward step of the whole Adria plate requires the activation of most decoupling boundary sectors. Tentatively assuming that such tendency is systematic over time, one might use the distribution of major periAdriatic earthquakes in the last seismic migration pattern (Fig. 3c) to recognize which Italian zones have not yet undergone a significant decoupling and are thus most prone to next strong shocks.

For instance, in Fig. 3c it can be noted that the Northern Dinarides and the northernmost Apennines have so far experienced a level of seismicity much lower than the one they underwent in the previous sequences (Fig. 3a,b). This observation may also partially be applied to the Southern Eastern Alps, where only one strong seismic crisis has so far occurred (Friuli 1976, M=6.5, 5.6, 5.9, 6.0). Thus, one could suppose that in the next future the occurrence of major earthquakes in the Northern Apennines and perhaps in the Alps is more probable than

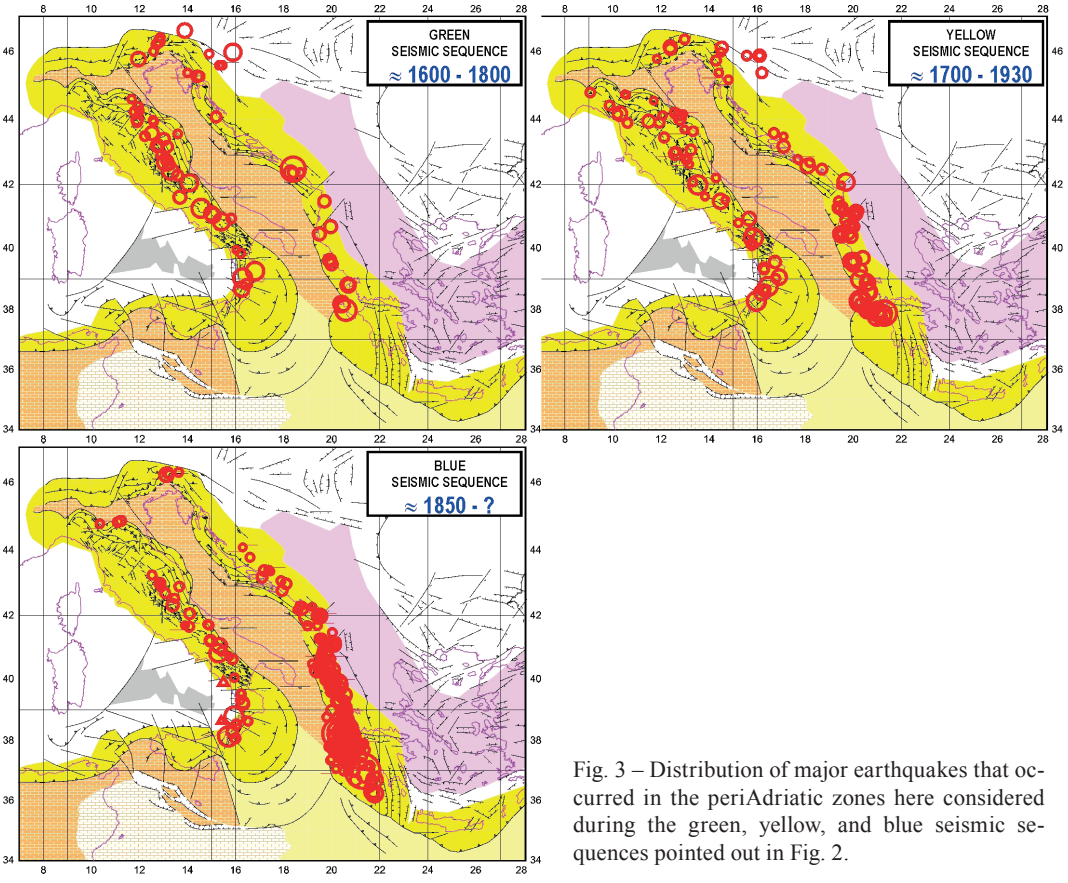


Fig. 3 – Distribution of major earthquakes that occurred in the periAdriatic zones here considered during the green, yellow, and blue seismic sequences pointed out in Fig. 2.

in Calabria and Southern Apennines. A intermediate probability of major events, lower than the one in the northern Apennines and higher than the one in southern Italy, may tentatively be associated to the Central Apennines. The uncertainty that affect this hypothesis is due to the fact that during the present sequence (Fig. 2) such zone has been affected by a number of moderate shocks (1933, 1943, 1950 and 2009), so it cannot be excluded that some further release of seismic energy could occur.

The proposed prediction in the zones of the Italian peninsula is suggested by the distribution of seismicity in the most reliable and complete part of the seismic history. However, one must take into account that such period only involves a limited number of seismic sequences (Fig. 2), which may imply uncertainty on the hypothesis that proposed seismotectonic mechanism is stationary in time. Anyway, the hypothesis that the probability of major earthquakes is higher in central-northern Italy than in the southern part of the Italian peninsula is also suggested by the implications of two systematic interactions of periAdriatic seismic zones.

The first interrelation has been recognized between the Southern Apennines and the Southern Dinarides (e.g., Viti *et al.*, 2003; Mantovani *et al.*, 2010, 2012a). The possibility that major earthquakes in the first zone may influence the probability of major shocks in the second has been suggested by the fact that the strong shock (M = 7.0) that occurred in the Montenegro zone on April 1979 was followed on November 1980 by a major event (M = 6.9) in the Irpinia zone of Southern Apennines. This first suspect has been then reinforced by the present knowledge about the tectonic context in the southern Adriatic region and surrounding belts. In particular, the fact that the occurrence of seismic slip at the thrusting fault located beneath the Southern Dinarides, as the one that developed with the 1979 Montenegro event (estimated of 1-2 metres, e.g., Benetatos and Kiratzi, 2006), implies a roughly East to NE ward motion of the Adriatic lithosphere, which causes the reduction of the vertical flexure of that domain and, consequently, may favour the activation of the belt parallel normal faults recognized in the Southern Apennines. The presumed interaction is also compatible with the quantification of the strain perturbation that was presumably induced in the Irpinia zone by the 1980 Montenegro event (Viti *et al.*, 2003; Mantovani *et al.*, 2010, 2012a), which indicates that the post-seismic strain rate induced by the Montenegro earthquake is expected to reach its maximum amplitude in the Southern Apennines about 1-2 years after the triggering event, i.e. a time delay which roughly corresponds to the interval that elapsed between the April 1979 Montenegro and November 1980 Southern Apennines shocks. The possible relationship between stress/strain rate increase and triggering of seismic activity is pointed out in several works (e.g., Pollitz *et al.*, 1998; Viti *et al.*, 2003, 2013).

The possibility that the interaction of Dinaric and Apennine seismic sources is a systematic phenomenon is suggested by the comparison of the seismicity patterns of the two zones considered (Viti *et al.*, 2003; Mantovani *et al.*, 2012a), which reveals that in the last two centuries all strong shocks in the Southern Apennines (M>5.5) were preceded within few years (less than 5) by one or more strong earthquakes in the Southern Dinarides (M≥6). Since the probability of having such a regular correspondence merely by chance is very small (Mantovani *et al.*, 2012a), it is plausible to suppose that such interrelation may have a deterministic explanation, based on the tectonic mechanism described above. The fact that this significant time correlation can be recognized for the most recent, complete and reliable part of the seismic catalogue (1820-2013) implies that this phenomenon might provide a tool for recognizing the periods when the probability of strong shocks in Southern Apennines is highest.

Another systematic seismic interrelation has been recognized between the major earthquakes of Calabria and those of the Albania-Cephalonia Hellenic sector, where the collision between the Adria plate and the Aegean-Balkan system takes place (Mantovani *et al.*, 2009, 2013b). The tectonic mechanism presumably responsible for this phenomenon is similar the one described for the previous case. In particular, the fact that a seismic activation of the Hellenic thrust zone increases the probability of seismic slip at the normal and shear faults which are

recognized in Calabria (e.g, Tansi *et al*., 2007). The above interpretation is also consistent with the quantification of the effects of post-seismic relaxation induced by strong earthquakes in the Hellenic sector (Mantovani *et al*., 2012a), which shows that such phenomenon may have influenced the Calabrian shocks that occurred some years later. A more detailed information on the time correspondence between major earthquakes in the Hellenides and Calabria is provided by Tab. 1, which reports the Calabrian events with M≥6.0 and the ones of the Hellenic zone with M≥6.5, that have occurred since 1600 A.D.

Tab. 1 – Larger earthquakes in Calabria and Hellenides.

Calabria (M)	Hellenides (M)
1626 (6.0)	**1625 (6.5)**
1638 (7.0, 6.9)	**1630 (6.5) 1636 (7.2)**
1659 (6.6)	**1658 (6.7)**
1701 (6.6)	
1732 (6.6)	
1743 (6.9)	
1767 (6.0)	**1766 (6.6) 1767 (6.7)**
1769 (6.8)	
1783 (7.0, 6.6, 7.0)	**1773 (6.5)**
1791 (6.0)	**1783 (6.5, 6.6), 1786 (6.5)**
1820 (6.6)	
1832 (6.6)	**1825 (6.7)**
1836 (6.2)	**1833 (6.5)**
1854 (6.2)	**1851 (6.8)**
1870 (6.1)	**1866 (6.6), 1867 (7.2), 1869 (6.7)**
1894 (6.1)	**1893 (6.6)**
1905 (7.0), 1908 (7.1)	**1895 (6.5), 1897 (6.6)**
	1948 (6.5, 6.5)
	1953 (7.0, 6.6)
	1983 (6.7)

In the above list it is possible to see that all Calabrian shocks were preceded, within 10 years, by at least one event in the Hellenic zone. This evidence may suggest that a Calabrian earthquake may hardly occur not being preceded by significant seismic activity in the Hellenides.

On the other hand, one can note that only 12, out of 20 Hellenic crises, were followed within 10 years, by at least one Calabrian earthquake, which indicates that the role of Hellenic shocks as precursors of Calabrian events may be affected by uncertainty. In particular, it is worth noting that since 1948 no Hellenic events have been followed by an event in Calabria. The drastic increase of false alarms in that period is clearly related with the fact that since 1947 no earthquakes with M≥5.5 have occurred in Calabria. Such long quiescence (66 years) is rather anomalous with respect to the previous seismic behaviour of Calabria, considering that from 1626 to 1947 the average inter-event time between M≥5.5 shocks was of 12 years, and that it was never longer than 41 years. In order to find a possible explanation for such a long quiescence and for the fact that since the half of the XX century the correspondence

between Hellenic and Calabrian earthquakes has undergone a dramatic worsening, we advance the hypothesis that such anomalies are related with a very rare tectonic event that considerably changed the strain and stress fields in the central Mediterranean area. This event is the large westward displacement of the Anatolian-Aegean system that took place in response to the series of very strong earthquakes that since 1939 activated the entire North Anatolian fault system and its prolongation in the North Aegean zone (e.g., Barka, 1996). That sudden jump presumably induced a strong E-W compressional regime in the Aegean region. From the minimum-work point of view, it is reasonable to suppose that the fast shortening required by this sudden compression could have been achieved by a tectonic processes that can minimize resistance against driving forces. This requirement might be fulfilled by an acceleration of the lateral escape of the Aegean structures that face the low buoyancy Ionian subducting lithosphere and a slow down of the motion of the Hellenic sector (Cephalonia-Albania) that collides with the continental Adriatic domain. This hypothesis is corroborated by the fact that since about 1948 most seismic activity in such area has mainly affected the Aegean structures lying south of the Cephalonia fault system and of the North Aegean trough, while a low to moderate activity has affected the Greek zones lying north of Peloponnesus (Mantovani *et al.*, 2013b).

Conclusions. It is advanced the hypothesis that the next strong earthquake (M≥5.5) in Italy will most probably hit the northern part of the territory, in particular the Northern Apennines. The possibility that such event occur in Calabria and Southern Apennines is recognized as minimal, while an intermediate probability is suggested for the Central Apennines and Eastern Alps. These indications are suggested by the study of the spatio-temporal distribution of major earthquakes in the central Mediterranean area since 1400 A.D., in the framework of the ongoing tectonic setting. The underlying concept is that the activation of a periAdriatic fault system depends on the previous pattern of seismicity in the other decoupling zones of that plate. The interaction between seismic sources is mainly due to post-seismic relaxation, i.e. the fact that each strong earthquake triggers a perturbation of the strain and stress fields that gradually propagates through the surrounding regions. The quantification of the effects of that phenomenon has allowed the recognition of some possible connections between periAdriatic seismic structures. The possible effects of the concepts cited above are tentatively recognized in the time patterns of seismicity at the main periAdriatic zones. Such patterns point out a discontinuos distribution of major earthquakes in the single zones, with seismic crises separated by almost quiescent periods, and the tendency of seismic phases to migrate northward through the eastern (Hellenic-Dinaric) and western (Apennine) boundaries of the Adria plate. In the period considered (1400-2013), it is possible to recognize at least two sequences (roughly developing from 1600 to 1800 and from 1700 to 1900), which involved a significant activation of all periAdriatic boundary sectors, from south to north, which are supposed to correspond to northward steps of the whole Adria plate. The last sequence, roughly started at 1850, has so far involved main seismic activity along the southern and central sectors of the eastern and western Adria boundaries, while scarce activity has so far affected the northern sectors (Northern Apennines, Northern Dinarides and Southern Eastern Alps). In our view, this evidence suggests that at present such zones are the most prone to the next strong earthquake in the study area. This indication is confirmed by the two systematic interaction of seismic sources recognized between major earthquakes in the southern Italian zones (Southern Apenines and Calabria) and the respective eastern Adriatic sectors (Southern Dinarides and Hellenides), which presently imply a low probability of strong earthquakes in Calabria and Southern Apennines. Since the Central Apennines and Eastern Southern Alps have already been partly activated during the ongoing sequence, we suggest an intermediate value of probability for those zones. A detailed description of the evidence and arguments mentioned in this note is given by Mantovani *et al.* (2013b).

References

Anderson D.L.; 1975: Acc*elerated plate tectonics*. Science, **167**, 1077-1079.

Barka A.A.; 1996: *Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967.* Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1238-1254.

Benetatos C., Kiratzi A.; 2006: *Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2).* Tectonophysics, **421**, 129-143.

Ergintav S., McClusky S., Hearn E., Reilinger R., Cakmak R., Herring T., Ozener H., Lenk O., Tari E.; 2009: *Seven years of postseismic deformation following the 1999, M = 7.4 and M = 7.2, Izmit-Duzce, Turkey earthquake sequence.* J. Geophys. Res., **114**, B07403, doi:10.1029/2008JB006021.

Freed A.M., Ali S.T., Burgmann R.: 2007; *Evolution of stress in southern California for the past 200 years from coseismic, postseismic and interseismic stress changes.* Geophys. J. Int., **169**,1164-1179.

Jackson J.A.: 2002. *Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich?* GSA Today, 12, 4-10.

Maggi A., Jackson J.A., Mckenzie D., Priestley K.; 2000: *Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere.* Geology, **28**, 495-498.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007. *Nubia–Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence.* Ann. Geophysics, **50**, 341-366.

Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M.; 2009: *A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: Implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines.* Tectonophysics, **476**, 22-40.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N., Vannucchi A.; 2010: *Long-term earthquake triggering in the southern and Northern Apennines. J. Seismology*, **14**, 53-65.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2011: *Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana.* Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pp. 88 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A.; 2012a: *Middle term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches.* Bollettino Geofisica Teorica Applicata, **53**, 89–111.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2012b: *Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri per interventi di prevenzione.* Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pp. 140 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., L.Martelli, P.Baldi, M. Bacchetti; 2013a: *Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana.* Centro Stampa- Regione Emilia-Romagna, pp. 168.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli.; 2013b: *Where the next strong earthquake in the Italian peninsula.* Relazione finale del progetto S3 (DPC-INGV).

Pollitz F.F., Burgmann R., Romanowicz B.; 1998: *Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes.* Science, **280**, 1245-1249.

Pollitz F.F., Burgmann R., Banerjee P., 2006. *Postseismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth.* Geophys. J. Int., **167**, 397- 420, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03018.x.

Tansi C., Muto F., Critelli S., Iovine G.; 2007: *Neogene-Quaternary strike–slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy).* J. Geodynamics, **43**, 393–414.

Viti, M., D'Onza, F., Mantovani, E., Albarello, D., Cenni, N.; 2003: *Post-seismic relaxation and earthquake triggering in the southern Adriatic region.* Geophys. J. Int., **153**, 645-657.

Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C.; 2011: *Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean.* J. Geodynamics, **51**, 190-204, doi: 10.1016/j.jog.2010.02.006.

Viti M., Mantovani E., Cenni N.,Vannucchi A.: 2012. *Post-seismic relaxation: An example of earthquake triggering in the Apennine belt (1915-1920).* J. Geodynamics, 61, 57-67, http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.07.002

Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A.; 2013: *Interaction of seismic sources in the Apennine belt.* J. Phys. Chem. Earth, **63**, 25–35, http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.005.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement.* Bull. Seism. Soc. America, **84**, 974-1002.

FUNDAMENTAL PERIOD OF BUILDINGS, SEISMIC SITE RESPONSE AND IMPLICATIONS ON EARTHQUAKE SEISMIC ACTION DEFINITION IN THE SIRACUSA AREA, ITALY

F. Panzera[1,3], S. D'Amico[2], G. Lombardo[3], E. Longo[3]

[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Osservatorio Etneo, Catania, Italy

[2] Physics Department - University of Malta, Msida, Malta

[3] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali - Università di Catania, Italy

Introduction. The town of Siracusa is located in the Hyblean plateau, which represents the outcropping foreland forming the south eastern portion of Sicily. The area is affected by a moderate seismicity, however, the potentially most hazardous event, witnessed by the seismic history of the area, is represented by an earthquake that occurred in 1693 that reached a M_W of 7.4 (Rovida *et al.*, 2011). The seismic source for this event is particularly doubtful and debated in literature. Some authors locate it inland (e.g. Tinti and Armigliato, 2003; Basili *et al.*, 2008) whereas others locate it offshore (e.g. Argnani and Bonazzi, 2005; Gutscher *et al.*, 2006). Such uncertainty appears linked to the lack of clear evidence of surface faulting and to the sparsely located epicentres of recoded seismic activity in the last twenty years. The most important moderate size instrumental seismic event occurred in south eastern Sicily on December 13th 1990. This earthquake and its aftershocks were located along a 5 km long transverse segment striking EW separating two sub-parallel segments of the Ibleo-Maltese fault scarp (Laurenzano and Priolo, 2005). Although the magnitude of this event is moderate (M_W=5.68; Rovida *et al.*, 2011), it caused the collapse of a few buildings. It was felt throughout Sicily with a maximum seismic intensity of VII-VIII (Locati *et al.*, 2011).

It is well known that the grade of building damage and its distribution during an earthquake is due to the combined effect of local site response, based on subsurface ground conditions, and the dynamic features of the structures. The evaluation of the expected ground motion caused by an earthquake is an important problem in earthquake seismology. A seismic hazard assessment (SHA) can be performed by using either a deterministic (DSHA) or a probabilistic (PSHA) approach. Recently, the SHA in major urban areas of south eastern Sicily has been performed by several authors (Faccioli and Pessina, 2000; Barbano *et al.*, 2001; Panzera *et al.*, 2011a, 2011b) who used either the DSHA or the PSHA approaches, taking into account different source areas of the major historical earthquakes that struck the area. As previously stated, the seismic action on buildings is strongly dependent on their dynamic characteristics and on the fundamental vibration period, in particular. The engineering practice usually derives the dynamic behaviour of buildings through numerical or experimental methods. The results obtained for different typologies of buildings are often processed, through statistical regression analysis, to achieve empirical relationships that let the estimate of building resonant period as a function of either the height or the number of floors (Goel and Chopra, 1997; Hong and Hwang, 2000; Messele and Tadese, 2002; Crowley and Pinho, 2006; Panzera *et al.*, 2013).

In the present study the dynamic response of buildings is estimated through experimental measurements based on microtremor recordings. Moreover, a deterministic study aiming to estimate the seismic ground motion expected in the Siracusa urban area, is performed. The 1990 earthquake source (Fig. 1a) is used since it is quite close to the study area (about 20 km north) and represent the only seismic source for which both macroseismic and instrumental information are available, so that they can be used for validation purposes. The intent of the present research therefore is to highlight the areas in which major seismic site effects can occur as a function of the outcropping lithology. In this way it would be possible to point out amplification effects occurring at frequencies comparable with those observed for manmade structures, which may cause a pronounced increase of damage. Moreover this kind of study may be useful to governmental agencies tasked with emergency response and rescue.

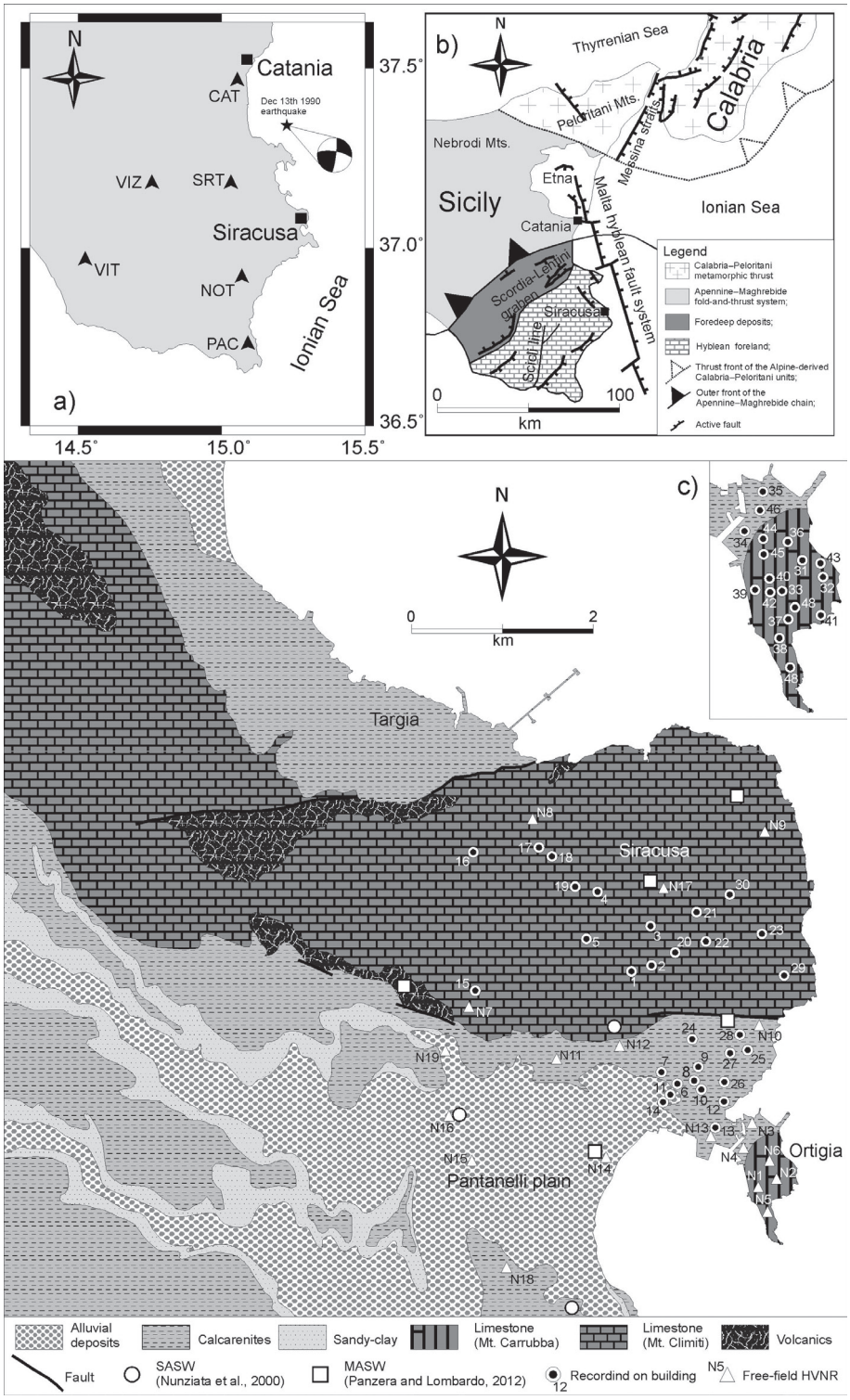


Fig. 1 - a) Seismic stations that recorded the1990 earthquake and location of the seismic source; b) structural map of Eastern Sicily (modified from Lavecchia *et al.*, 2007); c) geolithologic map of Siracusa urban area.

Geology and tectonics of the study area. The study area is formed by a thick crustal plateau belonging to the Africa foreland domain. It flexures northward to form the Gela–Catania foredeep, a subsiding area filled by Quaternary sediments, that separates the Hyblean Plateau from the overthrusting Apenninic–Maghrebian orogenic sectors (see Fig. 1b). Eastward, the Hyblean Plateau is separated from the oceanic-type domain of the Ionian Basin by the Malta–Hyblean Escarpment. At regional scale, the tectonics of south eastern Sicily is characterized by a NE-SW striking normal fault system, located inland (Scicli line), and the Malta-Hyblean escarpment, trending NW-SE, located offshore in the Ionian sea (Fig. 1b). Seismotectonic information and interpretations available suggest that both fault systems can be identified as possible sources for the seismic activity that affected in historical time the town of Siracusa. A significant improvement to the knowledge of the seismotectonic setting in south-eastern Sicily was achieved by the analysis of the December 13th 1990 earthquake and its aftershocks. This event appear to be located along a 5 km long, transverse segment striking EW separating two sub-parallel segments of the Malta-Hyblean fault scarp, whose presence was suggested by Finetti (1982) using bathymetric data. The focal mechanism of the 1990 event shows a dominant right-lateral strike slip solution (Amato *et al*., 1995). In any case, relations between the main offshore fault segments and the historical earthquakes coupled with tsunamis, occurring in this region and high intensity earthquakes, up to XII MCS (e.g. 1169 AD, 1693 AD events), suggests that this tectonic lineament represents one of the major seismogenic sources of the whole southern Italy (Bianca *et al*., 1999; Monaco and Tortorici, 2007).

In the study area the substratum outline a horst structure formed by a Meso-Cenozoic carbonate sequence with interbedded volcanics (Grasso and Lentini, 1982) cropping out in the northern part of Siracusa (Fig. 1). The Cretaceous volcanics, having thickness up to 500 m, locally represent the deepest term (Tortorici, 2000) which is unconformably covered by sub-horizontal carbonate sequences that stand for the lithotypes more frequently cropping out in the Siracusa town. The above mentioned carbonate sequence is distinguished in two main units, having similar geotechnical features, known in the literature as Mt. Climiti and Mt. Carruba formations. The former, having thickness ranging between 20 and 80 m, lays on the Cretaceous volcanics and consists of compact and well cemented calcarenites, the latter, with an average thickness of about 20 m, is characterized by alternating calcarenites and marlstones. In some sites the carbonate sequence is directly overlaid by sub-horizontal poorly consolidated calcarenites up to 20 m thick (Tortorici, 2000), whereas, in the southern part of the study area, sands and sandy clays, up to 20 m thick, overlay the Meso-Cenozoic carbonate bedrock. Finally, alluvial deposits fill out the graben of the "Pantanelli" plain (see Fig. 1) whilst detritus, having thickness of about 6-8 m due to anthropic activity and historical ruins, is mainly outcropping in the downtown Ortigia area.

Methodology. The dynamic properties of an edifice are usually described through its natural frequency and the damping ratio (ζ). The latter parameter represents the energy loss of an oscillating system that can be either internal (material damping) or due to another system (radiated damping). The damping ratio is important in seismic design since it allows to evaluate the ability of a structure to dissipate the vibration energy during an earthquake. Such energy causes a structure to have the highest amplitude of response at its fundamental frequency, which depends on the structure's mass and stiffness. Therefore, the damping level, as well as the knowledge of the fundamental period (T) of the building are particularly important for estimating the seismic base shear force F in designing earthquake resistant structures. Following the Eurocode8 (2003), F can be expressed as: $F = Sa\ (T; \zeta) \cdot m \cdot \lambda$ where $Sa\ (T; \zeta)$ is the ordinate of the target spectrum at period T and damping ζ, m is the total mass of the building above the foundation or above the top of a rigid basement and λ is a correction factor. The $Sa\ (T; \zeta)$ is evaluated considering the local geological features, which influence the site response in term of amplification of the ground motion, as the seismic input travels from the bedrock to the overlying soil deposits.

The seismic performance of a building obviously depends on the progression of the frequencies along the input time-history, nevertheless the knowledge of its fundamental frequency at low amplitude values and the associated damping are of primary importance to characterize the initial seismic behaviour of a structure. These parameters can usually be obtained either through numerical modelling or experimental monitoring of the edifice using different input motions.

In the present study, the horizontal to vertical noise ratio (HVNR) and the standard noise spectral ratio (SSNR) techniques were used to identify the building's frequencies. Measurements were performed in 50 buildings distinguished according to their construction typology 20 masonry buildings (MA) and 30 reinforced concrete (RC) edifices. As fundamental period for each building we considered the peak with the higher amplitude in both HVNR and SSNR (Fig. 2). Ambient noise was recorded using a three-component velocimeter (Tromino) sampling the signal at a frequency of 128 Hz. In each building, 10 minutes length of ambient noise were recorded both at the top and at the ground floor. According to the guidelines suggested by the European project Site EffectS assessment using AMbient Excitations (SESAME 2004), time windows of 10 s were considered, selecting the most stationary part and not including transients associated to very close sources. Fourier spectra were calculated in the frequency band 0.5–15 Hz and smoothed using a triangular average on frequency intervals of ± 5% of the central frequency.

In addition to the fundamental period, the damping ratio was computed as well using the nonparametric analysis (NonPaDAn) Matlab routine (Mucciarelli and Gallipoli, 2007). This approach can be summarized as follow: 1) velocity time series are integrated to displacement after time series baseline correction and high-pass filtering; 2) all positive values of the time series, that represent local maxima, are selected and their amplitudes (*Ai* for the i^{th} maximum) and times of occurrence (*ti* for the i^{th} maximum) are stored in a matrix; 3) for each subsequent

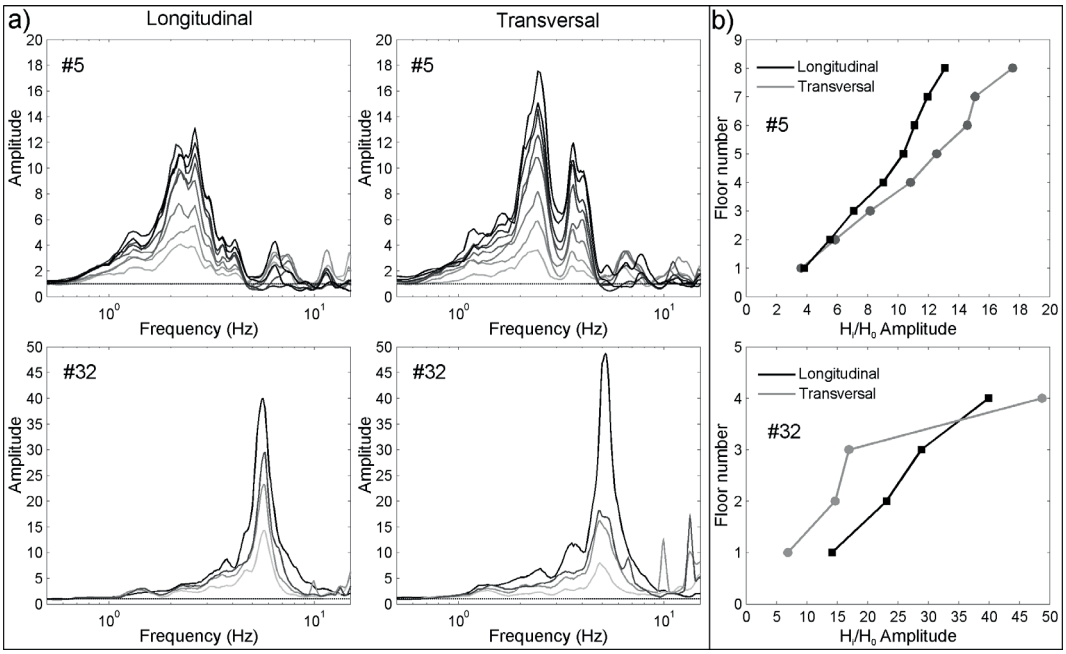


Fig. 2 – Examples of SSNR (a) and modal shapes (b) coming from seismic noise data for each floor of two selected buildings in RC (Building n. 5) and MA (Building n. 32). The curves in (a) are plotted using a grey color scale; the light grey curve corresponds to the lower floor measurements while black curve refers to measurements taken on the top floor.

couple, the condition $Ai > Ai+1$ is tested and if it is verified, an estimate of pseudo-frequency v and damping ζ is calculated. From these estimates, a histogram is then built considering pairs of pseudo-frequency and damping values.

The fundamental period and damping experimentally obtained through noise measurements were also compared with the ones obtained by empirical formulas. These period-height relationships (i.e. Eurocode8, 2003; EC8 – RC; EC8 – MA) calculate the fundamental period (T) as a function of the buildings geometry, usually the height (H) or the number of floors (N).

In order to predict the expected ground motion parameters in terms of peak ground acceleration (PGA) peak ground velocity (PGV), and Spectral Acceleration (SA) as a function of distance and magnitude we used the latest version of EXSIM program (Boore, 2010). It is a modified version of the FINSIM (finite fault simulation) code developed by Beresnev and Atkinson (1998). The simulations were carried out by using the regional propagation parameters for southeast Sicily (Scognamiglio *et al.*, 2005) and rectangular faults having length and width proportional to the moment magnitude according the relationship proposed by Wells and Coppersmith (1994). Moreover, considering the potential seismic effect due to the local geology (Nunziata *et al.*, 2000; Panzera & Lombardo, 2013), we produced a reliable earthquake scenarios by simulating the M_w=5.8 earthquake that occurred on 13th December 1990 off-shore of eastern Sicily between the cities of Catania and Siracusa on the Malta escarpment fault system (Fig. 3). Finally, take into account different site conditions, we refer to the $V_{S,30}$ classification.

Description of results and concluding remarks. Site effects at a specific location are very important and can be used for engineering purposes to define the regional predictive law and the seismic hazard. A generalized site response concept is indeed useful to create a detailed shaking map for a region where the different outcropping lithologies are known. The evaluation of the dynamical properties of buildings and of the ground motion scenario in the Siracusa area gave significant suggestions about potential critical conditions due to soil-structure interaction. The results obtained can be summarized as follow.

- Spectral ratios of the ambient noise measurements provided reliable estimates of the fundamental period of analyzed buildings. The measured periods were used to obtain period-height relationships which set into evidence that the experimental values are lower than those postulated by Eurocode8 (2003). Such finding could be explained

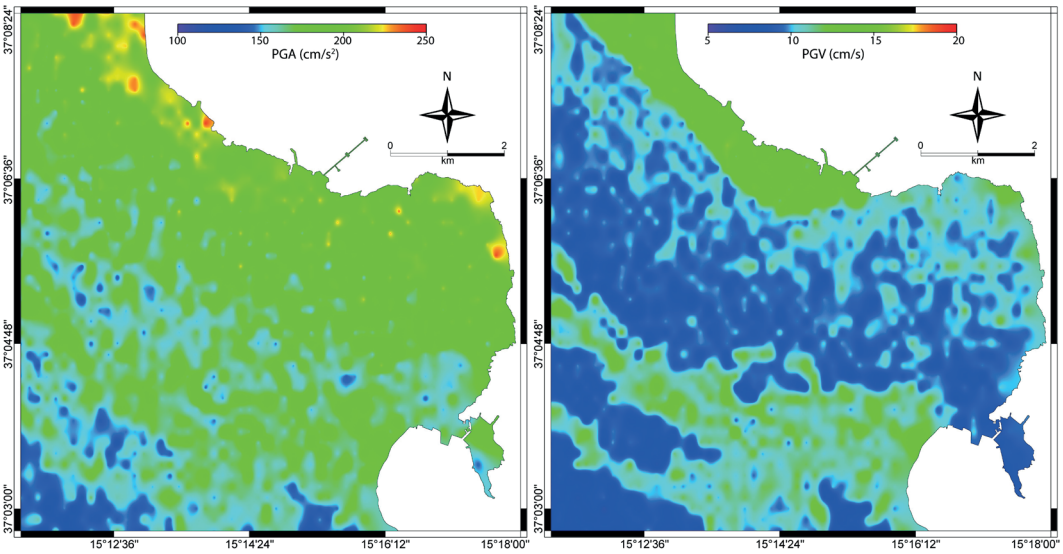


Fig. 3 - Contour of PGA and PGV obtained for the 1990 earthquake scenario.

by considering the contribution of the infill walls that modern codes do not consider adequately.

- Significant differences were observed between the fundamental periods obtained for RC and MA buildings, the former being usually higher than the latter. This behaviour appear related, as suggested by the results of damping estimates, to the different stiffness of the structures and to the presence of connected adjacent buildings, especially in the historical centre of the town.
- The ground motion parameters, estimated using the 1990 earthquake source, highlighted that the areas where amplification effects take place, match up to sites where sedimentary terrains outcrop.
- Contour maps of PGA values seem to be affected by the site-to-source distance whereas, the PGV appears a reliable indicator of the role played by the lithology confirming e good correlation with the macroseismic intensity data.
- H/V spectral ratios performed on the main outcropping lithotypes, show a good agreement with results coming from the analysis of the scenario earthquake. These outcomes validate indeed the presence of local amplification effects on thick sedimentary terrains, pointing also out some critical behavior in connection with some spots of the limestone formation, especially in Ortigia, and in sites where detritus outcrops.

In conclusion, we have observed that major damage occurred during the 1990 earthquake are located in the Ortigia downtown area. This can be considered as the consequence of both the poor quality of some buildings and the local amplifications taking place especially on the sedimentary terrains. It was indeed observed that considering buildings having height of about 20 m, a MA building will oscillate with a period of about 0.2 s whereas, a RC building will oscillate with a period of about 0.4 s. In terms of spectral accelerations, the MA building will be subject to an effect that is about 1.5 times greater than the RC one (PSA ranging between 250-600 cm/s^2 and 150-450 cm/s^2, for 0.2 s and 0.4 s, respectively).

Finally, the used methodologies in our opinion represent the preliminary steps for a fast, practical and inexpensive procedure aiming to determine the regional vulnerability and the mitigation priorities, for large cities like Siracusa that in the past have been affected by destructive earthquakes.

References

Amato A., Azzara R., Basili A., Chiarabba C., Cocco M., Di Bona M., and Selvaggi G.; 1995: *Main shock and aftershocks of the December 13, 1990 Eastern Sicily earthquake*. Ann. Geofis. 38(2), 255-266.

Argnani A., and Bonazzi C.; 2005: *Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data.* Tectonics 24, TC4009, 1-12.

Barbano M.S., Rigano R., Cosentino M., and Lombardo G.; 2001: *Seismic history and hazard in some localities of south-eastern Sicily*. Boll. Geofis. Teor. Appl. 42(1-2), 107-120.

Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., and Boschi E.; 2008: *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology.* Tectonophysics 453(1), 20-43.

Beresnev I.A., and Atkinson G.M.; 2002: *Source parameters of earthquakes in eastern and western North America based on finite-fault modeling.* Bull. Seismol. Soc. Am. 92, 695-710.

Bianca M., Monaco C., Tortorici L., and Cernobori L.; 1999: *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake.* Geophys. J. Int. 139, 370-304.

Boore D.M.; 2009: *Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM.* Bull. Seism. Soc. Am. 99, 3202-3216.

Crowley H., and Pinho R.; 2006: *Simplified equations for estimating the period of vibration of existing buildings*. Proceedings of 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, paper no. 1122.

Eurocode8; 2003: *Design of structures for earthquake resistance. Part1: general rules, seismic actions and rules for buildings*, CEN European Committee for standardization, Brussels.

Faccioli E. and Pessina V.; 2000: *The Catania project: earthquake damage scenarios for a high-risk area in the Mediterranean*. CNR-GNDT, Roma, pp. 1-225.

Finetti I.; 1982: *Structure, stratigraphy and evolution of the Mediterranean Sea*. Boll. Geo. Teor. Appl. 15, 263-341.

Goel R.K., and Chopra A.K.; 1997: *Period formulas for moment resisting frame buildings*. J. Struct. Eng. ASCE 123(11), 1454–1461.

Grasso M., and Lentini F.; 1982: *Sedimentary and tectonic evolution of the eastern Hyblean Plateau (southeastern Sicily) during late Cretaceous to Quaternary time*. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 39, 261–280.

Gutscher M. A., Roger J., Baptista M.A., Miranda J.M., and Tinti S.; 2006: *Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): new evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane*. Geophys. Res. Lett. 33, L08309, doi: 10.1029/2005GL025442.

Hong L.L., and Hwang W.L. ;2000: *Empirical formula for fundamental vibration periods of reinforced concrete buildings in Taiwan*. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 29, 327-337.

Lavecchia G., Ferrarini F., de Nardis R., Visini F. and Barbano M. S.; 2007: *Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): Some insights from integrated structural-kinematic and seismological data.* Tectonophysics 445, 145–167.

Laurenzano G., and Priolo E.; 2005: *Numerical modeling of the 13 December 1990 M 5.8 East Sicily earthquake at the Catania accelerometric station*. Bull. Seism. Soc. Am. 95(1), 241-251.

Locati M., Camassi R., and Stucchi M.; 2011: *DBMI11, the 2011 version of the Italian Macroseismic Database*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11

Messele H., and Tadese K.; 2002: *The study of seismic behaviour buildings located on different site in Addis Ababa (Ethiopia) by using microtremors and analytical procedure*. Joint Study on microtremors and seismic microzonation in earthquake countries, Workshop to Exchange Research Information, Hakone-Gora, Kanagawa, Japan.

Monaco C., and Tortorici L.; 2007: *Active faulting and related tsunamis in eastern Sicily and south-western Calabria*. Boll. Geofis. Teor. Appl. 48(2), 163–184.

Mucciarelli M., Gallipoli M.R.; 2007: *Non-parametric analysis of a single seismometric recording to obtain building dynamic parameters*. Ann. Geophys. 50, 2, 259-266.

Nunziata C., Centamore C., Natale M., and Spagnuolo R.; 2000: *Caratterizzazione sismica delle onde di taglio dei terreni superficiali di Noto, Augusta e Siracusa*, In: Scenari di pericolosità sismica ad Augusta, Siracusa e Noto, ed. Decanini L. and Panza G.F., CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma. 55-67.

Panzera F., and Lombardo G.; 2013: *Seismic property characterization of lithotypes cropping out in the Siracusa urban area, Italy*. Eng. Geol. 153, 12–24.

Panzera F., Lombardo G., and Muzzetta I.; 2013: *Evaluation of buildings dynamical properties through in-situ experimental techniques and 1D modelling: the example of Catania, Italy*. Phys. Chem. Earth doi: 10.1016/j.pce.2013.04.008

Panzera F., Lombardo G., and Rigano R.; 2011a: *Use of different approaches to estimate seismic hazard: the study cases of Catania and Siracusa, Italy*. Boll. Geofis. Teor. Appl. 52(4), 687-706.

Panzera F., Rigano R., Lombardo G., Cara F., Di Giulio G., and Rovelli A.; 2011b: *The role of alternating outcrops of sediments and basaltic lavas on seismic urban scenario: the study case of Catania, Italy*. Bull. Earthq. Eng. 9(2), 411-439.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P., and Stucchi M.; 2011: *CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI

Scognamiglio L., Malagnini L., and Akinci A.; 2005: *Ground-motion scaling in eastern Sicily, Italy*. Bull. Seism. Soc. Am. 95(2), 568–578.

SESAME; 2004: *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation*. SESAME European Research Project WP12, deliverable D23.12, 2004; http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Deliverables 2004

Tinti S., and Armigliato A.; 2003: *The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy*. Mar. Geol. 199, 221-243.

Tortorici L.; 2000: *Geologia delle aree urbane della Sicilia Orientale*. In Scenari di pericolosità sismica ad Augusta, Siracusa e Noto: ed. Decanini L. and Panza G.F., CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 43-54.

Wells D.L. and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 974-1002.

SEISMIC MEASUREMENTS TO REVEAL SHORT-TERM VARIATIONS IN THE ELASTIC PROPERTIES OF THE EARTH CRUST

D. Piccinini[1], L. Zaccarelli[2], M. Pastori[1], L. Margheriti[3], F.P. Lucente[3], P. De Gori[3], L. Faenza[3], G. Soldati[1]

[1]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Roma 1, Roma, Italy
[2]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Bologna, Bologna, Italy
[3]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Centro Nazionale Terremoti, Roma, Italy

Introduction. Since the late the late ’60s-early ’70s era seismologists started developed theories that included variations of the elastic property of the Earth crust and the state of stress and its evolution crust prior to the occurrence of a large earthquake. Among the others the theory of the dilatancy (Scholz *et al*., 1973): when a rock is subject to stress, the rock grains are shifted generating micro-cracks, thus the rock itself in-creases its volume. Inside the fractured rock, fluid saturation and pore pressure play an important role in earthquake nucleation, by modulating the effective stress. Thus measuring the variations of wave speed and of anisotropic parameter in time can be highly informative on how the stress leading to a major fault failure builds up.

In 80s and 90s such kind of research on earthquake precursor slowed down and the priority was given to seismic hazard and ground motions studies, which are very important since these are the basis for the building codes in many countries. Today we have dense and sophisticated seismic networks to measure wave-fields characteristics: we archive continuous waveform data recorded at three components broad-band seismometers, we almost routinely obtain high resolution earthquake locations. Therefore we are ready to start to systematically look at seismic-wave propagation properties to possibly reveal short-term variations in the elastic properties of the Earth crust. In active fault areas and volcanoes, tectonic stress variation influences fracture field orientation and fluid migration processes, whose evolution with time can be monitored through the measurement of the anisotropic parameters (Piccinini *et al*., 2006) and of the relative velocity variations through the ambient seismic noise cross-correlation analysis (Campillo, 2006).

Through the study of S waves anisotropy it is therefore potentially possible to measure the presence, migration and state of the fluid in the rock traveled by seismic waves, thus providing a valuable route to understanding the seismogenic phenomena and their precursors (Crampin and Gao, 2010). Variations of anisotropic parameter and of the ratio between the compressional (P-wave) and the shear (S-wave) seismic velocities, the Vp/Vs (Nur, 1972) have been recently observed and measured during the preparatory phase of a major earthquake (Lucente *et al.* 2010).

The seismic noise cross-correlation analysis has shown remarkable results in studying strong earthquakes (Brenguier *et al*., 2008). The sudden decrease of relative velocity variations occurring at the same time of the mainshock has been interpreted as due to the modification of the coseismic stress field (Zaccarelli *et al*., 2011).

This study has been developed by the Research Unit 2 inside the “INGV-DPC S3-Project 2012-2013: Short term earthquake prediction and preparation”. The RU 2 is composed by two Work Packages (WP1 and WP2), aimed to study the variations of seismic waves velocities using different techniques: the cross-correlation of seismic noise (WP1) in the area Po Plain before and after the 2012 Emilia seismic sequence, and as well as the seismic activity of the last few years in the Pollino region (southern Apennines) and the anisotropy of S waves (WP2) to all events recorded during the ongoing seismic sequence in the Pollino area and to compare their temporal trends to other seismic observable as the ratio Vp / Vs.

Datasets. WP1 took data from the continuous recording of those permanent stations of the national seismic network, which were installed close to the areas under study. In the Pollino case we considered the recordings from 18 stations included in a 100 km radius from Mormanno

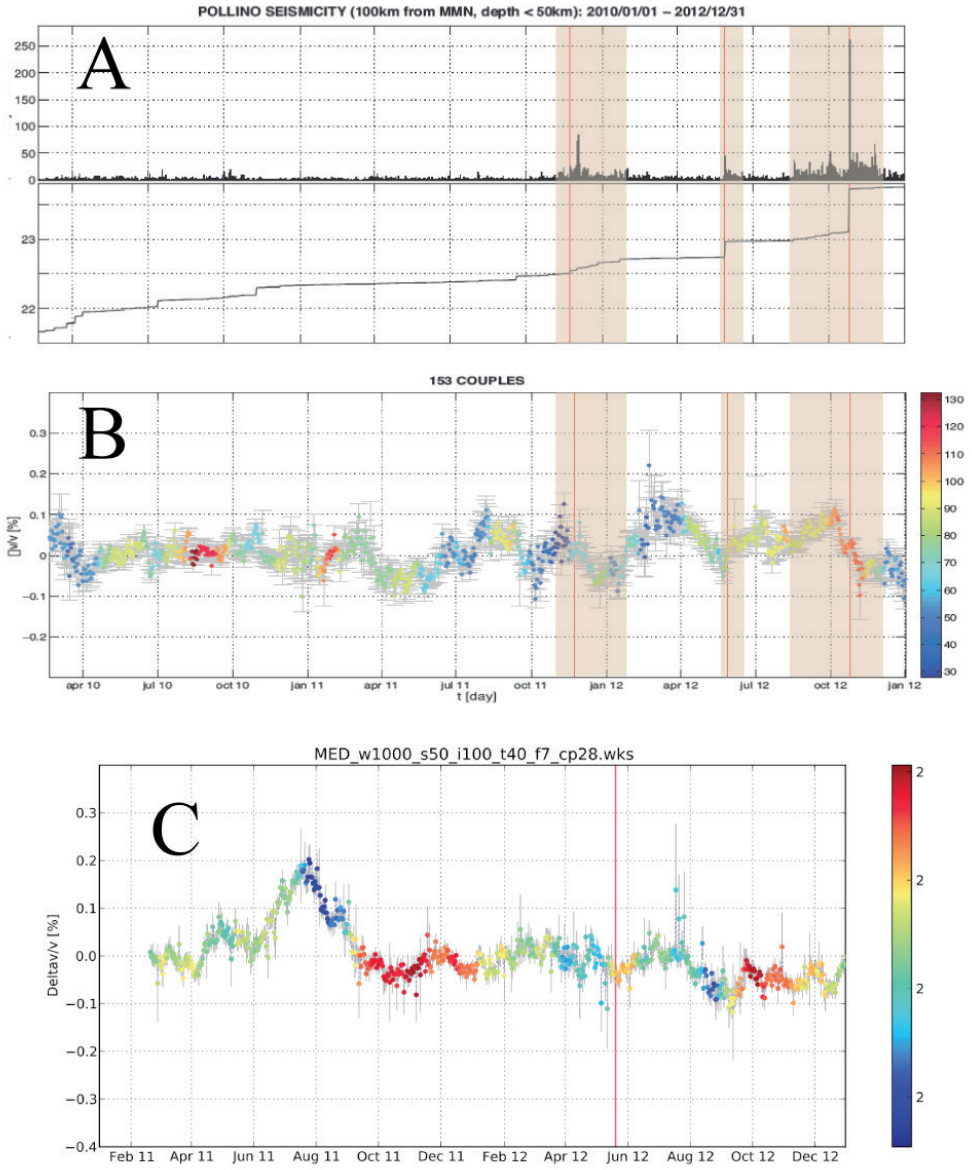


Fig. 1 - A) Seismic activity in the Pollino region (events with depths less than 50 km and located in a radius of 100 km from Mormanno in the period 2010-2012). The top panel shows the number of daily events. In the lower panel is the logarithm of the cumulative seismic moment (calculated following Kanamori, 1977). The coloured bars show the three major earthquake swarms and the vertical red lines indicate the time of occurrence of the most energetic event of each cluster. B) Relative seismic velocity variations (percentage) obtained by the analysis of the ambient seismic noise cross-correlations of the 18 stations considered (153 pairs of stations) in the Pollino region. Each point together with its error bar represent the result obtained for the 50 previous days. The colour scale indicates the number of pairs involved in estimating every single measurement: warm colours are for values obtained on a large number of station pairs and correspond to more stable results. C) Relative velocity variations (percentage) obtained from the analysis of the ambient seismic noise cross-correlations for the 9 stations considered in the Po plain. Each point together with its error bar represent the result obtained for the 50 previous days. The colour scale indicates the number of pairs involved in estimating every single measurement: warm colours are for values obtained on a large number of station pairs and correspond to more stable results. The vertical red line marks the beginning of the Emilia sequence.

(the village in the middle of the sequence), along a time period of 3 years from January 2010 to December 2012. For the Emilia region there were only 9 stations in a 100 km radius from Mirandola, and the time window spans the two years from January 2011 to December 2012.

WP2 We analyzed seismic events recorded in the last 3 years by MMN seismic station and located by the National Seismic Network in the surroundings of the station. We collect a dataset of about 5000 events occurred between January 2010 and March 2013.

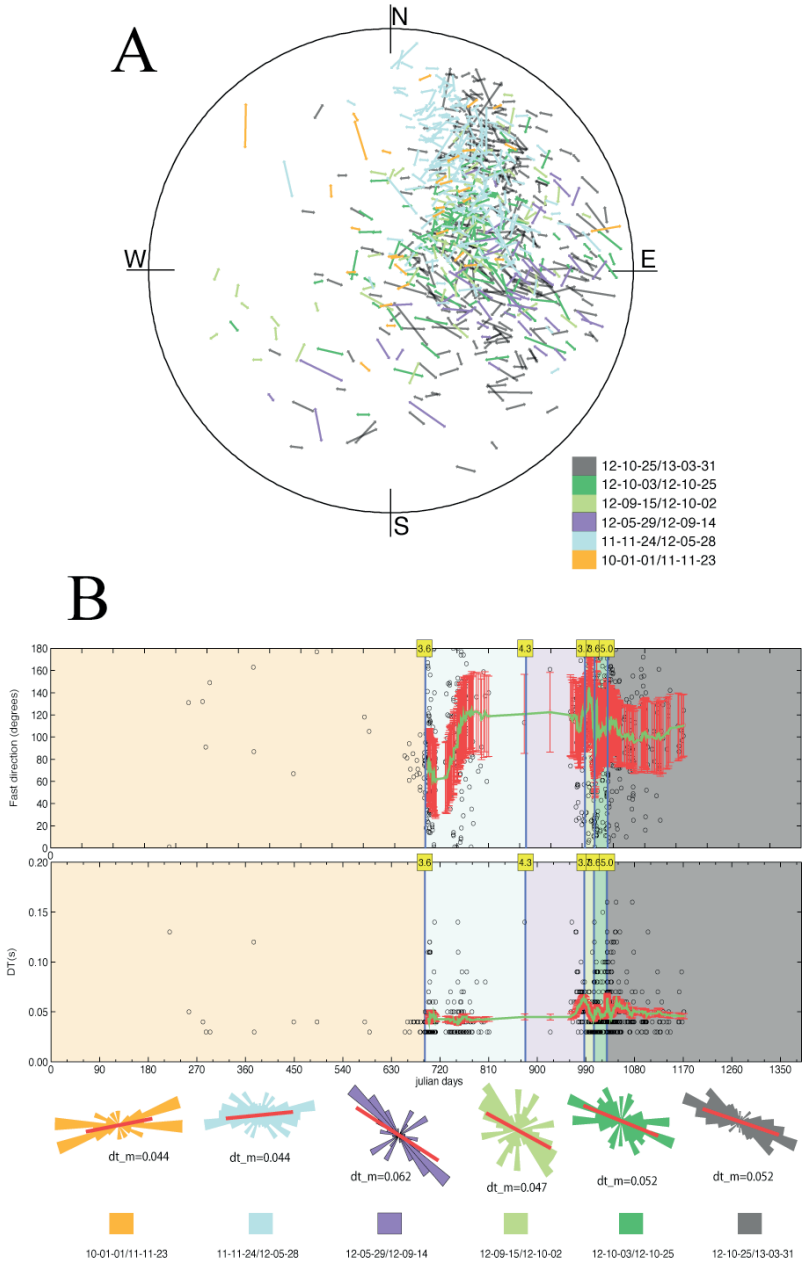


Fig. 2 – A) Stereographic projection of the anisotropic parameters to the station MMN: each segment is oriented along the fast direction and its length is proportional to the delay time. B) Temporal trend of fast directions and delay time at MMN, averaged over time for the period 2010 – 2013.

Results and Discussions. These results have to be considered as only preliminary (also given the limited time available), to be validated and tested, but they open the discussion on the usefulness of the technique on these types of applications.

The WP 1 does not provide any interpretation of the results in terms of anomalies, due to the fact that the peaks falling outside of the measurement errors are few and not easily ascribable to seismic activity time changes (as by comparison of the temporal trends in Fig. 1). It is noteworthy, in fact, that within this project, we applied for the first time the seismic noise cross-correlation analysis on an area affected by earthquake swarms (Pollino); and on a floodplain affected by mild-strong earthquakes in 2012 (Emilia). Both situations are specific and involve several possible interpretations:

Pollino: i) Seismic swarms (low-energy seismicity concentrated in time and space) may not be able to generate variations of the crustal parameters such as to be detectable with this technique which average the results over large volumes of sampled crust: the stations in this area are rather scattered, perhaps it would be more appropriate to analyze this kind of low-energy seismicity through more dense networks of stations. ii) It is intriguing that even a Ml 5 did not generated a significant crustal damaging: in Fig. 1A a velocity decrease begins before the occurrence of the event (indicated by the last red vertical line), and does not seem significantly different from other decreasing trends that can be observed throughout the whole time period. It may be necessary a stronger data manipulation as the use of adaptive filters or other techniques to increase the cross-correlation convergence. The velocity variations may be hidden by possible noise source changes: the geometry of the stations necessarily follows the trend of the geographic region, and the majority of the station pairs are oriented along the

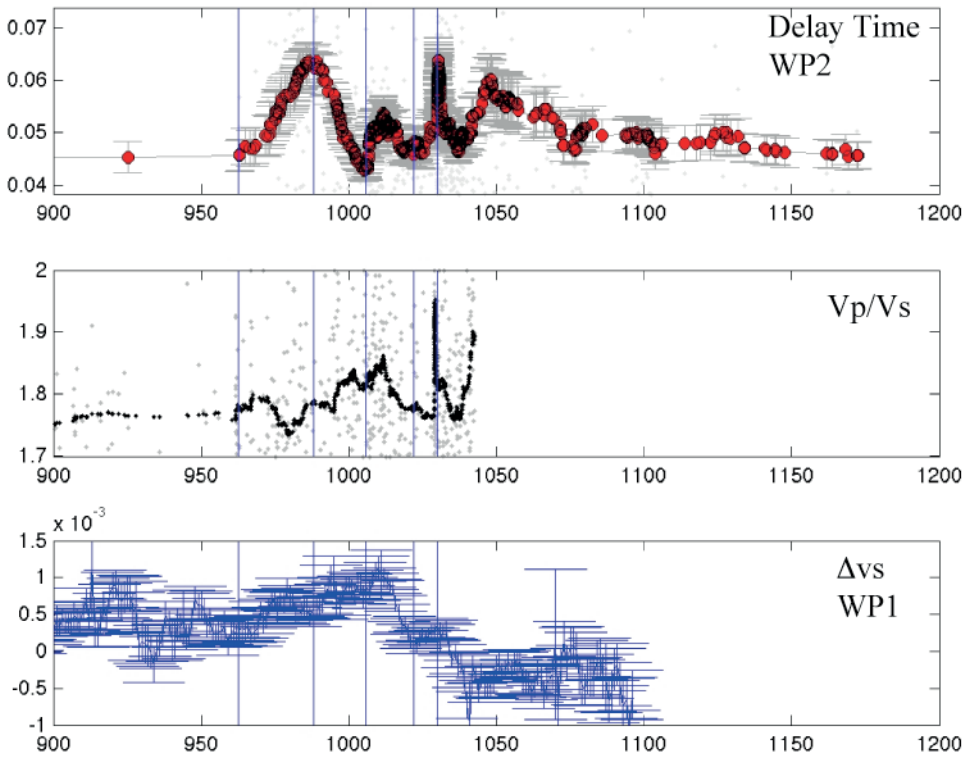


Fig. 3 – Averaged trends, in the period late 2012 to early 2013, of the parameters studied by the two WPs of UR2 in the Pollino area, compared with the trend of Vp/Vs in the same area.

NW-SE axis. This feature does not ensure an adequate azimuthal coverage. The problem may be faced and overcome through a focused analysis on the noise source temporal variations.

Emilia: i) The peculiarity in this case is not due to the seismicity (which is a classic mainshock-aftershock sequence), but to the geographical area: the alluvial Po plain, is characterized by impressive resonance effects due to surface sediments that cause abnormal amplifications under 1 Hz (~ 0.8 Hz and down to 0.2 Hz). This effect interferes and superimposes on the oceanic microseismicity, which usually is taken as seismic noise source in this type of analysis. It is therefore necessary to remove the local amplification from the cross-correlations, for example by using adaptive filters, or by changing the frequency range under consideration. This second option, however, requires a choice of frequencies compatible with the spatial configuration of the seismic stations, as well as a detailed study of the spatial variation of noise sources at different frequencies.

The anisotropic parameters are shown using a stereographic projection (Fig.. 2A): each segment is oriented along the fast direction and its length is proportional to the delay time. We divided dataset into 6 periods: 23/11/2011 M=3.6, 28/05/2012 M=4.3, 14/09/2012 M=3.7, 01/10/2012 M=3.6, 25/10/2012 M=5.0. The center of stereographic projection represents the station MMN while the position of the bar represents the back-azimuth of the event and the distance from the center is a function of the angle of incidence geometry (the outer circle represent 45 degrees).

Temporal trend of fast directions and delay time at MMN, averaged over time for the period 2010 – 2010 is shown in Fig. 2B. The vertical bars and colour changes represent 6 events with magnitude greater than 3.5 (24/11/2011; 28/05/2012 M = 4.3; 19/08/2012 M = 3.7; 14/09/2012 M = 3.7; 01/10/2012 M = 3.6; 25/10/2012 M = 5.0). The gray circles are the individual measurements, the green lines represent averaged values over 50 measurements. We considered all parameters with cc greater than 0.7 and delay time greater than 0.02 s. The averaged trends are obtained using the running average algorithm and an overlap length of SM-1 points. Frequency plots of fast direction for each period are shown in different colours, the red bar is the average for the period. Although time series obtained have interesting fluctuations, these are not easily classified as anomalies or seismic precursors mainly because the magnitude of the strongest earthquake that has affected the area is only M = 5. However they represent one of the longer anisotropic time series ever obtained and therefore it is an important step to identify a proper case-study useful to understand whether this methodology can provide a glimpse in the identification of precursory phenomena of strong earthquakes.

Finally, to have an insight on the meaning of the parameter fluctuations over time we compare the time series of WP1 and WP2 with the trend of Vp/Vs evaluated using the same seismicity in the period range - second half of 2012 - beginning of 2013 (Fig. 3). The seismic event of magnitude 5 is indicated by the last vertical line in the graphs. Analyzing the trends, an important oscillation in both the delay time and the Vp/Vs is visible and it also corresponds to a decrease in Δvs (this decrease had already started before the event). Fluctuations of anisotropic parameters are fairly common in the months before the magnitude 5 earthquake and seems to be correlated with the Vp/Vs trend. The results presented here can help in getting new insights in the identification of precursory phenomena of strong earthquakes; further investigations are needed to better understand their statistical significance and what is the physical phenomenon that produces them.

Acknowledgements. The temporary stations have been installed by the INGV group of the Seismic Mobile Network of Rome and Grottaminarda in collaboration with the University of Calabria and the German Research Centre for Geoscience (GFZ). We thanks Aladino Govoni e Milena Moretti for the P –S arrival times lecture of the dataset of temporary stations and INGV "surfanelpick group" for the event locations.

References

Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N.M., Nadau R.M., Larose E., (2008). Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. Science 321, 1478-1481.

Campillo M., (2006). Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the Green function. Pure Appl. Geophys. 163, 475-502.
Crampin S. and Gao Y.; 2010: Earthquakes can be stress-forecast. Geophys. J. Int., 180, 1124-1127.
Kanamori H., (1977). The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res. 82, 2981-2876.
Lucente F.P., De Gori P.,Margheriti L., Piccinini D., Di Bona M., Chiarabba C. and N. Piana Agostinetti (2010): Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, Geology 10.1130/G31463.1 v. 38 no. 11 p. 1015-1018
Nur, A., 1972. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of tS/tP travel-times, Bull. Seismol. Soc. Am., 62, 1972, pp. 1217-1222
Piccinini, D., Margheriti, L., Chiaraluce, L. & Cocco, M., 2006. Space and time variations of crustal anisotropy during the 1997 Umbria-Marche, central Italy, seismic sequence. Geophys. J. Int.,167, 15, 1482-1490
Scholz, H. C., Lynn R. S., Aggarwal Y. P., 1973. Earthquake Prediction: A Physical Basis. Science 181, 4102, 803-810. DOI:10.1126/science.181.4102.803
Zaccarelli L., Shapiro N.M., Faenza L., Soldati G., Michelini A., (2011). Variations of the crustal elastic properties during the 2009 L'Aquila earthquake inferred from cross-correlations of ambient seismic noise. Geophys. Res. Lett. 38, L24304, doi:10.1029/2011GL049750.

LA RETE GEOCHIMICA TOSCANA PER LO STUDIO DEI PRECURSORI IDROGEOCHIMICI DELL'ATTIVITÀ SISMICA

L. Pierotti[1], G. Facca[2], F. Gherardi[1]
[1]Istituto di Geoscienze e Georisorse CNR, Pisa
[2]Instruments Care, Pisa

Introduzione. Lo studio dei precursori dei terremoti ha catalizzato l'interesse della comunità scientifica sin dagli anni 70 (vedere, tra i primi, Wakita *et al*., 1975; King, 1986, 1989; Thomas, 1988). La messa a punto di metodi e strumenti per il monitoraggio geochimico ha subito un'accelerazione dopo il terremoto di Tashkent, Uzbekistan, nel 1966 in concomitanza del quale è stata registrata per la prima volta una ben documentata anomalia di Radon (Ulomov and Mavashev, 1967). È ormai universalmente riconosciuto dalla maggior parte della comunità scientifica che opera in questo campo della ricerca, che la raccolta di serie temporali di dati affidabili (convalidati utilizzando procedure standardizzate) e con una copertura di tempo prolungata (in modo che i valori di fondo di ciascun parametro siano precisamente definiti) rappresenti un passo essenziale per ottenere risultati tangibili nella previsione dei terremoti. Il protocollo operativo del monitoraggio geochimico prevede la misura di più parametri indipendenti. Si ritiene che l'interpretazione incrociata delle serie di dati relative a questi parametri indipendenti consenta una migliore comprensione dei processi geodinamici che avvengono in profondità nelle fasi preparatorie di un terremoto (Toutain and Baubron, 1999). Poiché le variazioni dei parametri chimico-fisici oggetto del monitoraggio possono manifestarsi anche su intervalli temporali relativamente ristretti, anche nell'ordine di alcune ore, è necessario che il monitoraggio geochimico venga effettuato in modo continuo e dopo opportuna calibrazione del passo temporale di campionamento.

La scelta dei parametri da misurare è generalmente guidata dalla conoscenza attuale dei possibili processi fisici e meccanici che avvengono in profondità nelle fasi che precedono un terremoto, cioè durante la fase di accumulo di energia sismica. Si ritiene che, come conseguenza della variazione di permeabilità del sistema associata all'accumulo di energia sismica (Sholz, 1973), si debbano attendere misurazioni variazioni della concentrazione di He, Ar, Rn, H_2, CO_2, CH_4, H_2S nei gas nel suolo e nelle acque profonde, oppure fenomeni di miscelazione tra acque di diversa origine per la rottura di barriere impermeabili, variazioni di temperatura e/o di salinità. La disponibilità di specifica strumentazione ad alta precisione è un ulteriore fattore che può influire sulla scelta dei parametri oggetto di monitoraggio.

Sulla base di questi criteri generali, e nell'ambito di un protocollo di collaborazione tra il Settore Prevenzione Sismica della Regione Toscana e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa, a partire dal 2002 in Toscana è stata realizzata una rete di stazioni di monitoraggio

automatico continuo per studiare possibili relazioni tra le variazioni di chimismo delle acque e gli eventi sismici. La Legge Regionale n° 58 del 16 ottobre 2009 definisce il quadro normativo con il quale la Regione Toscana disciplina le *"Norme in materia di prevenzione e riduzione del rischio sismico"*. Questa legge sancisce che, insieme alle altre reti di monitoraggio continuo attive nella regione (rete sismica, rete accelerometrica e rete geodetica), la rete geochimica Toscana costituisce lo strumento principale di studio, analisi e ricerca sul rischio sismico.

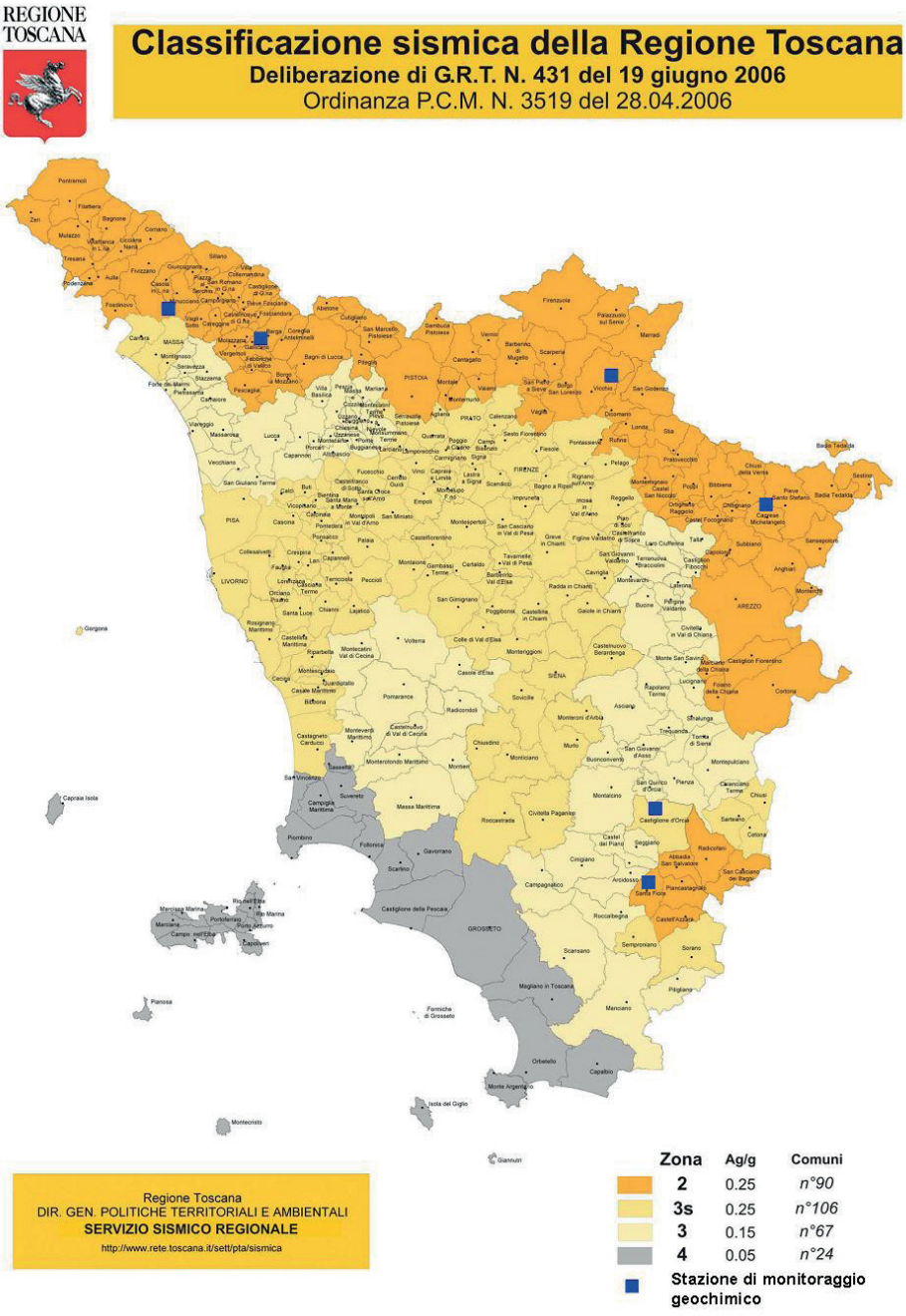


Fig. 1 – Ubicazione delle stazioni di monitoraggio geochimico.

La rete geochimica Toscana. La rete di monitoraggio geochimico della Toscana è attualmente costituita da 6 stazioni operative installate nelle aree a maggior rischio sismico della regione: Lunigiana, Garfagnana, Mugello, Alta Valtiberina e comprensorio dell'Amiata. I siti selezionati sono i seguenti: 1) Equi Terme, nella provincia di Massa (sorgente termominerale che alimenta la piscina di un locale stabilimento termale); 2) Gallicano, nella provincia di Lucca (sorgente termominerale privata); 3) Vicchio, nella provincia di Firenze (sorgente Postignana) 4) Caprese Michelangelo, nella provincia di Arezzo (sorgente Armena); 5) Bagnore, nella provincia di Grosseto (sorgente pubblica); 6) Bagno Vignoni, nella provincia di Siena (pozzo termale, utilizzato per alimentare le piscine di un locale stabilimento termale).

Metodi. Le stazioni di monitoraggio attualmente in uso sono state ideate e realizzate presso l'IGG-CNR di Pisa (Cioni *et al*., 2007). Queste stazioni funzionano con acqua corrente (condizioni di flusso variabile tra 2 e 5 L/min) e sono attrezzate per la misura contemporanea dei seguenti 6 parametri: temperatura, pH, conducibilità elettrica, potenziale redox e concentrazioni di CO_2 e CH_4 disciolti in soluzione acquosa. Per la determinazione di CO_2 e CH_4 è stata appositamente progettata una cella di estrazione dei gas. La cella è munita di un tubo specificamente disegnato per favorire l'estrazione dei gas disciolti, il loro accumulo nello spazio di testa della cella ed il contemporaneo mantenimento di un battente acquoso a livello costante. I gas che si accumulano nello spazio di testa vengono mantenuti in contatto con la soluzione acquosa fino al raggiungimento di una condizione di equilibrio termodinamico con essa. Una pompa permette di prelevare la miscela gassosa dalla cella e di convogliarla all'interno di un circuito chiuso di cui fanno parte gli spettrometri IR dedicati alla misura della concentrazione dei gas.

Le stazioni sono programmate per acquisire un dato al secondo per ogni parametro e per registrare il valore medio, la mediana e la varianza delle misure su intervalli di 5 minuti. L'elevata frequenza di acquisizione dei dati garantisce la possibilità di individuare anche variazioni molto brevi. Nelle stazioni di Gallicano, Equi Terme e Bagno Vignoni le operazioni di acquisizione, memorizzazione e trasmissione dati vengono effettuate mediante un *data logger* commerciale, mentre nelle stazioni di Vicchio, Caprese Michelangelo e Bagnore tali operazioni sono gestite da un *computer embedded*. In queste ultime stazioni i dati vengono trasmessi via modem GSM, dietro interrogazione telefonica. Le stazioni corredate di *data logger* sono invece programmate per inviare automaticamente e con cadenza giornaliera i dati – tramite router GPRS – ad un server che si trova presso il CNR di Pisa.

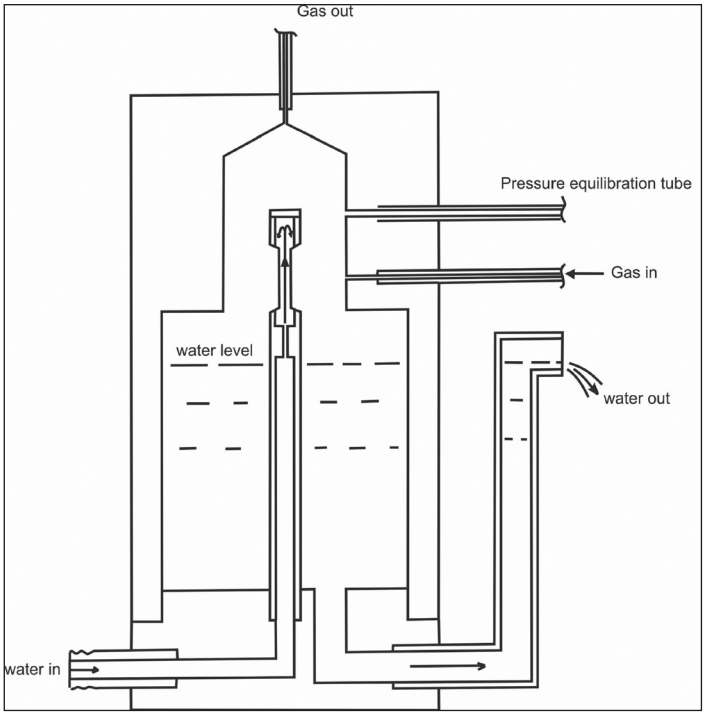


Fig. 2 – Cella di estrazione dei gas (da Cioni *et al*., 2007).

La validazione dei dati registrati in continuo viene effettuata attraverso procedure manuali di calibrazione, generalmente eseguite con frequenza mensile, e/o in concomitanza di variazioni anomale dei segnali. I parametri chimico-fisici (T, pH, CE) vengono misurati con strumentazione portatile di alta precisione, mentre la CO_2 viene calibrata con standard a concentrazione nota. Durante le operazioni di calibrazione vengono raccolte aliquote di acqua per l'analisi *in situ* dei bicarbonati ed in laboratorio dei costituenti principali (Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4, SiO_2, F, B).

Determinazioni isotopiche di $\delta^{18}O$, δD, $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$, TU vengono effettuate saltuariamente per avere informazioni aggiuntive sui tempi di residenza delle acque all'interno nell'acquifero, sulle aree di alimentazione dei circuiti profondi, oppure sull'origine dei solfati e della CO_2 disciolta nelle acque. I dati ottenuti attraverso il monitoraggio discreto (parametri chimico-fisici e costituenti maggiori e minori delle acque) sono elaborati con programmi di speciazione con la finalità di verificare per via numerica i valori di CO_2 disciolta misurati dalla stazione.

I dati chimici ed isotopici che si ottengono dal monitoraggio discreto non vengono utilizzati unicamente per effettuare una validazione dei dati prodotti dal monitoraggio continuo, ma anche per cercare di definire nel modo più accurato possibile la naturale variabilità dei sistemi idrici monitorati. L'accurata caratterizzazione del fondo naturale e delle sue variazioni temporali è infatti una condizione imprescindibile per poter identificare anomalie di segnale eventualmente riconducibili ai processi preparatori di un evento sismico.

I principali risultati ottenuti durante più di dieci anni di monitoraggio geochimico continuo in Toscana sono i seguenti:

1. è stato verificato che le stazioni di monitoraggio messe a punto presso CNR-IGG-Pisa hanno le caratteristiche tecniche per rilevare anche minime variazioni temporali dei parametri chimico-fisici e dei gas disciolti nelle acque naturali;
2. in tutti i siti di monitoraggio è stato riscontrato un buon accordo analitico tra i valori acquisiti automaticamente in continuo e quelli misurati manualmente in occasione delle operazioni periodiche di taratura;
3. per tutti i siti di monitoraggio sono state acquisite serie temporali sufficientemente lunghe (Equi Terme = 961258 dati; Gallicano = 908164 dati; Vicchio = 205315 dati; Caprese Michelangelo = 119768 dati; Bagno Vignoni = 819259 dati; Bagnore = 886201 dati) da permettere una accurata definizione dei valori di fondo naturale di ciascuno dei parametri analizzati;
4. l'integrazione dei dati acquisiti attraverso il monitoraggio continuo con quelli acquisiti attraverso il monitoraggio discreto ha portato ad una approfondita conoscenza dei meccanismi di circolazione sotterranea nei vari sistemi monitorati (e.g. Pierotti *et al.*, 2013b), e quindi all'elaborazione di modelli idrogeologici aggiornati (e.g. Pierotti *et al.*, 2013a);
5. l'integrazione di dati idrogeochimici con informazioni di carattere idrogeologico-idrostrutturale si è rivelata indispensabile per poter caratterizzare i meccanismi naturali che controllano la circolazione sotterranea delle acque e per poter distinguere con ragionevole certezza quelle che possono essere a tutti gli effetti definite come "anomalie di segnale".

Bibliografia

Cioni R., Guidi M., Pierotti L., and Scozzari A.; 2007: An automatic monitoring network installed in Tuscany (Italy) for studying possible geochemical precursory phenomena. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7, 405–416.

King C.Y.;1986: Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview. Journal of Geophysical Research, Vol.91, No.B12, 12269-12281.

King C.Y.; 1989: Gas geochemical approaches to earthquake prediction. In: Radon Monitoring in Radioprotection, Environmental Radio-Activity and Earth Sciences. ICTP, Trieste, 244-277.

Pierotti L., Botti F., Bracaloni S., Burresi I., Cattaneo M., Gherardi F.; 2013a: Hydrogeochemistry of Magra Valley (Italy) aquifers: geochemical background of an area investigated for seismic precursors, Water Rock Interaction [WRI 14] Procedia Earth and Planetary Science 7, 697 – 700

Pierotti L, G. Cortecci, G. Facca, F. Gherardi; 2013b: Anomalous CO2 contents in a shallow aquifer of the Mt.Amiata geothermal area, Italy. Goldschmidt 2013 Conference Abstracts, 1969

Scholz C.H., Sykes L.R. and Aggarwal Y.P.; 1973: Earthquake prediction: a physical basis. Science, 181, 803-810.
Thomas D.; 1988: Geochemical precursors to seismic activity, Pure Appl. Geophys., 126, 241-265.
Toutain J.P. and Baubron J.C.; 1999: Gas geochemistry and seismotectonics: a review. Tectonophysics, 304, 1-27.
Wakita H.;1975: Water wells as possible indicators of tectonic strain. Science 189, 553-555.
Ulomov V.I., and Mavashev; 1967: Forerunners of the Taskent earthquake. Izvestia Akadamiyi Nauk Uzbeckistan SSR, 188-200.

SEISMIC AMPLIFICATION MAP FOR SOME AREAS IN THE NORTHERN ITALY

A. Rebez[1], G. Di Capua[2], M. Santulin[1], A. Tamaro[3]
[1] OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[2] INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy
[3] PhD student of Udine University at OGS, Trieste, Italy

Foreword. In this report, we illustrate soil hazard evaluations in the test area Lombardia, Emilia-Romagna, Veneto, Friuli Venezia Giulia regions developed in the frame of DPC-INGV-S2 Project "Constraining observations into Seismic Hazard.

The work in the Task 4 "Site-specific hazard assessment in priority areas" were developed using geological data at national scale 1:100,000 a more dense hazard parameters grid (0.02°) was developed to better fit with this more detailed scale. In the second part of this report, the comparison between site-specific seismic hazard for two smaller test zones (Modena and Udine), obtained from geological data at national scale (1:100,000) and from more detailed geological maps (1:50,000), are presented.

Seismic amplification map (Lombardia, Emilia-Romagna, Veneto, Friuli Venezia Giulia regions), based on regional geological data. In the present study the lithological amplification factors (AFs) and geological data at a national scale (1:100,000), provided by INGV-ISPRA Fig. 1a - Di Capua *et al*., 2011) has been used. We considered necessary to process the data using a more dense grid of 0.02° step because for the study area (Northern Italy: Lombardia, Emilia-Romagna, Veneto, Friuli Venezia Giulia regions) only a 0.05° step data grid (Fig. 1b) was available (a_g, F_0, T_c* for 30, 50, 72, 101, 140, 201, 475, 975 and 2475-year return periods, Tab. 1) from the official database of the NTC 2008 (yellow symbols in Fig. 1b). For our purposes we discretized the cited hazard parameters to a 0.02° grid.

Tab. 1 – Spectral parametres NTC 2008.

			T_R=30			T_R=50			T_R=72			T_R=101			T_R=140			T_R=201			T_R=475			T_R=975			T_R=2475		
ID	LON	LAT	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*	a_g	F_o	T_C^*
13111	6.5448	45.134	0.263	2.50	0.18	0.340	2.51	0.21	0.394	2.55	0.22	0.469	2.49	0.24	0.545	2.50	0.24	0.640	2.49	0.25	0.943	2.44	0.27	1.267	2.42	0.27	1.767	2.43	0.29
13333	6.5506	45.085	0.264	2.49	0.18	0.341	2.51	0.21	0.395	2.55	0.22	0.469	2.49	0.24	0.543	2.50	0.24	0.636	2.50	0.25	0.935	2.44	0.27	1.254	2.42	0.28	1.751	2.44	0.29
13555	6.5564	45.035	0.264	2.50	0.18	0.340	2.51	0.20	0.393	2.55	0.22	0.466	2.50	0.24	0.540	2.51	0.24	0.630	2.51	0.25	0.923	2.45	0.27	1.237	2.43	0.28	1.729	2.44	0.29
13777	6.5621	44.985	0.263	2.50	0.18	0.338	2.52	0.20	0.391	2.55	0.22	0.462	2.51	0.24	0.535	2.51	0.24	0.621	2.52	0.25	0.909	2.46	0.27	1.217	2.44	0.28	1.703	2.44	0.29
12890	6.6096	45.188	0.284	2.46	0.19	0.364	2.51	0.21	0.431	2.50	0.22	0.509	2.48	0.24	0.585	2.50	0.24	0.695	2.47	0.25	1.006	2.44	0.27	1.338	2.43	0.27	1.844	2.44	0.29
13112	6.6153	45.139	0.286	2.46	0.19	0.366	2.51	0.21	0.433	2.50	0.22	0.511	2.48	0.24	0.586	2.50	0.25	0.695	2.47	0.25	1.005	2.45	0.27	1.336	2.43	0.27	1.841	2.44	0.29
13334	6.621	45.089	0.288	2.46	0.19	0.367	2.51	0.21	0.434	2.50	0.22	0.511	2.49	0.24	0.586	2.51	0.25	0.694	2.48	0.25	1.001	2.45	0.27	1.332	2.43	0.27	1.835	2.44	0.29
13556	6.6268	45.039	0.288	2.46	0.19	0.367	2.51	0.21	0.433	2.51	0.22	0.510	2.49	0.24	0.584	2.51	0.25	0.691	2.48	0.25	0.996	2.45	0.27	1.325	2.44	0.28	1.828	2.44	0.29
13778	6.6325	44.989	0.288	2.46	0.19	0.366	2.52	0.21	0.430	2.51	0.22	0.507	2.50	0.24	0.580	2.51	0.25	0.686	2.49	0.25	0.989	2.45	0.27	1.318	2.44	0.28	1.819	2.44	0.29
14000	6.6383	44.939	0.286	2.47	0.19	0.363	2.52	0.21	0.426	2.52	0.22	0.502	2.50	0.24	0.576	2.52	0.24	0.679	2.49	0.25	0.981	2.45	0.27	1.307	2.44	0.28	1.807	2.44	0.29
14222	6.6439	44.889	0.284	2.47	0.19	0.360	2.53	0.21	0.421	2.53	0.22	0.497	2.50	0.24	0.570	2.52	0.24	0.671	2.50	0.25	0.970	2.45	0.27	1.294	2.44	0.28	1.792	2.44	0.29
12891	6.6803	45.192	0.306	2.43	0.20	0.389	2.50	0.21	0.467	2.47	0.23	0.544	2.49	0.23	0.625	2.50	0.25	0.736	2.47	0.26	1.049	2.46	0.27	1.374	2.46	0.28	1.875	2.46	0.29
10228	6.6826	45.794	0.283	2.42	0.20	0.364	2.46	0.22	0.430	2.46	0.24	0.505	2.44	0.25	0.577	2.48	0.26	0.679	2.48	0.26	0.992	2.43	0.27	1.335	2.38	0.28	1.924	2.30	0.30

An example of the area interpolation of F_0 data (parameter used to compute the S_s – stratigraphic amplification factor, see Tab. 2). It was then performed a resampling the F_0 data on the 0.02° grid. The same resampling procedure has been applied to a_g values.

Tab. 2 – Stratigraphic amplification (NTC 2008).

Soil type	S_s
A	1.00
B	$1.00 \leq 1.40\text{-}0.40\ F_o\ a_g / g \leq 1.20$
C	$1.00 \leq 1.70\text{-}0.60\ F_o\ a_g / g \leq 1.50$
D	$0.90 \leq 2.40\text{-}1.50\ F_o\ a_g / g \leq 1.80$
E	$1.00 \leq 2.00\text{-}1.10\ F_o\ a_g / g \leq 1.60$

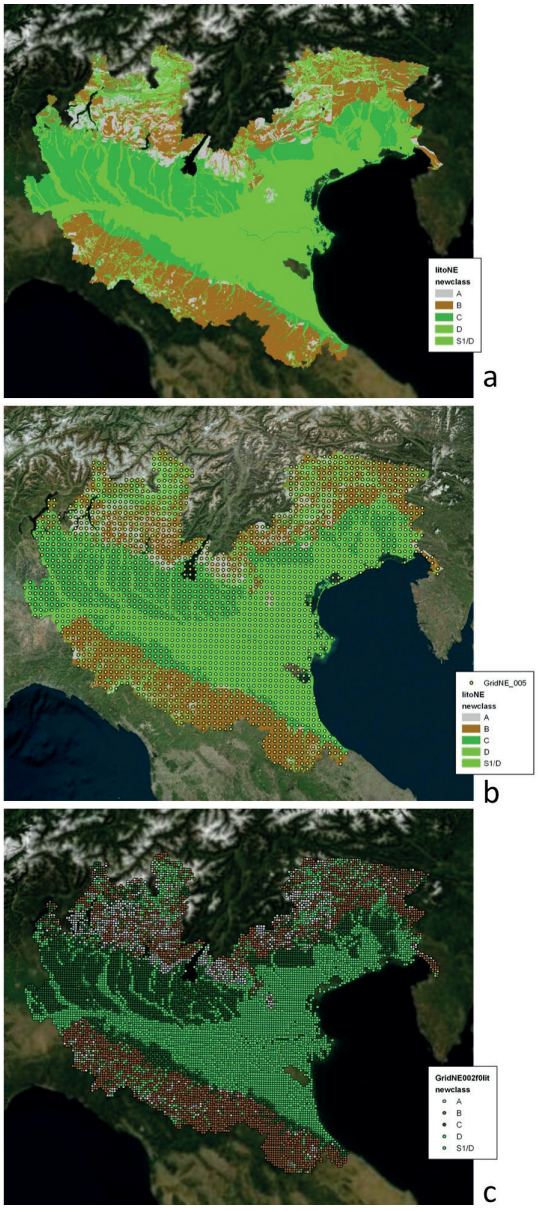


Fig. 1a shows the map of the lithological classification derived from the geological/lithological map (INGV-ISPRA original data at a 1:100,000 scale, Di Capua *et al.* 2011). If we apply a discretization of map of with a 0.05° grid the outcome is clearly unsatisfactory because the geological map is more detailed (Fig. 1b). For this reason we decided to apply the discretization with 0.02 grid following the site classification (NTC 2008; Fig. 1c). The geological discretization of Fig. 1c is used to amplify the ag and F0 parameters (475 year return period), for the same 0.02° grid and we obtained the map in Fig. 2a.

The next step was to compare our results with those obtained applying other Code litho-stratigraphic AFs to the same grid. Fig. 2b and Fig. 2c show respectively the differences between site-specific PGA from NTC 2008 AFs (and PGA site-specifc from OPCM 3274/2003 AFs OPCM 3274/2003 AFs (Fig 2b) and the EC8 (2003) AFs (Fig. 2c).

The two maps in Figs. 2b and 2c are very similar and both indicate clearly higher values (red and orange) in the Plain area of Emilia Romagna for the NTC 2008 AFs map (Fig. 2a). Comparing the two maps it is also visible a tendency of higher values (orange) in the map of Fig. 2c along the piedmont strip in Veneto and Friuli indicating higher values of the NTC 2008 AFs map compared to EC08 (2003) AFs map.

Fig. 1 – a) geological/lithological map original data (1:100.000, source INGV-ISPRA - Di Capua *et al.*, 2011); b) grid 0.05° step overlaying the geological map of Fig. 1a; c) discretized geological/lithological map on the 0.02° grid.

Tab. 3 – Table of classification of soils and litho-stratigraphic AFs.

NEHRP Class	NEHRP V30 (m/s)	NEHRP AFs	Italian and EC8 Class	Italian and EC8 V30 (m/s)	EC8 AFs	OPCM3274/03 AFs	NTC08 AFs
A - Hard rock	>1500	0.8					1
B - Rock	760-1500	1.0	A - Rock	>800	1	1	1≤Ss≤1.2
C - Very dense soil and soft rock	360-760	1.2	B - Stiff	800-360	1.2	1.25	1≤Ss≤1.5
D - Stiff soil	180-360	1.5	C - Soft	360-180	1.15	1.25	0.9≤Ss≤1.8
E - Soft soil	<180	2.1	Very soft	<180	1.35	1.35	1≤ Ss≤1.6

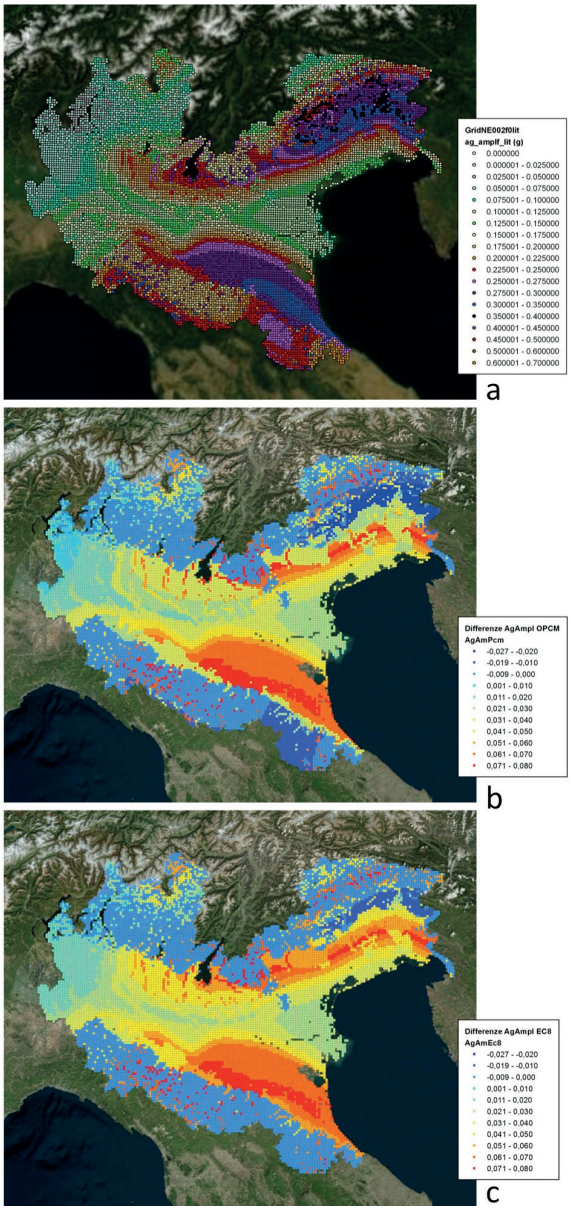


Fig. 2 – a) soil seismic hazard map of the study area representing the PGA with a 475-year return period computed by considering lithological NTC 2008 AFs; b) differences between site-specific PGA from NTC 2008 AFs (and PGA site-specifc from OPCM 3274/2003 AFs. c) differences between site-specific PGA from NTC 2008 AFs and PGA site-specifc from EC08 (2003) AFs. Red/orange values indicate higher values of the NTC 2008 AFs map.

Site classification maps for two test areas based on geological map at 1:50,000 scale. The next step has been the analysis of actual usability of the data contained in the evaluations of site specific hazard presented in the previous pages, crossed with more detailed geological data. In particular, we started from the map of and analyzed two geological sheets from CARG project, both of them at 1:50,000 scale: "Modena" (ISPRA 2009) and "Udine" (APAT 2008). In Figs. 3a and 3d the a_g values are amplified considering stratigraphic NTC 2008 AFs for, respectively, the Modena and Udine areas with the site classification based on geological data from the INGV-ISPRA (1:100.000; Di Capua *et al.*, 2011) national dataset .

For the same areas, the a_g are amplified considering stratigraphic NTC 2008 AFs on the basis of the CARG cartography "Modena" and "Udine" (1:50,000, Fig. 3b and Fig. 3e, respectively). In the case of Modena test area the PGA variation using a more detailed geological information is visible but not so strong In the case of Udine test site the differences in site-specific PGAs are higher and noticeable. The CARG sheet Udine changes radically the geological interpretation with respect to the INGV-ISPRA 1:100,000 data geological map, consequently a large part of site-specific PGA values changes radically, not only for the best map resolution.

Comments. The maps here presented and developed in the frame of the S2 project showed two main results:

- A map of site-specific hazard for a wide portion of Northern Italy, obtained from the site classification of the examined data extracted from geological/lithological maps at 1:100,000 scale.
- Two maps of site-specific hazard, respectively for the test areas of Modena and Udine, obtained by a site classification based on geological/lithological data at 1:50,000 scale, derived from maps produced by the CARG Project (APAT, 2008; ISPRA, 2009).

This type of processing cannot be a substitution of local specific seismic hazard analysis or of seismic microzonation, because both require more detailed and specific studies for the sites examined (e.g. 1:10,000 geological map, at least). It may be useful to compare the range of values of expected lithological amplified PGA in a certain area, on the basis of knowledge

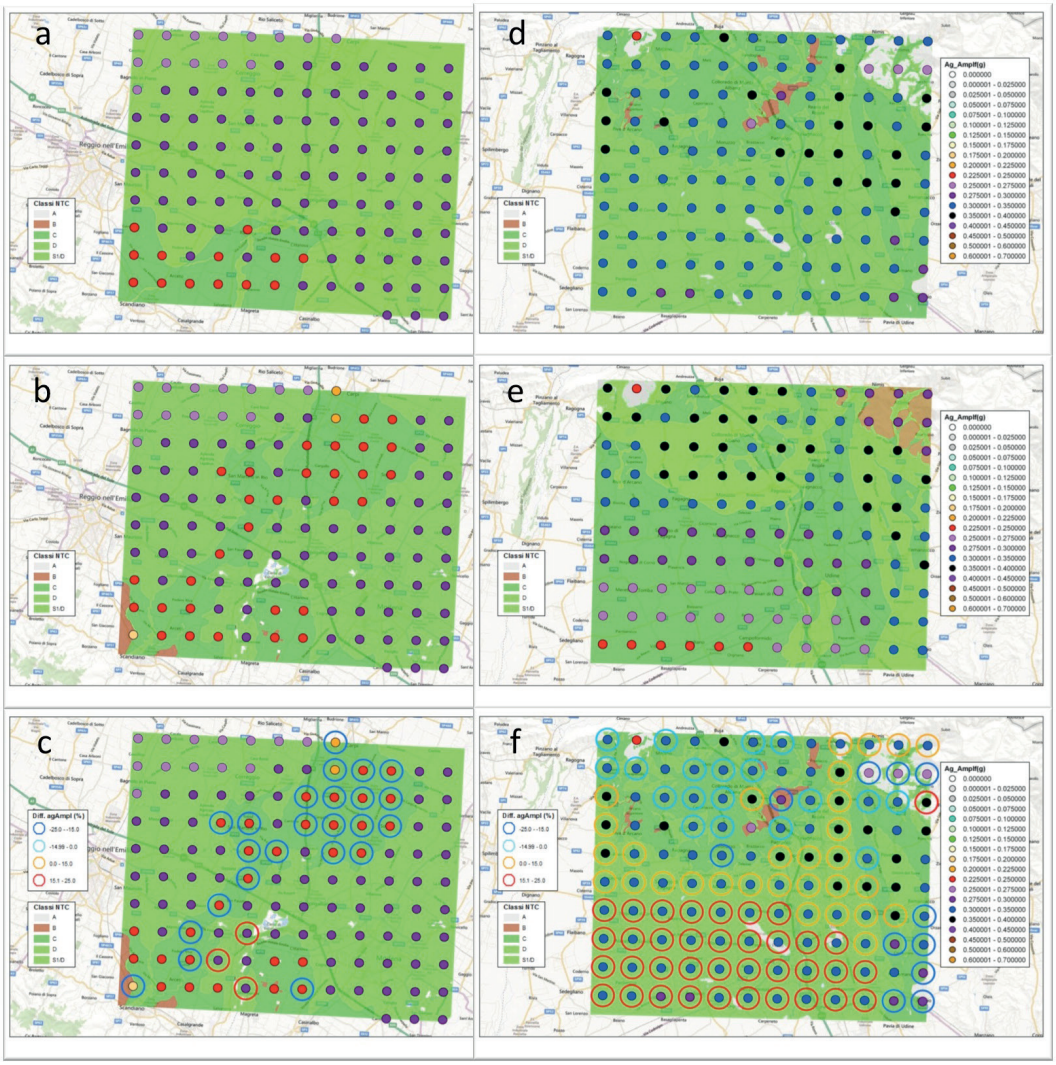


Fig. 3 – a) Modena area: site specific hazard map with PGA values with a 475-years return period computed by considering NTC 2008 AFs based on lithological classification of Italy by INGV-ISPRA (Di Capua *et al.*, 2011) at 1:100,000 scale (as described in Fig. 2a); b) Modena area: site specific hazard map with PGA values with a 475-years return period computed by considering NTC 2008 AFs based on site classification at 1:50,000 scale by INGV-ISPRA (see Deliverable D2.1), derived by geological data by ISPRA (2009). c) Modena area: coloured circles indicate the percentage variations of amplified PGA values for the nodes in the two maps of and Fig. 3b. d) Udine area: site specific hazard map with PGA values with a 475-years return period computed by considering NTC 2008 AFs based on site classification of Italy by INGV-ISPRA (Di Capua *et al.*, 2011) at 1:100,000 scale (as described in . e) Udine area: site specific hazard map with PGA values with a 475-years return period computed by considering NTC 2008 AFs based on lithological site classification at 1:50,000 scale by INGV-ISPRA derived by geological data by APAT (2008). f) Udine area: coloured circles indicate the percentage variations of amplified PGA values for the nodes in the two maps in Fig. 3d and Fig. 3f.

of the average lithological characteristics, with the reference PGA values of the national maps, computed for rock. This can certainly be helpful in the preliminary phase of seismic risk analysis at regional scale or for programming any in-depth or local study.

The comparison made between the data processing geological scale 1:100,000 with those in 1:50,000 scale, reinforces the idea of extending to other areas the use of CARG Project cartography to produce site-specific hazard analyses, due to the greater detail of information in the database resulting from geological mapping at 1:50,000 scale.

Acknowledgements. The research was carried out in the framework of the activities of the seismological projects S3 (2012-2013) financed by the Italian Department of Civil Protection and the National Institute of Geophysics and Volcanology.

References

APAT; 2008: Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici, Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 066 "Udine". http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/index.html.

Di Capua G., Peppoloni S., Amanti M., Cipolloni C., Conte G., Avola D., Del Buono A., Borgomeo E., Negri Arnoldi C., Scrivieri S.; 2011: Il Progetto SEE-GeoForm: uno strumento per la consultazione di dati geologici e di pericolosità sismica riferiti all'intero territorio nazionale. ANIDIS 2011 - XIV Convegno nazionale "L'Ingegneria sismica in Italia". Bari, 18-22 Settembre 2011.

Deliverable D2.1; 2013: Lithoseismic maps at 1:50,000 scale for priorities areas: test on 066 and 201 CARG sheets. Seismological Project S2.

EC8; 2003: Eurocode8: Design of Structures for Earthquake Resistance, Part1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings, December 2003, CEN Central Secretariat, Brussels, ENV 1998-1-1.

ISPRA; 2009: - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Servizio Geologico d'Italia. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 201 "Modena". http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/index.html.

NTC; 2008: Norme Tecniche per le Costruzioni, DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

OPCM 3274; 2003: Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione del territorio nazionale e di normative tecniche, Gazzetta Ufficiale n. 105 dell'08 maggio 2003.

OPCM 3519; 2006: Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone, Gazzetta Ufficiale n. 108 dell'11 maggio 2006.

Slejko D., Rebez A. and Santulin M.; 2008: Seismic hazard estimates for the Vittorio Veneto broader area (N.E. Italy) Boll. Geof. Teor. Appl., 49, 329-356.

Slejko D., Carulli G.B., Riuscetti M., Cucchi F., Grimaz S., Rebez A., Accaio A., Affatato. A, Biolchi S., Nieto D., Puntel E., Sanò T., Santulin M., Tinivella U., and Zini L.; 2011:. Soil characterization and seismic hazard maps for the Friuli Venezia Giulia region (NE Italy). Boll. Geof. Teor. Appl., 52, 59-104.

Working Group MPS; 2004:. Redazione della mappa di pericolosità sismica pevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003, Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp., plus 5 appendixes (in Italian), available at http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto_conclusivo.pdf (last accessed June 2013).

RADON AS SEISMIC PRECURSOR IN THE FRAMEWORK OF THE S3 PROJECT

A. Riggio[1], M. Santulin[1], A. Tamaro[2]

[1]Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS), Trieste

[2] PhD student of Udine University at OGS, Trieste, Italy

Introduction. Natural disasters either on a global scale or on a local region, with a great influence on both national economy and social development as well, have become conspicuous problems.

The precursors and prediction words, inevitably, bring the mind to distant times, when people tried to relate various previous observable phenomena to an earthquake. In particular, since the life was preponderantly in the countryside, the observations were about everything

related to water and land: for example, changes of the water level in wells, different springs flow, burning and cracking of the land. Today, living in towns, it may be difficult to daily catch these "observable" phenomena; however, they may be quantized, and also other parameters, which cannot be detected without instruments, are monitored. (Riggio and Santulin, 2012).

All kinds of seismic precursors are a unified reaction of the earthquake preparation process, although the observed physical quantity of precursor is different from each other. The process of occurrence and preparation of large earthquake influences the characteristic of the anomaly, including the trend anomalies observed that last one year or several years in the phase of long-medium term before a large earthquake occurs, and the abrupt anomalis observed in the short term and impending phase. (Zhang *et al*., 1996). In some works of Chinese researchers of the 90' is already reported the influence of the type of mechanism of the earthquake on the characteristics of the anomaly.

Between the various precursors observed, a group is constituted by variations of the physical-chemical characteristics of the fluids circulating in the Earth's crust.

Changes in the fluids chemical composition, which occur as transient phenomena, can indeed provide information about the status of crustal deformation. The relationship between the tectonic structures, the crustal deformation and physic-chemical characteristics of the circulating fluid is in many cases supported by studies and measures that allow correlations between causes and variations of these parameter.

This paper describes the activities carried out in the framework of the project DPC – INGV: Short term earthquake forecasting - Research Unit 1 (U.R.1): Monitoring of deep seated underground fluids.

The U.R.1 had the task of studying the state of the art of observable parameters related to underground fluids taking into account their history and the studies done over the years.

Inside the U.R.1, a separate chapter was created for the "Radon" as it is one of the most monitored parameters with different methods and with different types of instruments.

Activities performed. The first task was to make a detailed and well-documented analysis of the existing literature on the subject. The material available was very consistent since the radon was identified as a possible earthquake precursor back in the 1920s.

The aim of this collection was also to establish in which cases of failed predictions, the observed radon had been considered. In fact, for disastrous earthquakes of the past, an evaluation of the individual observable was not made, but only a general "Forecast" evaluation, made according to numerous parameters. The aim of the study was to gather all the information concerning the role of radon in the "earthquake prediction", distinguishing between the various acquisition methods.

The Kobe earthquake that is considered as a "Forecast Failure" was actually preceded by radon anomalies in the water, but since it was not accompanied by an activity of foreshocks, the signal was not taken into account. The Haicheng earthquake in China was the real earthquake predicted because all protocols were satisfied (abnormal fluid and foreschoks).

Instead, the Tangshan earthquake, which occurred in China a year and half after that of Haicheng is reported as a failure of the "prediction". In fact, even if variations in the content of radon in the water of 27 wells, distant as 300 km, were recorded before and after the earthquake, the absence of foreshocks did not allow to combine all the parameters required to issue an evacuation order (Santulin and Riggio, 2013).

The review was concluded with the identification of all the scientific and amatorial institutions on the national territory that hold possible time series related to radon measurements in soil, in water and in air, and other additional parameters (chemical ones, for water and weather). The second product of the project was a database with all the existing data received, after that an official letter of request was send to insert the same data in the database. The statistical data related to the requests made, the data received and their spatial distribution are shown in Tab. 1 and Fig.1.

Tab. 1 – List of the contacted institutions, of the received data and of the type of data: radon in soil, in water and in the air, numerical data or bibliographical data.

Institution	Reply	Received Data	Type of Data	Period
INOGS Trieste	yes	yes	Rn in water and in soil (continuous)	1998 - 2013
INGV RoccadiPapa	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2005 - 2009
INGV Catania	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2005 - 2009
INFN Catania	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2001 - 2006
FOND. Prato Ricer.-CAIPrato	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2007 - 2012
UNIV. Trieste	yes	yes	Rn in soil (continuous)	1994 - 1998
Provincia Ragusa	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2003 - 2012
Oss.Geof.Novara A.	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2010 - 2013
Università Roma 3	yes	no	Rn and U in water (continuous)	1994 - 2013
Univ. Roma 3 Fis. e Geolog.	yes	no	Rn in water	1980
ISPRA Roma (ANPA)	yes	Bibl.refer.	Rn indoor, in water and in soil (punctual)	2000
Politecnico di Bari	no	no		
INGV Roma	yes	no	Rn in water (continuous)	200-2006 - 2013
Univ. L'Aquila	no			
Univ. Perugia	no			
Uni. Milano	yes	no	not existing	
Casa De Liso -Torino A.	yes	yes	Rn in soil (continuous)	2012
ARPA Abruzzo	no			
ARPA Basilicata	no			
ARPA Belluno	yes	yes	Rn in water (sampled)	2012 - 2013
ARPA Bolzano	no			
ARPA Calabria	yes	Text Publ.	Rn in water	2011 - 2012
ARPA Campania	no			
ARPA Emilia Romagna	yes	yes	Rn in water (continuous and sampled), Rn indoor	1990-2002, 2007
ARPA FVG	no			
ARPA IVREA	yes	no		
ARPA Val D'Aosta	no	no		
ARPA Lazio	yes	Bibl.refer.		
ARPA Liguria	yes	no	Rn indoor, Rn in soil into the cave	
ARPA Lombardia	yes	Bibl.refer.		
ARPA Marche	no			
ARPA Molise	no			
ARPA Padova	yes	yes	Rn in thermal water (sampled), georeferenced	1957 - 2007
ARPA Puglia	yes	yes	Rn indoor, georeferenced	1990
ARPA Sardegna	no			
ARPA Sicilia	no			
ARPA Trento	yes	yes	Rn in water (sampled), Rn indoor	1981 - 2006, 1995 - 2006
ARPA Umbria	yes	Text Publ.	Rn in water (sampled), Rn indoor	2000- 2001, 1990 - 1991
ARPA Valle D'Aosta	no			
ARPA Veneto	yes	yes	Rn indoor	1989 - 2007
ARPA Venezia	yes	Text Publ.	Rn in water	1989 - 1991

Tab. 1 describes the type of data received: radon in soil, in water or in the air, and if it is a numerical data or only a bibliographical data.

Every ARPA of the national territory were contacted even if their data acquired are mainly constituted by indoor radon measurements. In some cases, single institution was related to data from several sites.

The institutions contacted were 41, only 27 responded, and of these, 15 sent numerical data, 6 sent references, and the remainder said they did not have useful data for the purposes of the project, or not to be available to their inclusion in the database

Following the directives, given by the Information Technology Group, the Metadata Form has been compiled and according to this, all data received have been reformatted.

A georeferenced database was built and, so far, consists of 3961 sites and more than one million records of radon data. Fig. 2 shows the structure of the database.

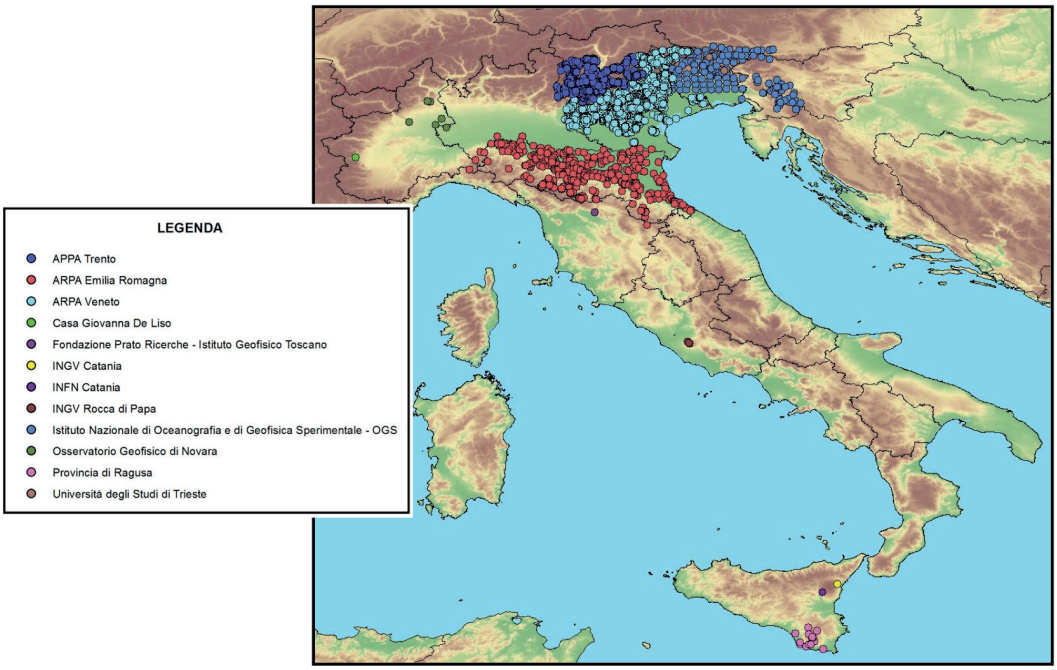


Fig. 1 – Map of the spatial distribution of sites with radon measurements.

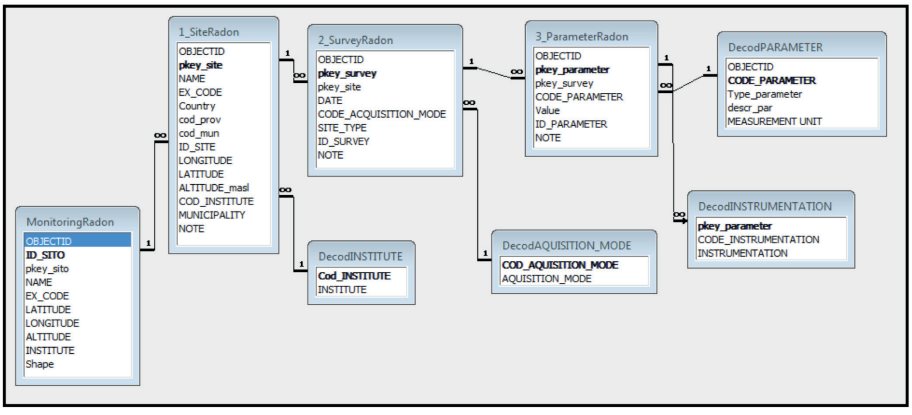


Fig. 2 – Block Diagram of the geodatabase.

Analysis of the data. The third product of this project is the identification of the Real Anomalies and the definition of Theoretical Anomalies type.

The longer time series were analyzed with the aim of identifying anomalies a posteriori. Real Anomaly means the Anomaly, characterized by amplitude, duration, and precursor time with respect to the earthquake associated. We will call "Theoretical Anomaly" that obtained for a hypothetical earthquake of a given magnitude and epicenter at a given distance from the monitored site. This is the deliverable required for an objective evaluation of the anomalies themselves.

The data can be grouped into two main categories:

1. measurements of radon in soil and in water (continuous and sampled)
2. measurements of indoor radon

Unfortunately, the second task of the project took a long time living only a little time to the last phase, which is the most challenging in terms of interpretation and conclusion. Comparing the tight time to the amount of data, priority was given to the analysis of those relating to measures of radon in continuous and, among these, those consisting of longer time series and with overlapping periods between them.

Tab. 2 – Real Anomalies.

Anomaly Data	Duration	Amplitude	Real Magnitude > 3,0	Precursor Time	Distance	Comments
14-11-2002/ 18-11-2002	5 dd	78,43%	3,3 + (3,3+3,7)	4 months	< 20	Since January 2003, data have several breaks
30-06-2003/ 10-07-2003	10 dd	42,94%	3,7	61 dd	< 30	
24-12-2003/02-07-2004	6 months +8dd	755,50%	5,1 + 5,1	6,5 months +10dd / 11 months	< 250	
24-08-2004/25-08-2004	1 d	25,90%	3,3 + 3,8	5 dd	< 30	
04-02-2005/04-03-2005	1 months	195%	3,3	1 month + 19dd	< 40	
2-07-2005/13-07-2005	11 dd	64,72%	3,4	5 months + 10dd	< 35	
11-08-2006/ 31-03-2009	2 year + 7 months	328,39%	5,9	2 years + 7months + 26 dd	< 500	Anomaly long period
17-02-2007/18-02-2007	2 dd	201,46%	3,9 + 3,7	9 dd	< 50	Anomaly within that long period
16-02-2008/ 18-02-2008	3 dd	129,03%	3,7	13 dd	< 25	Anomaly within that long period
15-07-2008/ 17-07-2008	2 dd	167%	5,5	5 months+8 dd	< 350	Anomaly within that long period
11-03-2011/18-03-2011	7 dd	299%	3,1 + 5,0	4 months+ 6 dd	< 350	recalculated
7-09-2011/ 07-09-2011	1 dd	182%	4,4	1 month+22 dd	< 350	
15-05-2012/16-05-2012	2 dd	167,55%	5,9	5 dd	< 250	missing data before 15 May
14-01-2013/20-01-2013	6 dd	493%	4,8	11dd	< 400	
11-02-2013/13-02-2013	3 dd	684%	3,8	1g (cosismica)	< 40	
24-02-2013/25-02-2013	2 dd	321%	?	?		
18-03-2013/19-03-2013	2 dd	40%	?	?		

Any value greater than the limit of +/- 2-Sigma was considered "Anomaly", compared to the average value. Only in rare cases recorded values below the - 2sigma line have been. The reference earthquakes were selected according to the relation of Hauksson and Goddard (1981), (OGS, 2002-2013; ISIDE, 2002-2013).

Tab. 2 shows the characteristics of the anomalies found by analysing radon data in soil recorded in Friuli by OGS in the period 2002-2013. A first analysis of all the earthquakes selected according Hauksson and Goddard (1981), highlighted that we can see that each Anomaly is followed by an earthquake, but the timing precursors can also vary for similar magnitude, depending on the local conditions of stress. The analysis was restricted to earthquakes of magnitude greater than 3.0.

The strongest earthquakes were preceded by long-term anomalies, although within them there are many small anomalies sometimes previous earthquakes of medium magnitude.

The required product was obtained, for the moment, with only a small part of the data. Based on the real anomalies that occurred during the period in question, theoretical anomalies that should occur for certain magnitudes and distances have been obtained. The values of the duration, the distance and the amplitude of the Real Anomalies were increased by 30% compared to the real values, the time precursor was decreased by 30% and the magnitude of 10%.

Tab. 3 - Theoretical Anomalies.

Anomaly	Duration	Amplltude	Precursor Time	Magnitude expected	Radius	Alarm period
1	5 dd	< 102%	> 83,3 dd	> 3,0	< 26	155 dd
2	10 dd	< 56%	> 43 dd	> 3,3	< 39	79 dd
3	190 dd	< 982%	> 140 dd	> 4,6	< 325	273 dd
4	1 d	< 33,67%	> 3,5 dd	> 3,4	< 39	5 dd
5	29 dd	< 246%	> 33 dd	> 3,0	< 52	61 dd
6	11 dd	< 84%	> 112 dd	> 3,1	< 45,5	198 dd
7A	2 dd	< 261%	> 6 dd	> 3,5	< 65	12 dd
7B	3 dd	< 168%	> 9 dd	> 3,3	< 32,5	17 dd
7C	2 dd	< 217%	> 110 dd	> 5,0	< 30	455 dd
7	2 years + 7 months	< 427%	> 676 dd	> 5,3	< 650	1256 dd
8	7 dd	< 389%	> 88 dd	> 4,5	< 455	166 dd
9	1 d	< 237%	> 36 dd	> 4,0	< 455	68 dd
10	2 dd	< 218%	> 3,5 dd	> 5,3	< 325	6,5 dd
11	6 dd	< 641 %	> 8 dd	> 4,3	< 520	14 dd
12	3 dd	< 889 %	> 0,7 d	> 3,4	< 52	1,5 dd

In addition to the direct comparison with individual earthquakes, the data collected in Friuli were correlated with the seismicity considered in its complexity and expressed by the b-value of the Gutenberg-Richter law (GR) (Riggio and Santulin, 2012).

Another priority was given to the magnitude of the earthquakes. A first analysis was done on the 2 strongest earthquakes occurred during the periods in which long radon time series were available: the L'Aquila earthquake and the earthquake in Emilia. A first analysis showed that for both the events, anomalies were present on the recorded data of three monitored sites in Italy. Fig. 3a shows an example of "anomaly" by OGS data of radon in the soil in the period prior to the L'Aquila earthquake. The anomaly reported, is part of a 'long-term anomaly that begins, in fact, already in August 2006. The duration was 2 years and 7 months and the

maximum amplitude over the 2-sigma has reached 328%. The Anomaly ends 26 days before the event and the values of radon are reduced by almost 100%.

The analysis of the concentration of radon with the seismicity considered in its complexity and expressed by the b-value of the GR was always done on the radon in soil data recorded in Friuli. As matter of fact, some previous studies concerning this region (Riggio and Sancin, 1986; Riggio *et al*., 2003) have indicated a possible relation between long period Rn variations and the *b*-value (Gutenberg and Richter, 1944) behaviour in time and space, suggesting thus that Rn degassing could be modulated by stress accumulation. In Fig. 3b it is possible to see how the b value is very low before earthquakes and that it is in phase opposition with the concentration of radon, in agreement with the theory of dilatancy.

A similar conclusion was reached in previous work, by the analysis of radon sampled in water springs, in the same area (Petrini *et al*., 2012). The research was carried out in the framework of the activities of the previous seismological projects DPC-INGV S2 (2004-2006) and S1 (2007-2009).

Contributions to the Department of Civil Protection (DPC). The aim of the project was to give an idea on the possibility of using seismic precursors studied as a tool for earthquake prediction. The establishment of the database required a considerable effort that has resulted in a very substantial time spent. Nevertheless, we can highlight the following results:

1. A quantitative and qualitative overview on radon data existing.
2. The references of institutions that operate in this field and the processing and evaluation of the data obtained.
3. Evaluations about the size of the area to be investigated for strong earthquakes.
4. The state of art of the existing sites, recording time series, that could be organized into a network that would give more informations simultaneously.

Future prospects. The analyses carried out so far have yielded good results, and suggest that there may be good prospects for use radon as a seismic precursor.

The data of indoor radon and the sampled data in water and in soil, can be of support to the continuous measurements of radon in soil and can give you information on new areas where, eventually, create detection sites.

Analysis of the data showed that the area to be monitored for major earthquakes can be much larger than those usually considered.

We would welcome the use of the sites already monitored for possible enhancement and coding of a monitoring network.

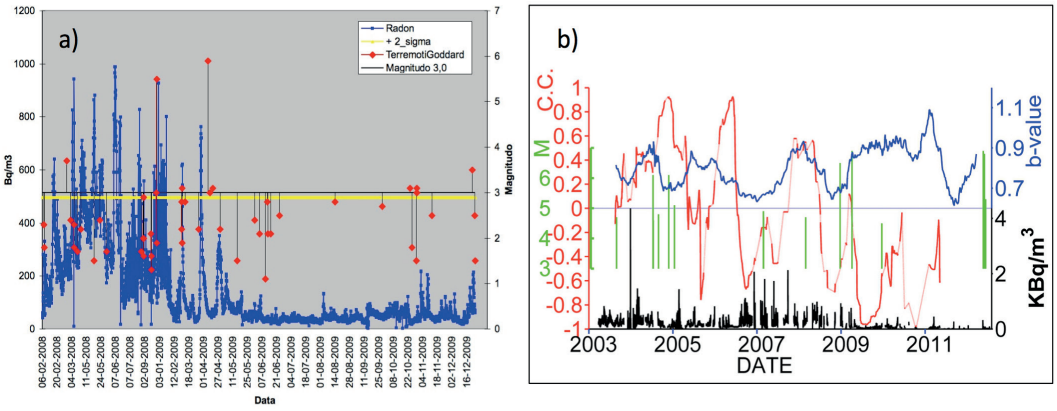


Fig. 3 – a) Radon in soil recorded in Friuli during the period 2008-2009. b) Radon in soil at Cazzaso (black line), b-value (blue line), coefficient correlation (red line) between them and the earthquakes with M > 3.5 (green line), selected according Hauksson and Goddard (1981).

Simultaneous analysis of all data in the database, and an integrated interpretation of all the precursors studied within the project.

Conclusions. All earthquakes of magnitude > 3.0 were preceded by anomalies. It can be said that the success rate is 100%, but, for low magnitude, the duration and the time precursor does not seem to have a strictly constant trend with respect to the magnitude.

The duration of the Anomaly and the Time Precursor seem to be proportional to the high magnitude. High magnitude earthquakes seems to have anomalies with order of years.

With this type of analysis is difficult, however, to discriminate the false positives, because, each anomaly precedes an earthquake although of low magnitude (<3.0) selected according Hauksson and Goddard (1981). From the data analysed above only one anomaly not relatable to any seismic event was found.

Conversely, all significant long period anomalies were followed by earthquakes of magnitude > 5.0.

Of course all Anomalies have been identified in retrospect.

Analysis will be done with another method of calculation, which will also be applied to other data that are part of the database.

The results obtained in previous works, suggest that the variations of radon are indicative of the state of stress of the preparation area of the earthquake and then the deformation.

The presence of Anomalies in the same periods and in different sites, gives hope in the fact that increasing the number of monitoring sites, located throughout the country, could make a great contribution.The comparison with other observable, last but not least, should lead to identifying areas involved in the processes of deformation.

Acknowledgements. The research was carried out in the framework of the activities of the seismological projects S3 (2012-2013) financed by the Italian Department of Civil Protection and the National Institute of Geophysics and Volcanology.

References

Gutenberg B. and Richter C.F.; 1944: Frequency of earthquakes in California Bull. Seism. Soc. Am., **34**, 185-188.

Hauksson E. and Goddard J.G.; 1981: Radon Earthquake Precursor studies Iceland. J.Geophys.Res. 86, 7037-7054

ISIDE; 2002-2013: Lista degli eventi sismici registrati dalla Rete Sismica Nazionale.

OGS; 2002-2012: Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli – Venezia Giulia. OGS, Trieste.

Petrini R., Italiano F., Riggio A., Slejko F.F., Santulin M., Buccianti A., Bonfanti P. and Slejko D.; 2012: Coupling geochemical and geophysical signatures to constrain strain changes along thrust faults, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. Vol. 53, n. 1, pp. 113-134; March 2012.

Riggio A. and Sancin S.; 1986: Variazione nel tempo del parametro b quale precursore. In: Atti del 5° Convegno GNGTS, Esagrafica, Roma, pp. 407-419.

A.Riggio, M.Santulin ; 2013: Radon as seismic precursor. Relazione I semester Progetto S3, 2012-2013.

Riggio A., Sancin S., Santulin M., Popit A., Vaupotic J. and Zmazek B.; 2003: Radon e sismicità in Italia nord-orientale. In: Atti del 22° Convegno Nazionale GNGTS, file /06.26, Prospero, Trieste, CD-Rom

A. Riggio, M. Santulin; 2012: Potential seismic precursors: analysis of the recent earthquakes previous periods and problems related to interpretation. 31° Convegno Nazionale GNGTS, Potenza 2012.

A. Riggio, M. Santulin; 2013: Radon as seismic precursor. Relazione I semestre Progetto S3, 2012-2013

Zhang Guomin, LI Xuanhu, LI Li;1996: Research on Earthquake Prediction in China Since the 1980s, in The Selected Papers of Earthquake Prediction in China. State Seismological Bureau. Seismological Press. Editor in Chief, GE Zhizhou, Beijing, pp. 9-18. ISBN 7-5028-1331-4/P.836 (1768).

EFFECTIVENESS OF THE N2 METHOD FOR THE SEISMIC ANALYSIS OF STRUCTURES WITH DIFFERENT HYSTERETIC BEHAVIOUR

G. Rinaldin[1], C. Amadio[2], M. Fragiacomo[1]
[1]Department of Architecture, Design and Urban Planning, University of Sassari, Alghero, Italy
[2]Department of Engineering and Architecture, University of Trieste, Italy

Introduction. The seismic design is usually carried out via linear or non-linear static analyses using design spectra, which are obtained on the basis of ductility considerations and/or equivalent damping of the structure. The introduction of a behaviour factor or an equivalent damping ratio is necessary to allow the elastic design of structures, taking into account the dissipative capacity of the structure due to the seismic actions. This factor reduces the elastic spectrum to a design spectrum, which can be used to find the design acceleration to be applied to the analysed building. The most common methods adopted in seismic engineering are: (i) the N2 method (Fajfar, 1999, 2000), which reduces the elastic spectrum by a behaviour factor q for the verification of the structure in a linear or non-linear analysis (this method was adopted by Eurocode 8 [CEN 2003]); and (ii) the overdamped spectrum method (Freeman, 1978) [that was adopted by the US code ATC-40 (ATC, 1996)], which is based on the use of an elastic spectrum calculated for an appropriate equivalent damping.

In a pushover analysis, both methods compare the capacity of a structure with the demand of an earthquake ground motion. From this type of non-linear static analysis, the capacity of the structure is represented by a force-displacement curve, calculated on an equivalent SDOF system, while the demand curve is represented by the elastic spectra reduced by q for the N2 method or by the overdamped elastic spectra. While the overdamped spectrum method is directly related to the shape of the hysteretic response, which depends on the hysteretic behaviour of the structure and the material, the N2 method works on a procedure based on ductility. A study conducted on the former method (Krawinkler, 1994) identified a fundamental flow: the relationship between the hysteretic energy dissipation at the maximum displacement and the equivalent viscous damping is not justified. In order to clarify and validate the N2 and overdamped spectrum methods, in this work inelastic spectra are calculated via non-linear time-history analyses and compared with the ones provided by the two methodologies.

N2 method. The behaviour factor q in this method is calculated using the equations (Fajfar, 2000):

$$q = 1 + (\mu - 1)\frac{T}{T_C} \quad if \quad T < T_C \tag{1}$$

$$q = \mu \quad if \quad T \geq T_C \tag{2}$$

where $\mu = \delta_u / \delta_y$ is the ductility value, T is the natural vibration period of the structure, and T_C the period value at the end of the constant acceleration part of the elastic spectrum.

Overdamped spectrum method. For the overdamped spectrum method, the equivalent damping ratio, in the hypothesis of an equivalent viscous elastic behaviour of a SDOF system in a harmonic motion, depends upon the energy dissipated in a cycle E_D and the elastic deformation energy in a half cycle E_{S0} as reported in Eq. (3).

$$\xi_{eq} = \frac{E_D}{4\pi E_{S0}} \tag{3}$$

A previous investigation (Fragiacomo *et al.*, 2006) demonstrated that the use of the N2 method leads to the best accuracy for elasto-plastic SDOF systems, with and without stiffness degradation and with bilinear or Clough hysteretic behaviour. In this work, different hysteretic

models are employed, namely flag-shape behaviour with different energy dissipation, and slip-type behaviour. The former hysteretic model is typical of masonry slender structures (Amadio *et al.*, 2011), whilst the latter one represents in general all the wooden structures with metal fasteners (Rinaldin *et al.*, 2013). The aim is to evaluate whether the aforementioned methods proposed by current seismic design codes are accurate also for these hysteretic models and different dissipative capacity of the structure.

Inelastic spectra. To calculate the inelastic spectra, 15 Italian recorded earthquake ground motions have been considered. They are consistent with the Eurocode 8 (EC8) spectrum with their average value.

The adopted EC8 elastic spectrum has been calculated for a ground with the characteristics presented in Tab. 1, while the complete list of employed seismic records is reported in Tab. 2.

Tab. 1 – Characteristics of elastic spectrum according to EC8.

Ground type	S	β_0	k_1	k_2	T_B [s]	T_C [s]	T_D [s]
A	1.0	2.5	1.0	2.0	0.15	0.40	2.0

Tab. 2 – Seismic record description.

Code	Record	Date	Component	a_g [g]	$S_{d,max}$ [cm]	$S_{a,max}$ [g]
01	0032 Codroipo	06/05/76	N-S	0.066	8.3	0.217
02	0038 Tolmezzo	06/05/76	N-S	0.366	7.5	1.060
03	0143 Buia	11/09/76	E-W	0.110	3.5	0.271
04	0143 Buia	11/09/76	N-S	0.234	7.3	0.639
05	0152 Forgaria C.	15/09/76	E-W	0.218	7.0	0.858
06	0153 S. Rocco	15/09/76	E-W	0.135	7.7	0.513
07	0156 Buia	15/09/76	E-W	0.094	5.1	0.287
08	0156 Buia	15/09/76	N-S	0.109	9.4	0.327
09	0168 Forgaria C.	15/09/76	N-S	0.352	7.8	1.058
10	0169 S. Rocco	15/09/76	E-W	0.251	9.9	0.679
11	0169 S. Rocco	15/09/76	N-S	0.131	7.3	0.315
12	0301 Patti	15/04/78	N-S	0.071	2.6	0.271
13	0302 Naso	15/04/78	E-W	0.132	2.1	0.503
14	0350 Cascia	19/09/79	E-W	0.210	7.0	0.596
15	0636 Calitri	23/11/80	E-W	0.175	18.6	0.595

Hysteretic models. Three hysteresis models were used: the former one presents a fully dissipative cycle (Fig. 1a), the second one is a flag-shape model (Fig. 1a) and the latter one represents slip-type systems (Fig. 1b).

The flag-shape model was studied with three cycle amplitudes, characterised by three different C_F coefficients (Fig. 1a), as reported in Eq. (4).

$$\begin{aligned} C_F^a &= 0.01 \\ C_F^b &= 0.35 \\ C_F^c &= 0.99 \end{aligned} \qquad (4)$$

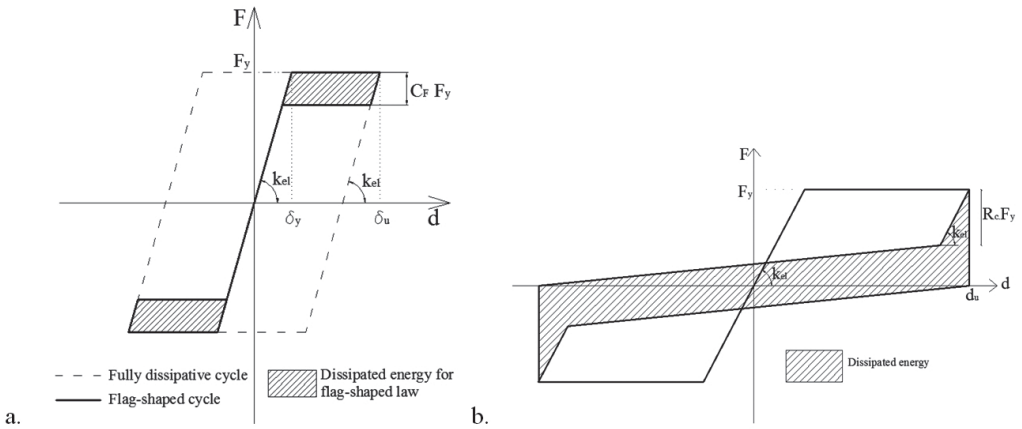


Fig. 1 – Adopted hysteretic models: "fully-dissipative" and flag-shape (left, a), and slip-type (right, b).

The coefficients C_F were chosen with the aim to investigate systems with different energy dissipation, where the case with C_F^a represents a non-linear elastic system, namely a system that practically does not dissipate energy.

The case with C_F^b represents a poor dissipative structural behaviour [slender masonry panels subjected to rocking collapse mechanism (Amadio *et al.*, 2011)], while the case with C_F^c represents a dissipative capacity intermediate from the previous case and the full dissipative one. This last case is typical of timber frames with hybrid beam-column and wall-foundation joints where unbonded prestressed tendons are used to re-centre the structure at the end of an earthquake event in this way minimizing residual damage, and energy dissipaters are placed in parallel to provide dissipation (Priestley *et al.*, 1999). Finally, the slip-type model (Fig. 1b) is typical of timber structures, where significant pinching effect due to the plasticization of metal fasteners and crushing of the timber at the interface with the fastener occurs (Foliente *et al.*, 1995).

Adopted software. Each inelastic spectrum was calculated with a software written in Fortran language and purposely developed for a SDOF system. Three versions of this program have been developed, the first for the fully dissipative behaviour, the second one for the flag-shape hysteretic behaviour, and the third one for the slip-type systems. As input data, the software requires a seismic record and the desired ductility value of the SDOF systems. Acceleration, velocity, displacement and energy spectra are returned as output. The program uses the bisection method to evaluate iteratively the yielding force F_y of the SDOF in order to match the desired ductility value μ provided by the user as an input.

The software carries out a time-history non-linear dynamic analysis with the seismic record given as input. The program uses the well-known Newmark integration method (Chopra, 2011). The considered SDOF system has unitary mass; in this way the stiffness can be easily calculated for each considered natural vibration period [Eq. (5)].

$$k = \omega^2 = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \qquad (5)$$

The assumed damping ratio is 0.05 (5%) for all cases.

Results for SDOF systems. Results were mainly obtained in terms of acceleration and displacement spectra. The ductility levels investigated are the typical values of 2 (low), 4 (medium) and 6 (high). The spectra obtained from the fully dissipative system are denoted with "EP", the ones calculated with the flag-shape hysteretic models with "FS" and the ones for the slip-type model with "ST". The EC8 elastic spectra are compared with the inelastic spectra

obtained by applying the reduction factor q proposed by Fajfar in the N2 approach, and with the overdamped spectra, computed with a proper damping factor.

The equivalent damping ratio to be used in the overdamped spectrum method is reported in Eq. (6).

$$\xi_{\text{tot}} = \xi_{0.05} + \xi_{eq} \tag{6}$$

According to Eq. 6, the damping ratios related to the plastic energy dissipated, are given by Eqs. 7a,b,c for the different cases investigated:

$$\xi_{eq}^{EP} = \frac{2(\mu - 1)}{\pi\mu} \tag{7a}$$

$$\xi_{eq}^{FS} = \frac{C_F(\mu - 1)}{\mu\pi} \tag{7b}$$

$$\xi_{eq}^{ST} = \frac{R_C{}^2 + 2(\mu - 1)(S_C - R_C)}{2\pi\mu} \tag{7c}$$

Eqs. 7a, 7b and 7c are referred to fully dissipative, flag-shape and slip-type behaviour, respectively.

Some alternative formulations to Eqs. 7b and 7c were developed, because they were found to be too conservative. Priestley *et al.* (2007) proposed the use of the equations provided in the following for the equivalent damping ratio of EP [Eq. (8)] and FS systems with $C_F^b = 0.35$ [Eq. (9)]:

$$\xi_{eq}^{EP} = 0.05 + 0.67\left(\frac{\mu - 1}{\mu\pi}\right) \tag{8}$$

$$\xi_{eq}^{FS} = 0.05 + 0.186\left(\frac{\mu - 1}{\mu\pi}\right) \tag{9}$$

The following spectra are compared:

- The average elastic spectrum of the 15 recorded earthquakes, and the EC8 elastic spectrum;
- The EC8 design spectrum obtained from the elastic EC8 spectrum using the behaviour factor q, in accordance with the N2 approach [Eqs. (3) and (4)];
- The EC8 overdamped spectra, obtained using the reduction factor $\eta = \sqrt{\frac{10}{\xi_{tot} + 5}}$, with ξ_{tot} in %, evaluated using both Eqs. 7a and 8 for the EP cases, Eqs. 7b or 9 for the FS case;
- The average numerical spectrum obtained by integrating in time the 15 selected earthquake ground motions for a SDOF system characterized by a given ductility value μ.

The results show a good agreement between the N2 design spectrum and the computed inelastic one, for every type of hysteretic cycle and ductility value. On the contrary, the overdamped spectrum method overestimates the inelastic spectrum in all cases. In general, better accuracy is obtained only for low ductility values and great amount of dissipated energy. Moreover, this difference is greater for low periods.

For the sake of completeness, also the total input energies have been calculated in the same analyses, including the separate contributions (elastic, hysteretic, damping, and kinetic).

Reported results are referred to the case with μ = 2: Fig. 2a shows the spectra in ADRS format obtained with two hysteretic laws, EP (fully dissipative) and FS with C_F = 0.01, which represent the limit conditions for analysed SDOF systems.

N2 method gives only one inelastic spectrum, and this does not depend on the hysteretic law adopted; in Fig. 2a the calculated inelastic spectrum is close to that curve, while the overdamped spectrum method gives too conservatives acceleration curves. These last are, on the contrary, dependent on the dissipated energy amount. For the ST case, the numerical results have shown an intermediate response between EP and FS systems. In general, the differences of the studied systems can be further investigated with their energy spectra. Figs. 2b and 3a,b depict the energy spectra.

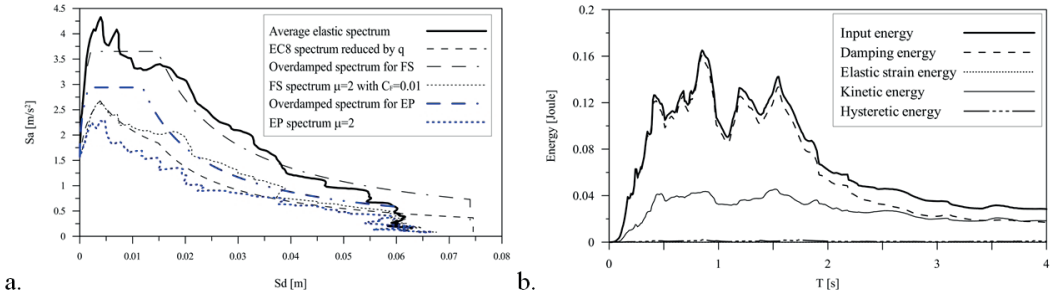


Fig. 2 – Average ADRS spectra for EP and FS SDOF systems with μ = 2 (a); average energy spectra for FS behaviour with C_F = 0.01 (b).

It can be observed that, while for the EP behaviour there is a great percentage of hysteretic energy (Fig. 3a), for the FS behaviour the SDOF moves with higher velocity and the dissipation is mainly due to the 5% damping. The hysteretic energy percentage is quite different: the FS SDOF system dissipates far less hysteretic energy than the EP (Fig. 3a) and ST (Fig. 3b) ones. Conversely, the FS SDOF system shows a great percentage of kinetic and viscous energy to balance the poor dissipative capacity with higher velocity of motion. Obviously, in this case the viscous energy cannot be correctly evaluated considering an equivalent damping ratio determined on the basis of the dissipated energy. In fact, for SDOF systems with the same ductility level, the hysteretic dissipation was found not to markedly affect the structural response, as can be seen on the inelastic spectra reported in Fig. 2a. Instead, the N2 method, which considers the effects of the ductility in all cases, provides a sufficiently accurate evaluation of the structural response.

Conclusions. In the paper the accuracy of the N2 method and of the overdamped spectrum method is investigated through a series of non-linear analyses conducted on SDOF systems. Three different hysteretic laws were considered, and different levels of dissipative capacity were analysed.

It was found that the overdamped spectrum method overestimates in general the acceleration, particularly when the dissipation is limited. Conversely, the design spectrum obtained in accordance with the N2 method, reducing the elastic spectrum by the behaviour factor q on

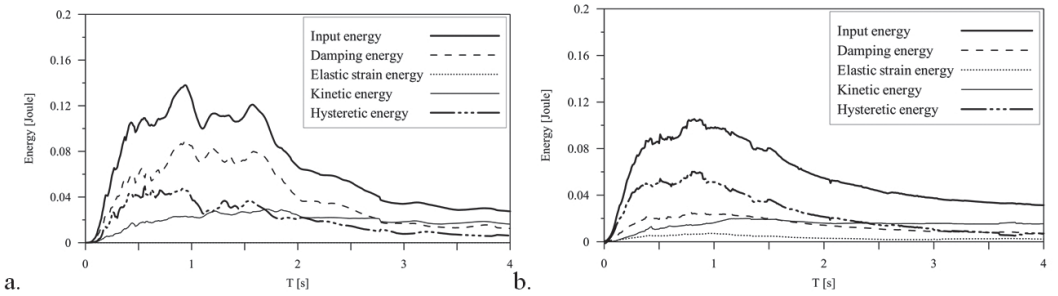


Fig. 3 - Average energy spectra for EP behaviour (a) and for ST behaviour (b) with μ = 2.

the base of the ductility, gives satisfactory results for inelastic response of a SDOF system, independently of its energy dissipation capacity.

Analysing the energy spectra for each type of hysteretic behaviour, the results indicate that a SDOF system with low dissipation capacity moves faster than a SDOF system with higher dissipation capacity. Furthermore, it was observed that the acceleration of the structure reduces as the ductility increases. The phase where the system moves with reduced stiffness (plastic phase) is therefore of primary importance for the overall dynamic behaviour of the system. In the case of SDOF systems with the same ductility level, the type of hysteretic cycle was found not to markedly affect the structural response, as expected by the N2 method.

As future development, MDOF structures must be investigated to confirm the results obtained from SDOF systems.

References

Amadio C, Rinaldin G, Macorini L.: 2011: An equivalent frame model for nonlinear analysis of unreinforced masonry buildings under in-plane cyclic loading, Proceedings of ANIDIS conference, Bari, Italy.

ATC: 1996: Seismic Evaluation and Retrofit of Concrete Buildings, Products 1.2 and 1.3 of the Proposition 122 Seismic Retrofit Practices Improvement Program, California Seismic Safety Commission. In: Report No. SSC 96-01, ATC-40, Applied Technology Council, Redwood City, California.

CEN, European Committee for Standardisation TC250/SC8; 2003: Eurocode 8: Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures, Part 1.1: General rules, seismic actions and rules for buildings, PrEN1998-1.

Chopra A.K.: 2011: Dynamics of Structures, Theory and Applications to Earthquake Engineering, Fourth Edition, Prentice Hall, 2011, ISBN-10: 0132858037.

Fajfar P.: 1999: Capacity spectrum method based on inelastic spectra. In: Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 28, pp. 979-993.

Fajfar, P.: 2000: A Nonlinear Analysis Method for Performance Based Seismic Design, In: Earthquake Spectra, Vol. 16, No. 3, pp.573-592.

Foliente G.C.: 1995: Hysteresis Modeling of Wood Joints and Structural Systems, Journal of Structural Engineering, Vol. 121, No. 6, June 1995, pp. 1013-1022, ASCE. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9445, 121:6(1013).

Fragiacomo M., Amadio C., and Rajgelj S.: 2006: "Evaluation of the structural response under seismic actions using non-linear static methods." In: Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 35 No. 12, pp. 1511-1531.

Freeman S.A.: 1978: Prediction of Response of Concrete Buildings to Severe Earthquake Motion, In: Douglas McHenry International Symposium on Concrete and Concrete Structures, SP-55, pp. 589-605, American Concrete Institute, Detroit.

Krawinkler H.: 1994: "New trends in seismic design methodology", Proc. 10th Eur. Conf. Earthquake Engng., Vol. 2, Vienna, Balkema, Rotterdam, Vol. 2, 1995, pp. 821, 830.

Priestley M.J.N., Calvi, M.C., and Kowalsky, M.J.: 2007: Displacement-Based Seismic Design of Structures IUSS Press, Pavia, 670 pp.

Priestley, M.J.N., Sritharan, S., Conley, J. R., Pampanin, S.: 1999: Preliminary results and conclusions from the PRESSS five-story precast concrete test-building. PCI Journal, Vol 44(6), pp. 42-67.

Rinaldin G., Amadio C., Fragiacomo M.: 2013: A component approach for the hysteretic behaviour of connections in cross-laminated wooden structures. In: Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Wiley Online Library, DOI: 10.1002/eqe.2310.

SCENARI DI DANNO EMPIRICI E ANALITICI A CONFRONTO CON RECENTI TERREMOTI ITALIANI

F. Sabetta[1], E. Speranza[1], B. Borzi[2], M. Faravelli[2]

[1]Dipartimento della Protezione Civile, Roma

[2]EUCENTRE - European Centre for Training and Research in Earthquake Engineering, Pavia

Nelle prime ore successive al verificarsi di un evento sismico è particolarmente utile disporre di uno strumento che, utilizzando esclusivamente i parametri ipocentrali forniti in tempo reale dall'INGV, restituisca una prima stima dell'ordine di grandezza delle perdite attese al fine di pianificare in tempi ristretti le azioni da intraprendere per la gestione dell'emergenza.

SIGE: approccio empirico. Presso il Dipartimento della Protezione Civile (DPC) è in uso ormai da più di 10 anni l'applicativo SIGE (Sistema Informativo per la Gestione dell'Emergenza) che consente di calcolare le perdite, in termini di numero atteso di abitazioni crollate, ina-

gibili, danneggiate, nonché di vittime, feriti e senza tetto (Lucantoni *et al.*, 2001), con una risoluzione a scala municipale per tutti i comuni ricadenti in un intorno di 50 Km dall'epicentro. Il SIGE si basa su una conversione della magnitudo del terremoto in intensità macrosismica, su di una relazione di attenuazione per ottenere i valori di intensità nei singoli centri abitati e sull'utilizzo di Matrici di Probabilità di Danno (DPM - Di Pasquale *et al.*, 2000) che forniscono la probabilità condizionata di raggiungere un determinato livello di danno (da 0=nessun danno a 5=collasso) in funzione dell'intensità macrosimica e della classe tipologica dell'abitazione. Il SIGE è stato sviluppato a partire da una metodologia empirica che deriva le DPM dall'elaborazione statistica dei dati raccolti durante le indagini post-terremoto (in particolare Irpinia 1980 e Abruzzo 1984).

Il SIGE negli anni ha mostrato dei limiti in quanto integra metodi che non corrispondono più allo stato dell'arte in materia di rischio sismico e utilizza una suddivisione in classi tipologiche delle abitazioni poco dettagliata (4 classi ricavate dai censimenti ISTAT della popolazione e delle abitazioni utilizzando i dati relativi a tipologia costruttiva, età della costruzione e numero di piani). Inoltre, benché oltre ai valori medi dei parametri di danno vengano riportati anche i limiti inferiore e superiore che costituiscono indirettamente una misura dell'incertezza insita nelle stime, SIGE fornisce tendenzialmente una sovrastima dei danni, in particolare per i terremoti di piccola magnitudo. È stata recentemente messa a punto una seconda versione del SIGE che prevede l'attenuazione della PGA anziché dell'intensità macrosismica e l'utilizzo di curve di fragilità (Sabetta *et al.*, 1998). Quest'ultima versione fornisce stime di danno inferiori e più vicine ai dati reali rispetto a quella precedente.

Nonostante i limiti citati, SIGE è tuttora lo strumento di riferimento per le valutazioni di scenario presso il DPC in quanto presenta i seguenti vantaggi: (i) il metodo empirico è stato sviluppato sulla base di dati reali di danno osservato, (ii) fornisce un quadro territoriale completo dell'area colpita (sismicità, reti di monitoraggio, popolazione coinvolta, danni all'edilizia residenziale, scuole, ospedali, reti stradali e ferroviarie, dighe, industrie a rischio, etc.) e (iii) risulta particolarmente semplice da utilizzare anche per persone non esperte (è sufficiente inserire i parametri ipocentrali per generare la produzione del rapporto completo per l'area interessata).

SP-BELA: approccio meccanico. Eucentre sta realizzando un progetto per conto del DPC finalizzato alla formulazione di scenari di danno, in modo da fornire un termine di raffronto al risultato prodotto dal SIGE e poterne migliorare l'operatività. Gli scenari vengono calcolati considerando come unità minima di definizione il territorio comunale. Il patrimonio edilizio dei comuni è stato classificato sulla base dei dati di tipologia strutturale, numero di piani ed età degli edifici provenienti dal database ISTAT. La capacità di ciascuna tipologia così identificata è stata valutata mediante la definizione di curve pushover calcolate tenendo conto della variabilità della risposta degli edifici legata alle incertezze (geometria, proprietà dei materiali, etc.). Il metodo meccanico è pubblicato in letteratura tecnica con l'acronimo SP-BELA (Simplified Pushover Based Earthquake Loss Assessment: Borzi *et al.*, 2008a., 2008b). La metodologia adottata definisce la probabilità di danno mediante un confronto fra la capacità e la domanda di spostamento imposta dallo scuotimento sismico calcolato in base all'ordinata spettrale corrispondente al periodo di vibrazione dell'edificio. Tale ordinata viene ricavata attraverso diverse relazioni di attenuazione del moto del suolo: Cauzzi e Faccioli (2008), Boore e Atkinson (2008), Akkar e Bommer (2010), Bindi *et al.* (2011).

Le tipologie di edifici dedotte dal database ISTAT sono state associate a 5 classi di vulnerabilità:

- A: edifici in muratura di cattiva qualità;
- B: edifici in muratura di media qualità;
- C1: edifici in muratura di buona qualità;
- C2: edifici in c.a. non sismicamente progettati;
- D: edifici in c.a. sismicamente progettati.

Per la muratura il metodo SP-BELA non è in grado, allo stato attuale, di descrivere in maniera affidabile il comportamento degli edifici ad elevata vulnerabilità (classi A e B) in quanto l'unico campione statisticamente significativo che può fornire i parametri necessari per calcolare la capacità strutturale è quello della muratura di buona qualità (classe C1). Per la valutazione della fragilità degli edifici in muratura si è deciso quindi di adottare una procedura ibrida che unisce alla metodologia meccanica SP-BELA i risultati delle osservazioni sui terremoti avvenuti in passato, sintetizzati nelle matrici di probabilità di danno (DPM). Le curve per le classi A e B sono state ottenute a partire dalla curva per la classe C1 attraverso l'applicazione di coefficienti moltiplicativi della media della distribuzione. Tali coefficienti sono stati calcolati a partire dalle matrici di probabilità di danno elaborate da Lagomarsino e Giovinazzi (2007) sulla base della scala EMS98 (Grünthal 1998). L'utilizzo di coefficienti moltiplicativi del valore medio acquista significato se si assume che, nel passaggio da una classe di vulnerabilità all'altra, si conserva il valore di dispersione della curva di fragilità (la qualità della muratura influenza solo il valore medio della curva). L'ipotesi di base è che al variare della classe di vulnerabilità le incertezze legate al comportamento strutturale non cambiano. La classe di vulnerabilità A è stata fatta corrispondere in Lagomarsino e Giovinazzi (2007) alla classe M1 (rubble stone), la classe B alle classi M3 e M5 (simple stone, unreinforced with manufactored stone units) e la classe C1 alle classi M4 e M6 (massive stone, unreinforced with RC floors).

Per il c.a. le curve di fragilità sono state calcolate solo con il metodo meccanico SP-BELA in quanto non sono stati riscontrati problemi nella rappresentazione statistica del campione di edifici. I parametri necessari per la descrizione del campione di edifici in c.a. sono essenzialmente le variabili che influenzano le dimensioni geometriche degli edifici dato che il metodo integra un passo di progettazione simulata (Borzi *et al.*, 2008b). La dimensione degli elementi strutturali e le armature non sono propriamente variabili aleatorie, ma vengono definite all'interno del progetto. Nel metodo SP-BELA la valutazione dei periodi di vibrazione e della capacità di spostamento da confrontare con lo spostamento imposto dal terremoto può essere condotta con riferimento a stati limite identificati numericamente. Pertanto, per poter utilizzare SP-BELA nella definizione di scenari di danno è necessario trovare una relazione fra gli stati limite di danno (danno lieve, severo e collasso) e i livelli di danno (da D0, nessun danno, a D5 collasso).

Analogamente al caso della correlazione fra la vulnerabilità delle classi C1, A e B, la relazione fra livelli di danno e stati limite è stata definita sulla base dei dati di danno osservato e, per coerenza, è stato considerato anche in questo caso lo studio di Lagomarsino e Giovinazzi (2007). Le ipotesi di base sono state che il livello di danno D3 fosse corrispondente allo stato limite di danno severo e che il livello di danno D4 fosse corrispondente allo stato limite di collasso. Gli altri livelli di danno sono stati definiti applicando coefficienti moltiplicativi del valore medio della curva di fragilità del livello D3 per il calcolo di D1 e D2 e della curva del livello D4 per il calcolo di D5. Tali coefficienti sono stati infine calibrati sulla base dei dati reali del terremoto di L'Aquila 2009 per il quale si aveva a disposizione la distribuzione in livelli di danno, contenuta nelle schede di agibilità post-sismica.

Calibrazione di SP-BELA sul terremoto aquilano. La calibrazione di SP-BELA è stata eseguita a partire dal database di danno ed agibilità del terremoto de L'Aquila, che contiene circa 80.000 edifici oggetto di sopralluogo. Per ottenere il risultato di scenario in termini di inagibili, crolli e danneggiati, tali da essere confrontabili con il dato reale fornito, è stata effettuata una regressione per mettere in relazione le distribuzioni dei livelli di danno con i relativi esiti di agibilità.

Il database ha richiesto una preventiva elaborazione, avvenuta a cura del CNR-ITC de L'Aquila, secondo la quale il danno (sezione 4 della scheda AeDES) è stato pesato rispetto alle componenti strutturali, in modo da averne una valutazione sintetica e poter quindi stabilire una relazione biunivoca con gli esiti di agibilità della scheda.

Nell'ottimizzazione del rapporto di correlazione tra esiti e livelli di danno si è assunto che le inagibilità siano descritte dal numero di edifici ricadenti in classe E mentre le agibilità sono

state associate all'esito A. Sono stati associati ai danneggiati gli esiti B (temporaneamente inagibile con provvedimenti) e C (parzialmente inagibile). Quest'ultimo esito, sebbene imponga la non fruibilità del bene, è comunque determinato da situazioni di danno estese ad una sola parte dell'edificio. L'esito F (inagibilità per rischio esterno) è stato attribuito alle inagibilità in quanto determina un'inagibilità effettiva, sebbene la causa dell'inagibilità non sia correlata alle condizioni intrinseche dell'edificio. Si deve inoltre precisare che la correlazione è unicamente incentrata sul danno di natura strutturale (sezione 4 della scheda AeDES) e non tiene conto di altri tipi di danno e cause esogene (danno non strutturale: sezione 5 della scheda AeDES o rischio geologico/ geotecnico) che possono aver determinato la natura dell'esito.

Il rapporto ottenuto, in grado di ottimizzare sull'intero database la correlazione esito-danno, è pertanto dato da:

- Agibili (esito A): $D0+0.6 \bullet D1$
- Danneggiate (esiti B+C): $0.4 \bullet D1+0.2 \bullet (D2+D3)$
- Inagibili (esiti E+F): $0.8 \bullet (D2+D3)+(D4+D5)$

Va rilevato che, utilizzando la regressione sul database aquilano, la definizione di edificio inagibile include anche livelli di danno bassi (buona parte di D2 e di D3) mentre gli edifici agibili sono descritti in massima parte da danno nullo (D0) ed in percentuale significativa anche da danno leggero (D1), congruentemente con la stessa definizione di agibilità. La formulazione descritta è stata quindi assunta per la conversione degli scenari da livelli di danno in esiti sintetici di agibilità.

L'utilizzo del database Abruzzo 2009 ha presentato inoltre i seguenti problemi:

- il database completo include i dati relativi a 129 comuni di cui solo una quota parte è associata a una percentuale di completamento significativa. Per i comuni più distanti dall'epicentro il rilievo non è avvenuto a tappeto, ma su richiesta da parte dei cittadini, pertanto il dato è riferito ai soli edifici oggetto di sopralluogo, con percentuali di completamento talvolta anche molto ridotte (10 - 20%);
- nei comuni ispezionati a tappeto il numero di edifici risulta in diversi casi sensibilmente superiore rispetto al numero riscontrato nel database ISTAT. Ciò è tendenzialmente dovuto al fatto che l'edificio ISTAT non è definito sulla base di criteri strutturali ed il suo riconoscimento sul campo è stato condotto da personale non tecnico.

Sono risultate quindi opportune le seguenti assunzioni:

- solo i comuni con una percentuale di rilevamento superiore al 30% sono stati presi in considerazione; la percentuale residua (rispetto al totale di edifici secondo ISTAT) è stata considerata costituita da edifici agibili;
- quando la percentuale di rilevamento risultava superiore al 100% gli edifici eccedenti sono stati aggiunti ai risultati di scenario e ridistribuiti in proporzione tra questi secondo le percentuali di agibili, danneggiati e inagibili descritte in precedenza.

In Fig. 1 vengono confrontati i risultati ottenuti per il terremoto de L'Aquila in termini di livelli di danno ed esiti di agibilità. I grafici mostrano un buon accordo tra i dati reali e le elaborazioni svolte con SP-BELA: la differenza tra le distribuzioni dei livelli di danno non supera il 3% e la massima differenza in termini di esiti di agibilità si presenta per gli edifici inagibili per i quali SP-BELA sovrastima il dato reale di circa il 16%.

Confronto dei risultati di SP-BELA con dati reali di terremoti italiani. Al fine di testare ulteriormente l'affidabilità della procedura SP-BELA, sono stati calcolati alcuni scenari relativi a terremoti relativamente recenti con caratteristiche diverse:

- Pollino 2012 (Mw=5.4)
- Lunigiana gennaio 2013 (Mw=5.0)
- Lunigiana giugno 2013 (Mw=5.4)
- Abruzzo 1984 (Mw=5.7)
- Umbria-Marche 1997 (Mw=5.9)
- Molise 2002 (Mw=5.7).

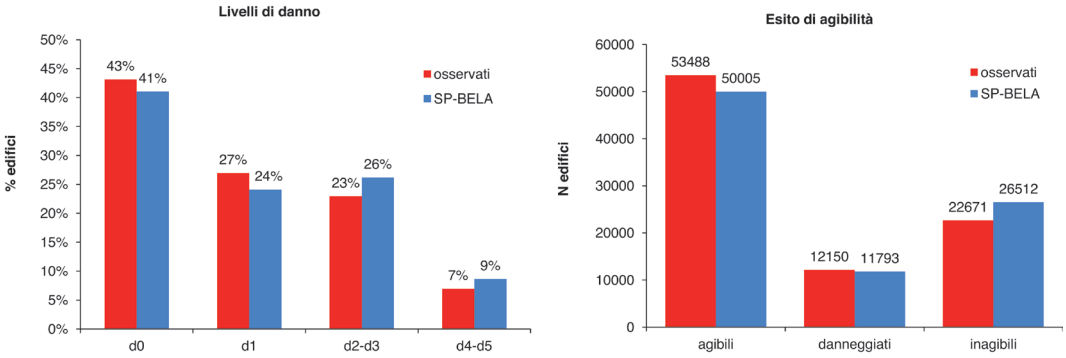


Fig. 1 – Confronto, in termini di edifici, tra i risultati ottenuti con SP-BELA e i livelli di danno ed esiti di agibilità per il terremoto de L'Aquila 2009 (Mw=6.3).

I risultati di scenario, espressi in termini di esiti di agibilità, sono stati raffrontati con i risultati del SIGE e con il dato reale desunto, per quanto riguarda l'edificato, dai riepiloghi delle inagibilità. I dati osservati devono essere considerati come orientativi, poiché non è esplicitato chiaramente il criterio secondo cui il dato viene riportato.

In Fig. 2 vengono mostrati i confronti tra i dati reali, i risultati forniti da SIGE (calcolato sia in base all'intensità macrosismica che al PGA) e le elaborazioni svolte con SP-BELA (valore medio tra quelli ottenuti con le 4 relazioni di attenuazione utilizzate) per i 6 terremoti considerati. Mentre per il caso de L'Aquila lo scenario è stato calcolato prendendo in considerazione il meccanismo di faglia e gli effetti di amplificazione locale, per gli altri terremoti si è considerato l'epicentro e si sono trascurati gli effetti di amplificazione non essendo noti con affidabilità. Per questi confronti le elaborazioni sono state svolte in termini di abitazioni per potersi raffrontare con il SIGE che lavora in abitazioni. Il grafico di sinistra in Fig. 2 mostra il numero di abitazioni inagibili osservate sul campo confrontate con il numero di abitazioni fornite da SIGE e quelle ricavate da SP-BELA, adottando le stesse assunzioni usate per il terremoto de L'Aquila e descritte in precedenza. Il grafico di destra mostra il numero di abitazioni crollate, cioè solo quelle che hanno raggiunto il livello di danno D5. Nel grafico relativo alle abitazioni inagibili manca la colonna corrispondente al terremoto del Molise 2002 in quanto non si aveva a disposizione il dato reale, noto solo relativamente alle abitazioni crollate.

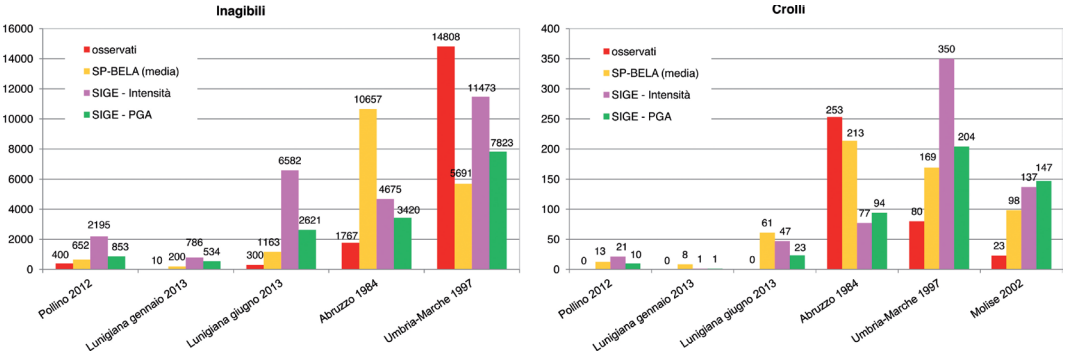


Fig. 2 – Confronto del metodo SP-BELA con i risultati del SIGE e con i dati relativi alle abitazioni inagibili e crollate per alcuni recenti terremoti italiani.

La Fig. 3 mostra infine un riepilogo complessivo dei confronti relativi ai 6 terremoti suddetti in funzione della rispettiva magnitudo. Il confronto in termini di abitazioni tra le elaborazioni svolte con SP-BELA e i dati reali per i terremoti considerati risulta abbastanza buono. La

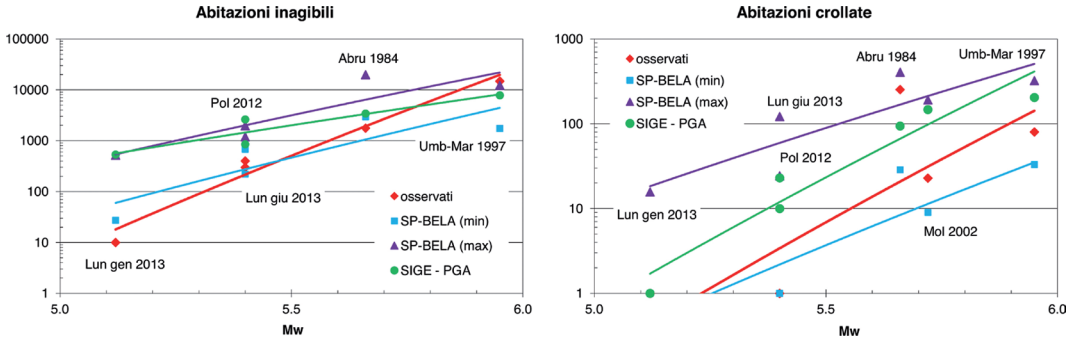


Fig. 3 – Confronto tra i risultati ottenuti con SP-BELA, con SIGE e i dati di danno osservato in funzione della magnitudo dei terremoti considerati.

linea di tendenza che mostra l'andamento dei dati reali per il caso delle abitazioni inagibili è compresa tra i minimi e i massimi di SP-BELA per valori di Mw superiori a 5,5 e, per valori inferiori di magnitudo, è poco al di sotto della linea che interpola i minimi. Il grafico relativo alle abitazioni crollate mostra poi che i dati reali sono sempre compresi tra i valori minimi e i valori massimi di SP-BELA. Ne consegue che in questa prima calibrazione i valori medi ottenuti con SP-BELA tendono a sovrastimare i dati reali in particolare per quanto riguarda i crolli e i terremoti di magnitudo inferiore a 5,5. Questo rimanda alla necessità di una ulteriore calibrazione delle correlazioni stati limite-livello di danno e agibilità-livello di danno basate su altri terremoti, oltre a quello de L'Aquila, per cui siano disponibili dati di danneggiamento rilevati con sufficiente attendibilità.

Bibliografia

Akkar S., Bommer J.J.; 2010: *Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East*. Seismological Research Letters, **81**(2), pp. 195-206.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G., Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bulletin of Earthquake Engineering, **9**, pp. 1899-1920.

Boore D.M., Atkinson G.M.; 2008: *Ground motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 and 10.0 s*. Earthquake Spectra, **24**, pp. 99-138.

Borzi B., Crowley H. and Pinho R.; 2008a: *Simplified pushover-based earthquake loss assessment (SP-BELA) method for masonry buildings*. International Journal of Architectural Heritage, **2**(4), pp. 353-376.

Borzi B., Pinho R. and Crowley H.; 2008b: *Simplified pushover-based vulnerability analysis for large scale assessment of RC buildings*.Engineering Structures, **30**(3), pp. 804-820.

Cauzzi C., Faccioli E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. Journal of Seismology, **12**(4), pp.453-475.

Di Pasquale G., Orsini G. and Romeo R.; 2000: *Sensitivity analysis in seismic risk assessment*. Proceedings of the 6th international conference on seismic zonation, Palm Springs, CA.

Grünthal G. (ed.) (1998), "European Macroseismic Scale 1998 (EMS 1998)", Council of Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie, 15.

Lagomarsino S. and Giovinazzi S.; 2006: *Macroseismic and mechanical models for the vulnerability and damage assessment of current buildings*. Bulletin of Earthquake Engineering, **4**, pp.415-443.

Lucantoni A., Bosi V., Bramerini F., De Marco R., Lo Presti T., Naso G. and Sabetta F.; 2001: *Il rischio sismico in Italia*. Ingegneria Sismica, Anno XVIII, **1**, pp. 5-37.

Sabetta F., Goretti A. and Lucantoni A.: 1998: *Empirical Fragility Curves from Damage Surveys and Estimated Strong Ground Motion*. Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering, Paris, France, pp. 1-11.

EFFECTS OF THE RUPTURE DIRECTIVITY ON THE PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD MAPS IN THE SOUTHERN APENNINES, ITALY

E. Spagnuolo, A. Akinci, and A. Herrero
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma1, Roma, Italy

Introduction. In planning the design of structures in a region of potential seismic activity, a specification of the earthquake ground motion "intensity" is strongly needed. The earthquake occurrence and its effects on ground shaking is described as a stochastic process and thus its analytical representation is based on a number of state variables defined over a known space. Those variables which are called explanatory variables are linked together by a continuous function, the ground motion predictive equation (GMPE). The GMPEs have a significant role in the standard hazard practice as the hazard maps are based on a probabilistic assessment of such an empirically derived prediction. However, despite the relevance of the GMPEs in capturing first-order effects of the ground motion variability (e.g. attenuation with distance, dependence on magnitude, modulation due to the faulting style) and the fact that their characterization has greatly improved within the NGA project (Power *et al.*, 2008) GMPEs are still incomplete; large azimuthal variations, ascribed to the complexity of the rupture propagation on a finite fault, are predicted and observed in the ground motion distribution (e.g., Benioff, 1955; Kasahara, 1960). Those spatial-temporal features of the ground motion variability generally lump together into the term "directivity effect" (Ben-Menahem, 1961). Several authors have introduced directivity in PSHA computations (Somerville *et al.*, 1997; Abrahamson 2000; Rowshandel *et al.*, 2006; Chiocciarelli and Iervolino, 2012 and references therein). In this work we follow the strategy proposed by Spagnuolo *et al.* (2012) who use the corrective factor for directivity proposed by Spudich and Chiou (2008). The advantage of the latter method is that the Spudich and Chou's corrective factor is based on the physical meaning of rupture directivity that is: the energy radiated between the hypocenter and the closest point to the site is modulated as a function of the elapsing time; if this time is short the energy is time compressed, a directivity pulse is formed and the spectral amplitude is amplified. In order to retain this essential physics, Spudich and Chiou (2008) have developed a predictor for directivity by simplifying the computation of synthetic seismograms to an analytical expression. This analytical expression allows to make predictions even in absence of a direct empirical specification of the occurrence of a directivity effect.

The correction for rupture propagation. The analytical model of Spudich and Chiou (2008, hereafter SC2008) acts as a corrective factor - an additive term to the logarithmic expression of the ground motion intensity measure, i.e. spectral acceleration (SA) - in the GMPEs and its functional form is searched over both an empirical data-set and a database of synthetic simulations: the use of synthetic simulations guarantees a complete azimuthal coverage and, more generically, an efficient sampling that accounts for a statistically consistent combination of source parameters. SC2008 is based on a formalism derived from the isochrones theory (Bernard and Madariaga, 1984; Spudich and Frazer, 1984) - a high frequency representation of the seismic rupture where the source contribution at any given time and station is represented by a line on the fault plane called an isochrone. The isochrone velocity is directly proportional to the isochrone spacing and it is defined along the entire fault. In the two-dimensional case, the reciprocal of the iscrohone velocity, the isochrones slowness, is equal to the usual seismic directivity function. The finite fault radiation pattern is approximated by a single point source radiation pattern corresponding to the hypocenter. In summary, the SC2008 corrective factor accounts for the fraction of rupture surface lying between the hypocenter and the point on fault closest to the site (s), for the isochrone velocity ratio (c') and for the radiation pattern (p) which spatially modulates the ground motion amplitudes. The SC2008 depends on the spectral period (T), ranging between [0.5-10] seconds. It can be synthesized as follows:

$$f_{SC008}(T) = f_M(M)\, f_R(R)\, [a(T) + b(T)\, IDP] \qquad (1)$$

IDP = C (c') S (s) P (p)

where S, C and P are functional forms of s, c' and p respectively); a(T) and b(T) are regression parameters; f_M and f_R are tapering functions depending on magnitude (M) and distance (R), respectively. Moreover, the authors provide an analysis of the inter-event residuals against several independent variables to resolve the most relevant parameters for the corrective factor. They reported no significant correlation of inter-event residuals with rupture velocity to shear velocity for all events; as a consequence they indicated 0.8 as an appropriate number. No significant correlation is found for magnitude, S-wave velocity in the first 30 meters (VS_{30}), fault dip or rake, which therefore can be introduced independently in the proposed strategy.

The hazard model implementation. In this study we have implemented and modified the USGS seismic hazard computer code adding the SC2008 factor to one of the existing NGA equations, the Boore and Atkinson (2008). The application to other GMPEs of the package (Akkar and Bommer, 2010; Bindi *et al.*, 2012; Cauzzi and Faccioli, 2008) needs ad-hoc calibrations. Note that the SC2008 is effective from T≥0.5 up to T=10 s. The highest is the period the highest the efficacy of the correction. As a first test we focused on a single fault segment treated as an extended fault. The entire fault extension was explored by a "moving sub-fault" with magnitude-dependent dimension.

GMPEs used in the PSHA standard practice do not account for the nucleation position whereas the SC2008, which is based on rupture propagation from the hypocenter to the closest point to the site, strongly depends on it. Because each point of the sub-fault (the grid spacing is 1 km) has the same probability of nucleating an event (it is assumed an uniform distribution for the nucleation position), and each nucleation point would produce a specific corrective model, the PSHA computation would end in a number of corrected models equals to the number of the nucleation point considered times the number of each sub-fault. Our choice, in this preliminary analysis, was to keep the nucleation position which gave the maximum of the SC2008 correction within each sub-fault. An alternative for further implementation is either to mediate for the effect of a uniform distribution of nucleation points, or assigning a proper probability density function for the distribution of the hypocenters (Spagnuolo *et al.*, 2012).

Results. In oder to test the impact of the corrective factor on seismic hazard (10 % probability in 50 yrs) we first considered its effect on a normal fault (dip=45°, M=6.6) and on a strike slip

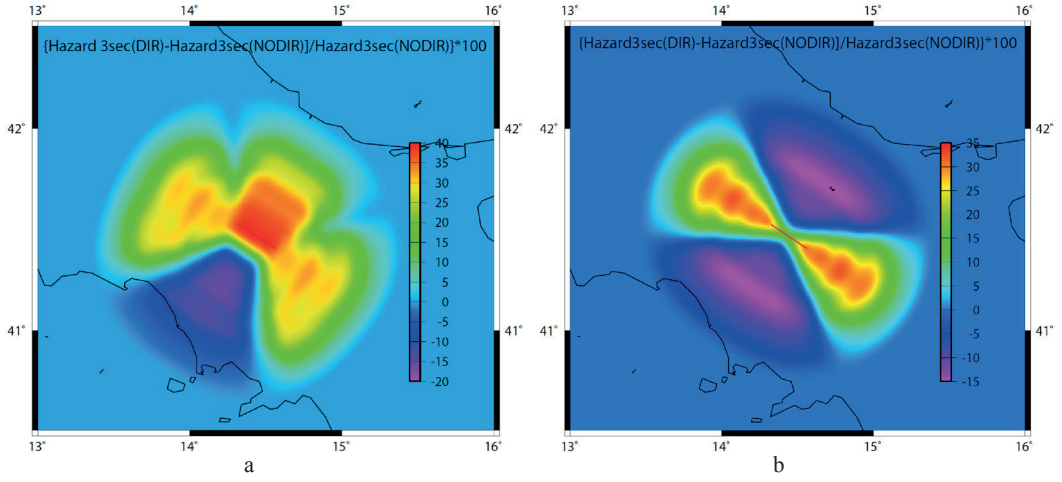


Fig. 1 – Representation of the ratio between seismic hazard spectral acceleration at 3 s, SA-3s (%10 in 50 yrs) with a) directivity and null-directivity models calculated using a normal (NF: 45°) and b) a strike slip (SS) M_w=6.6 fault, respectively. The correction was applied to the ground motion predictive equation of Boore and Atkinson (2008) at 3 s spectral acceleration. In red: positive amplifications. In blue: negative amplifications.

fault (M=6.6). Seismic hazard is given in terms of SA at 3 s. Fig. 1 reports the percentage ratio between the seismic hazard computed with the SC2008 (a directivity model) and the seismic hazard resulting from the standard practice (using a null-directivity model) normalized to the latter. It is presented as a relative difference in percentage, computed as:

$$[PSHA_{corrected} - PSHA_{standard}] / PSHA_{standard} * 100. \quad (2)$$

The corrective factor affects mainly the spatial distribution. A positive contribution (which increases the PSHA up to 35%) was achieved at sites in a (namely) directive direction: for a normal fault, the up-dip rupture direction along the surface exposure of the fault; for a strike slip fault, the along strike direction. A decrease (up to 20%) was achieved in the backward direction. Part of this effect is modulated by the nodes and lobes of the radiation pattern (Spagnuolo *et al.*, 2012). Beside, the correction proposed by SC2008 reduces the uncertainty sigma (the record-to-record standard deviation) of a value estimated around 4%. This reduction itself affects the PSHA computation even in regions where the corrective factor is negligible.

We have applied this corrective factor to the DISS (Basili *et al.*, 2008) faults in the Southern Apennines. The percentage change between seismic hazard spectral acceleration at 1 s and 3 s is presented in Fig. 2 (left panel and right panel respectively). At 3 s the increment of the seismic hazard estimation was up to 25% and it was achieved along the entire system of faults. A significant reduction (up to 10%) was achieved in the region north to Naples (Campania), and in the Gargano national park (Puglia). At 1 s the effectiveness of the corrective factor is lower; the increase is up to 10% and the decrease is up to 5%. The areas affected by the modifications were approximately the same.

Conclusions. In this study we improved the seismic hazard maps in the near source region incorporating rupture complexity (i.e. directivity) in the ground motion prediction. We have implemented and modified the USGS seismic hazard computer code adding the SC2008 factor to one of the NGA equations, the Boore and Atkinson (2008). The application to other GMPEs of the package (Akkar and Bommer, 2010; Bindi *et al.*, 2012; Cauzzi and Faccioli, 2008) is also feasible but needs ad-hoc calibrations which are planed for a future activity.

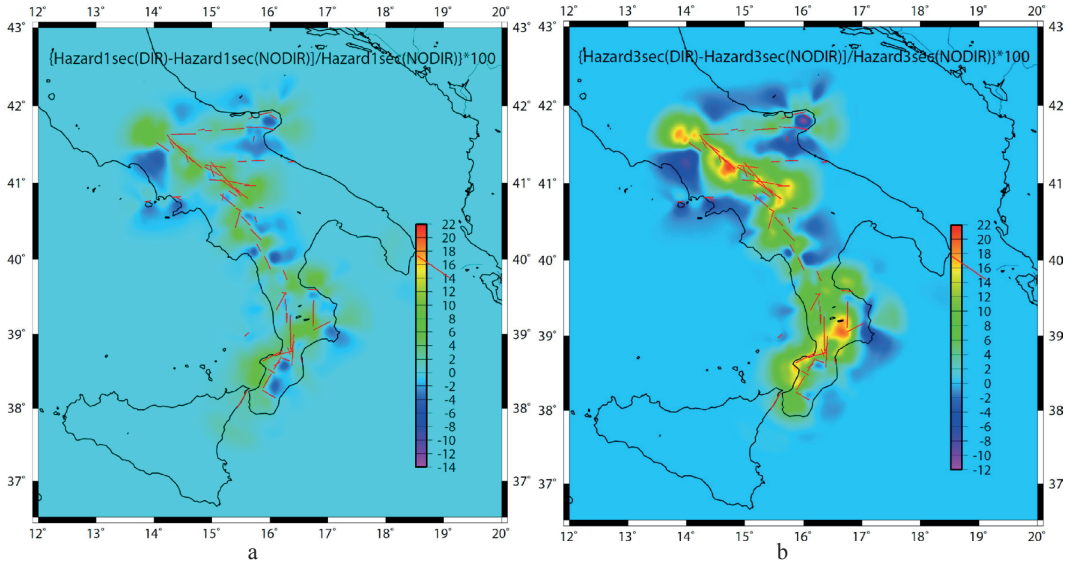


Fig. 2– Representation of the ratio between seismic hazard at a) 1 s and b) 3 s SA (%10 in 50 yrs) with directivity and null-directivity models calculated using the database DISS of individual fault segments, respectively. The correction was applied to the ground motion predictive equation of Boore and Atkinson (2008, BA08), to the spectral acceleration (SA) at 1 s and 3 s. In red: positive amplifications. In blue: negative amplifications.

We observed that the effect of the rupture directivity is to increase the seismic hazard estimations up to 25% and predict a reduction up to 10% in the southern Apennines. The effectiveness of the correction for directivity depends on the period of the spectral acceleration. Its effect is lower at shorter periods.

The strategy proposed in this work has the advantage that it is suitable to be updated anytime that a new information is available from catalogs; as an example, in this preliminary study the nucleation position was fixed to the value which gave the maximum correction at the considered site; however it is possible to vary the nucleation position inside the sub-fault by assigning a proper density distribution which is not necessarily uniform (Mai *et al*., 2005). Moreover, the incorporation of the Spudich and Chiou (2008)'s corrective factor is able to predict the spatial variability of ground motion due to rupture complexity even in regions where a specification of the directivity effect is not directly available from observations. Our results show that the complexity of the rupture process is effective also in presence of small faults, thanks to the probabilistic treatment of a physical process.

Acknowledgements. This study is supported by the Dipartimento della Protezione Civile (DPC) funds of the project INGV-DPC 2012 S2 "Constraining Observations into Seismic Hazard" coordinated by Laura Peruzza. The final results released by this study can be found at the web site address: https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/deliverables/d5_2.

References

Abrahamson, N.A. (2000), Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis, *Proceedings of the 6th International Conference on Seismic Zonation*, Palm Springs, CA, Earthquake Engineering Research Institute (EERI).

Akkar, S. and Bommer, J.J., 2010. Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean, and the Middle East. Seismological Research Letters, 81(2), pp. 195-206.

Basili, R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M. M. Tiberti, and E. Boschi, 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, Tectonophysics, 453, pp. 20-43

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G., Paolucci R., 2011. Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database, Bulletin of Earthquake Engineering, 9, pp. 1899-1920

Ben-Menahem, A., 1961. Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, PhD thesis, California Institute of Technology.

Benioff, H.,1955. Earthquakes in Kern County California during 1952, Department of natural resources - Division of Mines, 171, pp. 199-204.

Bernard P. and Madariaga R., 1984. A new asymptotic method for the modelling of near-field accelerograms, Bulletin of the Seismological Society of America, 74, pp. 539-557

Boore D. M. & Atkinson G. A., 2008. Ground Motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, PGD, and 5\% damped PSA art spectral periods between 0.01 s and 10.0 s, Earthquake Spectra, 24(1), pp. 99-138.

Brune, J.N. 1968. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones, J. Geophys. Res. 73, 777-784.

Cauzzi, C. and E., Faccioli, 2008. Broadband (0.05 to 20s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records,Journal of Seismology, 12, pp. 453-475.

Chiocciarelli E. and I. Iervolino, 2013. Near source seismic hazard and design scenarios *Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 42,* pp. 603-622.

Kasahara, K., 1960. An Attempt to Detect Azimuth Effect on Spectral Structures of Seismic Waves (The Alaskan Earthquakes of April 7, 1958), Bulletin of Earthquake Research Institute, 38, pp. 207-218.

Power M., Chiou B., Abrahamson N., Bozorgnia Y., Shantz T. & Roblee C., 2008. An overview of the NGA Project, Earthquake Spectra, 24, pp. 3-21.

Rowshandel, B., 2006. Incorporating Source Rupture Characteristic into Ground-Motion Hazard Analysis Models *Seismological Research Letters,* 77, pp. 708-722.

Somerville P.G. and N.F. Smith and R.W. Graves, 1997. Modification of empirical Strong Ground motion Attenuation Relations to include the Amplitude and Duration Effects of rupture Directivity, Seismological Research Letters, 68, pp. 199-222.

Spagnuolo E., Herrero A. & Cultrera G., 2012. The effect of directivity in a PSHA framework Geophysical Journal International, 191(2), pp. 616-626

Spudich, P. and Chiou, B. S., 2008. Directivity in NGA Earthquake Ground Motions: Analysis Using Isochrone Theory, Earthquake Spectra, 24(1), pp. 279-298.

Spudich, P. and Frazer, L., 1984. Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop, Bulletin of the Seismological Society of America, 74(6), pp. 2061-2082.

APPLYING ROBUST SATELLITE TECHNIQUES (RST) TO TIR ANOMALIES MONITORING IN TWO EARTHQUAKES PRONE AREAS OF ITALY: RESULTS OF A ONE YEAR MONITORING EXERCISE PERFORMED IN THE FRAMEWORK OF THE INGV-DPC PROJECT S3

V. Tramutoli[1,2], N. Genzano[1], M. Lisi[1], G. Sileo[1], R. Paciello[2], N. Pergola[2,1]
[1]*School of Engineering, University of Basilicata, Potenza, Italy*
[2]*Institute of Methodologies for Environmental Analysis (IMAA) of the National Research Council, Tito Scalo (Potenza), Italy*

Introduction. Several studies have been performed on the basis of anomalous space-time patterns of geophysical parameters measured from days to week before earthquakes occurrence. However, even in presence of physical models able to justify the observations (Melbourne *et al.*, 1997; Revil and Glover, 1997; Pulinets, 2009, Tramutoli *et al.*, 2013), up to now no one single measurable parameter, no one observational methodology has demonstrated to be sufficiently reliable and effective for the implementation of an operational earthquake prediction system

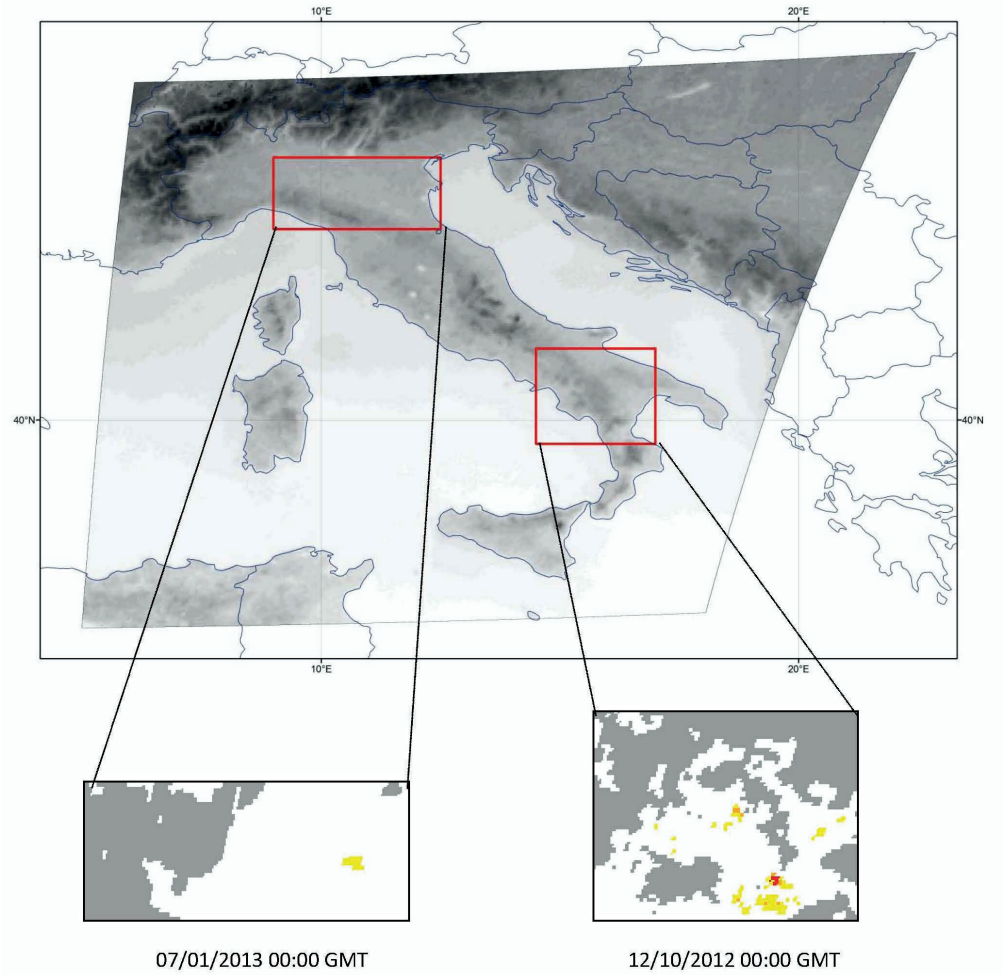


Fig. 1 – In the upper part is shown the portion of the *RETIRA computation area* scene used in order to calculate the spatial average T(t) used for the computation of the considered signal $\Delta T(\mathbf{r},t') = T(\mathbf{r},t') - T(t')$ and corresponding reference fields $\mu_{\Delta T}(\mathbf{r})$ (temporal mean) and $\sigma_{\Delta T}(\mathbf{r})$ (temporal standard deviation). The red boxes in figure represent the two investigated area respectively the Po plain and Pollino area. In the bottom part two examples of products provided for the two areas are reported, where different colors represent different value of RETIRA index (yellow 3<=RETIRA<3,5; orange 3,5<=RETIRA<4; red RETIRA>=4) and cloudy pixels (gray).

(see for example Geller, 1997). The extension of our present observational capabilities and the refinement of data analysis methods could improve our present knowledge of preparatory phases of earthquakes and of their possible precursors. Under these consideration the project "S3 - Short term earthquake prediction and preparation", the first supported Italian project on short term earthquake prediction, was developed in the frame of the agreement between the National Department of Civil Protection (DPC) and the National Institute for Geophysics and Volcanology (INGV) and aimed to identify and evaluate effective procedures for short term (from hours up to some months) forecasting of destructive earthquakes. In particular, the project aimed at overcoming the main limitation of researches so far carried on in the field of short term earthquake forecasting, that is the lack of observational data having sufficiently extended coverage both in time and space to allow a correct evaluation of the proposed precursory patterns. This goal has been considered as the basis of research project that focused on two Italian areas: the Po Plain and Southern Apennines.

In this context the Research Unit coordinated by University of Basilicata, worked in order to make available to the project team a further contribution for a dynamic assessment of seismic risk. On this base a generation of thermal anomaly maps, based on historical TIR observations of MSG-SEVIRI (Meteosat Second Generation - Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) from 2004 to 2012.

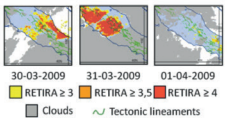
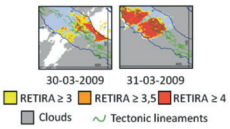
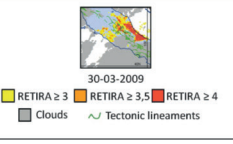
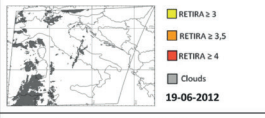
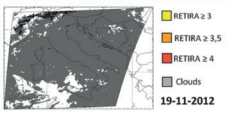
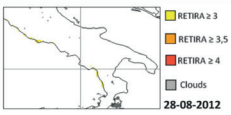
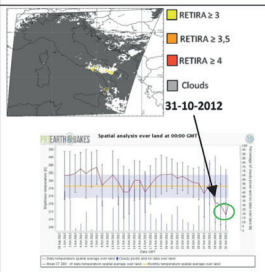
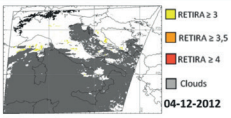
Since the start of the project an automatic chain of satellite data acquisition and processing has been activated providing TIR anomaly maps (following the method described in Tramutoli *et al.*, 2005) for the whole Italian territory and made available every day using a suitable geographical projections in order to make them directly comparable with products coming from other research units. Moreover, the provided maps with RETIRA index values have been accompanied by information about the significance of the reported anomalies (if any) with regard to their space-time persistence and known spurious effects as the ones related to the presence and distribution of cloud coverage, navigation errors etc..

The RST methodology. The Earth's thermally emitted radiation as measured from space is very high variable due to different natural/observational causes. By applying the Robust Satellite Technique (RST; Tramutoli, 1998, 2005, 2007) to multi-year satellite TIR records it is possible to identifies signal anomalies in the space-time domain as deviations from a normal state that has been preliminarily identified on the basis of satellite observations collected during several years, under similar observational conditions for each image pixel and period of the year. For earthquake (EQ) prone area monitoring, anomalous TIR patterns are identified by using a specific index, RETIRA (Robust Estimator of TIR Anomalies: Filizzola *et al.*, 2004) index $\otimes(\boldsymbol{r},t')$, which is computed as follows:

$$\otimes(\mathrm{r},t') \equiv \frac{\left[\Delta T(\mathrm{r},t') - \mu_{\Delta T}(\mathrm{r})\right]}{\sigma_{\Delta T}(\mathrm{r})}$$

where:

- $\boldsymbol{r} \equiv (x,y)$ represents the ground geographic coordinates of the image pixel center;
- t' is the time of acquisition of the satellite image at hand with $t \in \tau$, where τ defines the homogeneous domain of satellite images selected during the same time-slot (hour of the day) and period of the year (month) of the image at hand; these restrictions on the time series are useful in order to reduce the signal variability connected to both seasonal and daily cycle;
- $\Delta T(\boldsymbol{r},t')$ is the difference between the current ($t=t'$) TIR signal value $T(\boldsymbol{r},t')$ at location $\boldsymbol{r}$ and its spatial average $T(t')$ at the moment of satellite acquisition, computed in place on the image at hand (within the *RETIRA computation area*) considering only cloud-free pixels, and considering only sea pixels if $\boldsymbol{r}$ is located on the sea, only land pixels if $\boldsymbol{r}$ is located over the land; note that the choice of such a differential variable $\Delta T(\boldsymbol{r},t')$, instead

TIR anomaly code (TAC)	Explanation	Details	Example	Detection methods
AVS	Very Significant Anomalies	≥3 images showing spatially extended-time persistent TIR anomalies with RETIRA≥3		Visual inspection
AS	Significant Anomalies	≥2 images showing spatially extended-time persistent TIR anomalies with RETIRA≥3		Visual inspection
ANS	NO SIGNIFICANT ANOMALIES	single image showing space extended TIR anomalies with RETIRA≥3[1]		Visual inspection
NA	NO Anomalies	Valid data processing without spatially extended TIR anomalies detected		Visual inspection/Automatic implementation possible
ND	NO DATA (clouds)	Clouds presence over the testing area prevent data analysis		Visual inspection /Automatic implementation possible
SAN	SPURIOUS-ANOMALIES-NAV	Spurious TIR anomalies (typically along coastlines) due to image navigation errors [2]		Visual inspection/Automatic implementation possible
SAC	SPURIOUS-ANOMALIES-COLD-SPATIAL AVERAGE EFFECT	Spurious TIR anomalies due to the asymmetric distribution of clouds covering mostly the southern part of the scene [2, 3]		Automatic analysis of spatial average time-series
SCP	SPURIOUS CLOUD-PASSAGE	Spurious TIR anomalies due to a nocturnal clouds passages [2]		Visual inspection/Automatic implementation possible

[1] All kind of TIR anomalies with 2≤RETIRA index<3 (even if spatially extended and/or temporally persistent) are to be included in the ANS class as their significance can be considered only in presence of other independent observations.

[2] Details in: Aliano, C., Corrado, R., Filizzola, C., Genzano, N., Pergola, N., & Tramutoli, V. (2008). Robust TIR satellite techniques for monitoring earthquake active regions: limits, main achievements and perspectives. Annals of Geophysics, 51(1), 303–317.

[3] Details in :
- Tramutoli, V., Cuomo, V., Filizzola, C., Pergola, N., & Pietrapertosa, C. (2005). Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999. *Remote Sensing of Environment*, *96*(3-4), 409–426
- Genzano, N., Aliano, C., Corrado, R., Filizzola, C., Lisi, M., Mazzeo, G., Paciello, R., Pergola, N., & Tramutoli, V. (2009). RST analysis of MSG-SEVIRI TIR radiances at the time of the Abruzzo 6 April 2009 earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *9*, 2073–2084.

Fig. 2 – TIR Anomaly Codes (TAC) used to describe the significance of TIR anomalies identified by RST methodology.

of $T(\boldsymbol{r},t')$ is expected to reduce possible contributions (e.g. occasional warming) due to day-to-day and/or year-to-year climatological changes and/or season time-drifts;

- $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ are the temporal average and standard deviation values of $\Delta T(\boldsymbol{r},t')$ computed on the homogeneous data-set, of cloud-free satellite records collected at location $\boldsymbol{r}$ in the same time-slot (hour of the day) and period of the year (month) of the image at hand.

The $\otimes(\boldsymbol{r},t')$ index gives the local excess of the current $\Delta T(\boldsymbol{r},t')$ signal compared with its historical mean value, $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$, and weighted by its historical variability, $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$, at the considered location. Both $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r},t')$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r},t')$ are computed for each location $\boldsymbol{r}$, processing several years of historical satellite records acquired in similar observational conditions.

In this project, RST approach has been implemented on MSG-SEVIRI data. Nine years of TIR satellite images acquired from 2004 to 2012 in the same time of the day (00:00 GMT) for each months of the year were used to characterize the expected signal behavior (reference fields $\mu_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ and $\sigma_{\Delta T}(\boldsymbol{r})$ at each location $\boldsymbol{r}$) in unperturbed conditions. On this basis RETIRA index has been computed for all the TIR SEVIRI/MSG images covering the whole project duration (July 2012 – June 2013) and testing areas (Po Plain and Southern Apennines; Fig. 1).

Main results. The test was performed only considering significant the spatial – temporal persistence of TIR anomalies, as explained in Tramutoli *et al.* (2005). Following the code reported in Fig. 2 persistence has been evaluated considering spatially extended (D>150km) TIR anomalies (RETIRA≥3) reappearing one (AS) or more (AVS) times, approximately in the same area, within the following 7 *usable* days (i.e. excluding images affected by a "*cold spatial average effect"* or having the *RETIRA computation area* affected by more than 80% of cloudy pixels[1]). Data analysis has been performed in order to evaluate to which extent TIR anomalies belonging to classes AS or AVS can be related or not to EQs of M>4 occurred within a distance D (spatial window) and a time period within 30 days after (pre-seismic TIR anomalies) and 2 weeks before (post seismic TIR anomalies) the occurrence of such anomalies (temporal window). Following our previous experience (see for instance Corrado *et al.*, 2005; Genzano *et al.*, 2007; Tramutoli *et al.*, 2012 and reference herein) $150\ km<D<R_D$ has been considered being $R_D = 10^{0.43M}$ the Dobrovolsky radius (Dobrovolsky *et al.*, 1979).

The analysis enhanced only 4 cases of significant TIR anomalies (3 persistent and only one very persistent). In 3 cases (2 over the Southern Apennine, 1 over the Po Plain) the anomalies appeared (within the considered space-time windows) few days before (2 cases) or after (1 case) the main shocks (Tab. 1). In particular:

- 29/30 Sept 2012 and 1 Oct 2012. AS/AVS TIR anomalies were observed in the 3 days following the seismic event of Benevento (27 Sept 2012, Ml 4.1);
- 12/13 Oct 2012. AS TIR anomalies (Fig. 3) were observed 13 and 12 days before the seismic event of Pollino (25 Oct 2012, Ml 5);
- 12/14 Nov 2012. The AS TIR sequence recorded in Southern Apennines as to be considered a false positive with reference to the pre-established validation rules.
- 3/7 Jan 2013 AS TIR anomalies were observed 22 and 18 days before the seismic event of Garfagnana (25 Jan 2013, Ml 4.8).

In terms of reliability (assumed here as the fraction of significant TIR anomalies occurred in the investigated area/period appearing effectively related to the occurrence of an earthquake) a score of 75% (67% on the Southern Apennine, 100% over the Po Plain) was reached during the considered period, which means 25% of false positive (33% on the Southern Apennine, 0% over the Po Plain: Tab. 2).

It should be noted that meteorological clouds prevent Earth's emitted TIR signal to reach the satellite sensor, so that corresponding portions of the scene represent an information gap (data missing) both in the space and time dimension. Under this circumstance it is impossible to give

1 note that such analyses are performed separately for pixels belonging to the *land* or *sea* class.

continuity to the observations and to fully appreciate possible space-time persistence of TIR anomalies and the amount of usable satellite records within the historical data-set drastically reduces, weakening (particularly in specific zones) the significance of the computed reference fields.

Despite this evident limiting factor due to the intrinsic absence of continuity of TIR observations[2] a sensitivity analysis was performed considering all earthquakes with Ml>4 occurred within the investigated areas in the considered period.

The sensitivity has been here assumed as the fraction of earthquakes occurred in the investigated area preceded or followed by significant TIR anomalies in the space-time windows previously described In this case[3] the score was of 67% [4](100% on the Southern Apennine, 33% over the Po Plain) which means 33% of missed events (0% on the Southern Apennine, 67% over the Po Plain: Tab.2).

Tab. 1 – Significant sequences of TIR anomalies for both test area.

Southern Apennine (yyyymmddPollino.tif)	**TIR anomaly code (TAC)**	**Po plain** (yyyymmddPoPlain.tif)	**TIR anomaly code (TAC)**
20120927	**ML 4,1 (Benevento)**		
20120929Pollino.tif	ANS	20120929PoPlain.tif	ND
20120930Pollino.tif	**AS (post)**	20120930PoPlain.tif	NA
20121001Pollino.tif	**AVS (post)**	20121001PoPlain.tif	NA
20121011Pollino.tif	NA	20121011PoPlain.tif	NA
20121012Pollino.tif	**ANS**	20121012PoPlain.tif	ND
20121013Pollino.tif	**AS (pre)**	20121013PoPlain.tif	NA
20121014Pollino.tif	NA	20121014PoPlain.tif	NA
20121025	**ML 5,0 (Pollino)**		
20121112Pollino.tif	**ANS**	20121112PoPlain.tif	ND
20121113Pollino.tif	NA	20121113PoPlain.tif	NA
20121114Pollino.tif	**AS (false)**	20121114PoPlain.tif	NA
20130103Pollino.tif	NA	20130103PoPlain.tif	**ANS**
20130104Pollino.tif	NA	20130104PoPlain.tif	NA
20130105Pollino.tif	NA	20130105PoPlain.tif	NA
20130106Pollino.tif	NA	20130106PoPlain.tif	NA
20130107Pollino.tif	NA	**20130107PoPlain.tif**	**AS (pre)**
		20130125	**ML 4,8 (Garfagnana)**
SCORES	AS=2(1 false) AVS=1 (0 false)	**SCORES**	AS=1(0 false)

Tab. 2 – Results of the sensitivity (left) and reliability (right) analysis performed on the considered testing areas in

2 it should be also noted that still we have no theoretical or experimental elements to justify the systematic occurrence of whatever signal (including, for instance, foreshocks) before whatever earthquakes occurring in whatever place/time.

3 1 additional event in the Southern Italy (Tyrrhenian Sea EQ, 16 Oct 2012, Ml 4.6) and 2 additional in the Po Plain (Lunigiana seismic sequence, 21 Jun 2013, Ml 5.2 and Piacenza EQ, 3 Oct 2012, Ml 4.5) occurred in the considered period and for selected testing areas.

4 note that the persistence of clouds for one missed event (the Lunigiana sequence) makes this score possibly underestimated.

the considered July-2012/June 2013 testing period.

Reliability Analysis			
	Southern Apennines	Po Plain	Total
Number of TIR anomaly sequences detected	3	1	4
Corresponding to EQ	2 (67%)	1 (100%)	3 (75%)
NON Corresponding to EQ	1 (33%)	0 (0%)	1 (25%)
Sensitivity Analysis			
Number of seismic sequences (M≥4)	3	3	6
Associated to significant TIR anomalies	3 (100%)	1	4 (67%)
NON Associated to significant TIR anomalies	0 (0%)	2	2 (33%)

Conclusions. Even though based on a very short period of time and only on two testing areas, results achieved seems to confirm (and strongly extend) results already achieved by independent, 3 years long, studies funded by the German Space Agency (DLR: Halle *et al.*, 2008) and by NASA (together with USGS and University of South California, Eneva *et al.*, 2008) which successfully applied the same method (RST approach and RETIRA index) on longer data sets, to different satellite sensors, different geographic areas and tectonic setting in Europe and in Asia (details on these studies are given in the already quoted INGV-S3 UR8 first report available at https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos3/). Results seems moreover confirm the ones achieved during the 2 years long EU-FP7 project PRE-EARTHQUAKES (www.pre-earthquakes.org) where the considered techniques played a major role (trough the integration with several independent observations) for demonstrating, in different geographic area of the world, the potential of an improved system of time-dependent seismic hazard assessment.

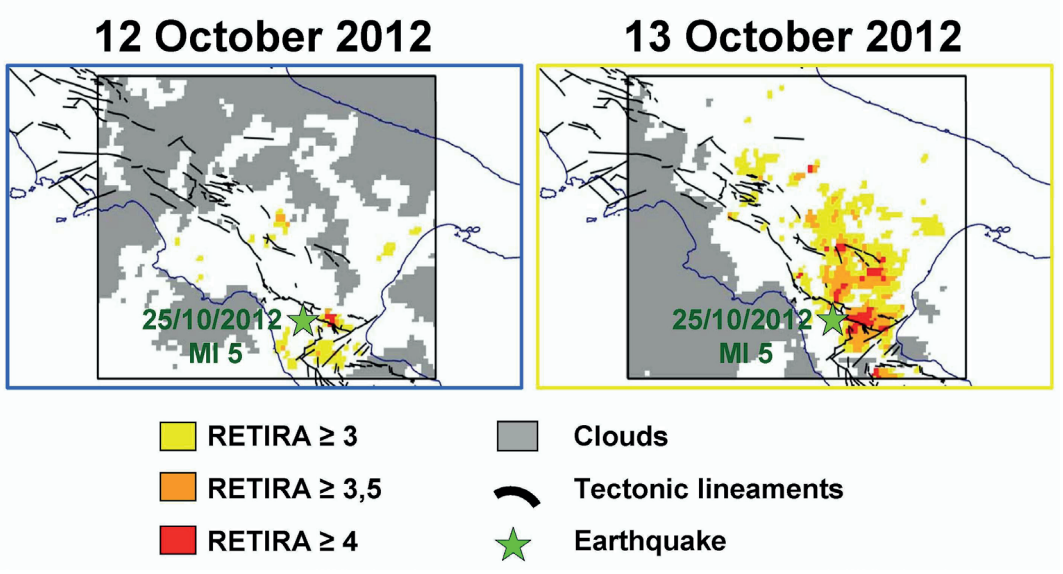


Fig. 3 – TIR anomalies before the Pollino earthquake (25/Oct/2012 Ml 5.0).

In this study, significant (according with the rules given in Fig. 2) TIR anomalies identified using the RST approach (fully described in Tramutoli *et al*., 2005) have been considered for their possible space-time correlation with earthquakes (with Ml>4) occurrence within pre-selected space-time windows. The used rules for success/failure evaluation were substantially the same accepted for the planned experimentation at CSEP (USC, http://www.cseptesting.org/).

A false positive rate of 25% (even less in selected area) and a missing rate of 33% (considering that the continuity of the observation is prevented by the presence of clouds) seems a more than encouraging result to be confirmed by studies (in part already started) on longer period of time and different geographic areas.

References

Aliano, C.; Corrado, R.; Filizzola, C.; Genzano, N.; Pergola, N.; Tramutoli, V. (2008). *Robust TIR satellite techniques for monitoring earthquake active regions: limits, main achievements and perspectives*. Annals of Geophysics, **51**, 303-317.

Corrado, R.; Caputo, R.; Filizzola, C.; Pergola, N.; Pietrapertosa, C.; Tramutoli, V. (2005). *Seismically active area monitoring by robust TIR satellite techniques: a sensitivity analysis on low magnitude earthquakes in Greece and Turkey*. Natural Hazards and Earth System Sciences, **5**, 101-108.

Dobrovolsky, I. R., Zubkov, S. I., and Myachkin, V. I., (1979): *Estimation of the size of earthquake preparation zones*. Pure Appl. Geophys., **117**, 1025-1044.

Eneva, M., D. Adams, N. Wechsler, Y. Ben-Zion and O. Dor (2008). *Thermal Properties of Faults in Southern California from Remote Sensing Data*, Report sponsored by NASA under contract to SAIC No. NNH05CC13C, March, 2008, 70 pp.

Filizzola, C.; Pergola, N.; Pietrapertosa, C.; Tramutoli, V. (2004). *Robust satellite techniques for seismically active areas monitoring: a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake*. Physics and Chemistry of the Earth, **29**, 517-527.

Geller R.J. (1997). *Earthquake prediction: a critical review*, Geophys. J. Int., **131**,pp 425-450.

Genzano N., Aliano C., Filizzola C., Pergola N., and Tramutoli V. (2007). *Robust satellite technique for monitoring seismically active areas: The case of Bhuj-Gujarat earthquake*. Tectonophysics, vol. **431**, pp. 197–210.

Genzano, N.; Aliano, C.; Corrado, R.; Filizzola, C.; Lisi, M.; Mazzeo, G.; Paciello, R.; Pergola, N.; Tramutoli, V. (2009). *RST analysis of MSG-SEVIRI TIR radiances at the time of the Abruzzo 6 April 2009 earthquake*. Natural Hazards and Earth System Sciences, **9**, 2073-2084.

Halle, W.; Oertel, D.; Schlotzhauer, G.; Zhukov, B. (2008). *Early warning of earthquakes by space-borne infrared sensors [Erdbebenfrüherkennung mit InfraRot Sensoren aus dem Weltraum]*. pp. 1-106.

Melbourne, T., Carmichael, I., DeMets, C., Hudnut, K., Sanchez, O., Stock, J., Suarez, G. and Webb, F, (1997). *The geodetic signature of the Mw=8.0 Oct. 9, 1995 Jalisco subduction earthquake*. Geophysical Research Let., **24**, 715-718.

Pulinets S.A., (2009). *Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC) Model*. In Electromagnetic phenomena associated with Earthquakes, Research Signpost, Japan, Chapter 9, 235-253.

Revil, A. and Glover, P.W.J., (1997). *Theory of ionic surface electrical conduction in porous media*. Phys. Rev. B, **55**(3), 1757-1773.

Tramutoli, V. (1998). *Robust AVHRR Techniques (RAT) for Environmental Monitoring: theory and applications*. Proceedings of SPIE, vol. **3496**, pp. 101-113.

Tramutoli, V. (2005). *Robust Satellite Techniques (RST) for natural and environmental hazards monitoring and mitigation: ten year of successful applications*, Proceending of The 9th International Symposium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, IGSNRR, Beijing, China,XXXVI (7/W20), pp. 792-795.

Tramutoli, V. (2007) *Robust Satellite Techniques (RST) for Natural and Environmental Hazards Monitoring and Mitigation: Theory and Applications* Proceeding of 2007 International Workshop on the Analysis of Multi-temporal Remote Sensing Images, pp. 1-6.

Tramutoli, V.; Cuomo, V.; Filizzola, C.; Pergola, N.; Pietrapertosa, C. (2005). *Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999*. Remote Sensing of Environment, **96**, 409-426.

Tramutoli, V.; Aliano, C.; Corrado, R.; Filizzola, C.; Genzano, N.; Lisi, M.; Martinelli, G.; Pergola, N. *On the possible origin of Thermal Infrared Radiation (TIR) anomalies in earthquake-prone areas observed using Robust Satellite Techniques (RST)*. Chemical Geology 2012, **339**, 157-168 DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.10.042.

GROUND-MOTION PREDICTIVE EQUATIONS FOR LOW-MAGNITUDE EARTHQUAKES IN THE CATANIA PROVINCE: THE CASE OF VOLCANIC AREA OF MOUNT ETNA

G. Tusa, H. Langer
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Italy

Introduction. The province of Catania undergoes high deformation rates which entails a considerable level of crustal seismicity and is thus one of the highest seismic hazard areas in Italy. Besides heavy damage caused by earthquake activity on a regional scale, the seismicity on Mount Etna leads to a rather peculiar scenario where rather small but superficial earthquakes produce severe damage on a local scale. This superficial seismic activity is associated to local surface tectonic structures of Mount Etna, such as the Pernicana Fault system, the Northern and Southern Rift, and the Timpe Fault System (Bosquet and Lanzafame, 2004), and is characterized by a high frequency of earthquakes, moderate magnitude of the events, often clustered in swarms, and focal depths often less than 3 km (Gresta and Patanè, 1987). The shallow earthquakes affect the whole volcanic area, even if they are more numerous in its central-eastern portion. Despite their small magnitudes, they have caused severe effects at the surface with macroseismic intensities reaching values up to X EMS (Azzaro, 2004). The most recent examples of destructive earthquakes within the volcanic edifice belong to a seismic swarm (formed by some hundreds of events) that occurred on Mt. Etna between 26 and 29 October 2002. Several of these earthquakes were clearly felt by the population in an area from Messina to Siracusa. The most damaging event of the swarm was the Santa Venerina earthquake on 29 October 2002, which had a magnitude of M_L 4.4. This event struck a densely urbanized area on the southeastern flank of the volcano. Macroseismic intensities reached degrees up to VIII (EMS with major damage even to reinforced concrete structures).

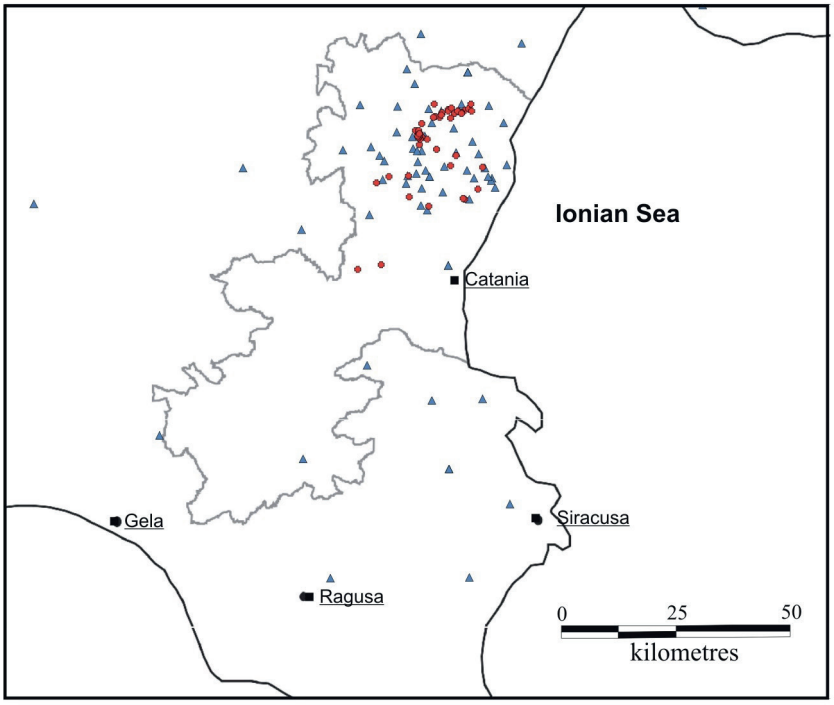


Fig. 1 – Map of study area. The area belonging to the province of Catania is delimited by the gray line. Triangles represent the stations of the RSPSO; circles, epicenter locations of the Shallow Mt. Etna Events used in this study.

The area of damage stretched over 4 km and was centred around the villages of Santa Venerina and Guardia (Azzaro *et al*., 2006).

In the literature, studies concerning the seismic hazard regarding the area of Mt. Etna have been published by Albarello *et al*. (2000) and Montaldo *et al*. (2005). However, Albarello *et al*. (2000) estimated peak ground accelerations using a specific attenuation relation derived from macroseismic data of Italian earthquakes (Margottini *et al*., 1987), while Montaldo *et al*. (2005) used an attenuation relationship specifically for the volcanic areas starting from different predictive relationships. Notwithstanding the high seismic potential of the investigated area, no attenuation relationships of peak ground motion parameters are available in the literature so far. In this study, we used the background seismicity of the area to derive empirical attenuation laws of the peak ground-motion parameters for the shallow events on Mount Etna, considering both small (< 15 km) and intermediate distances (< 50 km) from the source.

Data set and record processing. The data set we used in this study consists of 54 shallow selected seismic events (Fig. 1), recorded by the stations of the "*Rete Sismica Permanente della Sicilia Orientale*" (RSPSO), operated by *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) – Osservatorio Etneo.* The starting set of data includes earthquakes recorded from August 2006 to October 2012 having local magnitude (M_L) between 2.5 and 4.3, focal depth and epicentral distance less than 5 km (ca. 86% of events has focal depth less than 2 km) and 50 km, respectively. The seismic network includes about sixty digital stations equipped with Nanometrics Trillium broadband seismometers (natural period of 40 sec), located in the volcanic area of Mt. Etna. The data are digitized by a 24-bit A/D converter with a sampling rate of 100 Hz. Focal parameters and local magnitude values of the events were taken from the "*Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (1999-2011)" (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2013)* of the INGV. Before processing the data, we visually checked the two horizontal components of each event at all stations in order to exclude traces with electronic glitches and phenomena of amplitude saturation. We also looked for good signal-to-noise ratio (higher than about 3) to guarantee the best seismic records. After this selection, a collection of 1980 horizontal-component seismograms (considering both the two horizontal components) was thus available for the analysis. Fig. 2 depicts the characteristics shown by our digital records in terms of magnitude-distance (Fig. 2a), number of data–magnitude (Fig. 2b), and number of data – soil classes (Fig. 2c), distributions. Up to a distance of about 30 km, the data show a fair degree of homogeneity with respect to spatial sampling. In order to avoid the risk of potential bias due to poor distribution of data in some range of distance, the records from distances larger than 30 km were excluded from the analysis. Finally, a total of 962 horizontal PGA was available for the analysis.

As an initial step in the processing, the digitized velocity time histories of the horizontal components were first baseline corrected, removing offsets and the linear trends from the data, and instrument corrected to obtain ground velocity in units of m/sec. Then, they were bandpass filtered using corner frequencies of 0.1 and 25 Hz for the high-pass and low-pass filtering,

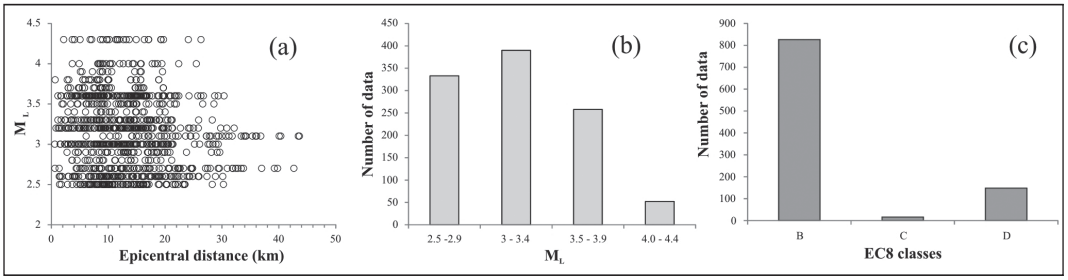


Fig. 2 – Statistical characteristics of our data set. (a) Distribution of epicentral distance vs. local magnitude (ML); (b) number of data as a function of ML; (c) number of data vs. EC8 soil classification.

respectively. The weak motion velocity data were differentiated to calculate acceleration time series. As a final step, the peak amplitude values of the ground acceleration (PGA) were read on the traces resulting from the geometric mean of the two horizontal components.

Ground motion model. The ground-motion predictive equations (hereafter, GMPE) are calibrated with the formulation given by (e.g. Boore and Atkinson, 2008)

$$\log Y = b_1 + b_2 M + b_3 M^2 + \left[b_4 + b_5\left(M - M_{ref}\right)\right]\log\left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2}\,/\,R_{ref}\right) + b_6\left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} - R_{ref}\right) + e_i S_i \qquad (1)$$

where Y is the ground-motion parameter to be predicted, M is the local magnitude, M_{ref} is the magnitude to which the magnitude dependence of geometric spreading is referenced, R_{epi} is the epicentral distance (km), h is the pseudo-depth (km), R_{ref} is the distance at which near source predictions are pegged (following Boore and Atkinson (2008), we fixed M_{ref} = 3.6 and R_{ref} = 1 km), and S_i are the dummy variables representing the influence of site class and assuming either the value 0 or 1 depending on EC8-soil classes. The grouping of the seismic stations into a particular soil class has been made following the results reported in Gresta and Langer (2002) for the area of the province of Catania. The authors created GIS based electronic maps exploiting the abundant seismic logs available in the province of Catania which allowed identifying the characteristic lithological units according to the EU building code EC8-soil classes. As shown in Fig. 2c, our recording sites are classified B, C, and D, with the class C poorly represented (only 16 data). In this study, the reference soil class is then B. Here, PGAs are expressed in cm/s^2.

The value of the coefficients of equation (1) have been determined through a nonlinear regression analysis of peak ground acceleration by using the Levenberg-Marquardt algorithm for nonlinear least squares. In particular, the procedure iteratively fits a weighted nonlinear regression, where the weights at each iteration are based on each observation's residual from the previous iteration. These weights serve to down weight points that are outliers so that their influence on the fit is decreased. Iterations continue until the weights converge. We performed several inversions by changing the starting coefficient model. However, the solutions rapidly converged towards the same value of coefficients apart from the starting one. We have estimated the attenuation laws considering epicentral distances less than 30 km and less than 15 km. the latter analysis was carried out with the scope to focus on near-source effects on the GMPEs. For this we used a sub-set of 662 values of horizontal PGA.

The obtained regression coefficients and their standard deviations are given in Tab. 1. The goodness of obtained fits is represented by the values of determination coefficients r^2.

The results of the analysis performed separately taking into account all the PGA data for both epicentral distance ranges (R_{ep}i < 30 km and R_{epi} < 15 km) showed values of e_C significantly less than zero, contrarily we expected for a soil class C. However, as said before, only 16 PGA values were available for this soil class, not enough to to warrant homogeneous sampling both with respect to magnitude and spatial sampling. Thus, we have decided to perform the following regressions omitting the contribution of the coefficient e_C.

The coefficients e_D given in Tab. 1 show slightly negative values, as well. However, if we take into account the confidence interval, the positive values are within the range of uncertainties. For comparison, we have also estimated the GMPEs considering the PGA values measured just at recording sites on soil class B. On the other hand, about the 15% of total dataset is associated to soil class D. However, the results suggest that removing the peak ground parameters respective to the soil class D does not significantly change the goodness of fits, and produces a slight increase of the uncertainties of the single coefficient estimates. For this reason, in the following we focus on the results obtained for the site independent model, preferring the increase of significance level of the findings allowed by a bigger sample size. The fits of the data by the GMPEs are illustrated in Fig. 3a and 3b, for epicentral distances (R_{epi}) less than 30 km and 15 km. Examining the figures reveals that, within the range of uncertainties, the PGA

observed for the events having M_L equal to 3.0 and 4.0 are in good agreement with the ones predicted by our equation. The figures also suggests that the estimated attenuation model for $R_{epi} < 15$ km predicts slightly higher PGA values at very short epicentral distance for the events having magnitude higher than 3.6, that is the M_{ref}.

Tab. 1 – Regression coefficients for horizontal PGA. 2s represents the 95% confidence interval.

	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	h	b_6	e_C	e_D	e	r^2
Epicentral distance < 30 km; soil classes B, C, and D (960 PGA values).											
	0.946	*0.594*	*-0.050*	*-2.473*	*0.468*	*3.258*	*0.017*	***-0.480***	*-0.033*	*0.377*	*0.743*
m-2s	-0.850	-0.122	-0.150	-3.509	0.205	1.720	-0.011	-0.669	-0.101		
m+2s	2.742	1.309	0.051	-1.436	0.732	4.797	0.045	-0.292	0.035		
Epicentral distance < 30 km; soil classes B and D.											
	0.914	*0.639*	*-0.059*	*-2.482*	*0.480*	*3.301*	*0.017*	-	*-0.033*	*0.378*	*0.735*
m-2s	-0.916	-0.086	-0.161	-3.550	0.212	1.731	-0.012	-	-0.102		
m+2s	2.745	1.364	0.043	-1.413	0.749	4.871	0.046	-	0.035		
Epicentral distance < 30 km); soil class B.											
	0.124	*0.814*	*-0.071*	*-2.067*	*0.399*	*2.725*	*0.005*	-	-	*0.383*	*0.742*
m-2s	-1.670	0.034	-0.182	-3.009	0.131	1.146	-0.022	-	-		
m+2s	1.919	1.593	0.040	-1.125	0.666	4.304	0.032	-	-		
Epicentral distance < 15 km; soil classes B, C, and D (662 PGA values).											
	0.151	*0.415*	*0.011*	*-1.487*	*0.234*	*2.043*	*-0.023*	***-0.589***	*-0.052*	*0.353*	*0.694*
m-2s	-1.887	-0.375	-0.102	-3.097	-0.087	-0.296	-0.091	-0.840	-0.130		
m+2s	2.190	1.205	0.124	0.122	0.555	4.381	0.045	-0.337	0.025		
Epicentral distance < 15 km; soil classes B and D.											
	-0.042	*0.508*	*0.000*	*-1.494*	*0.198*	*2.037*	*-0.023*	-	*-0.051*	*0.353*	*0.686*
m-2s	-2.078	-0.292	-0.114	-3.116	-0.124	-0.322	-0.092	-	-0.128		
m+2s	1.994	1.308	0.115	0.129	0.519	4.396	0.045	-	0.027		
Epicentral distance < 15 km; soil class B.											
	1.068	*0.666*	*-0.009*	*-3.946*	*0.091*	*3.881*	*0.078*	-	-	*0.354*	*0.686*
m-2s	-2.760	-0.247	-0.132	-8.247	-0.354	0.964	-0.075	-	-		
m+2s	4.897	1.579	0.114	0.356	0.535	6.798	0.232	-	-		

Discussion and summary. The territory of the Catania province surrounding he volcanic area of Mount Etna, is characterized by the presence of densely populated towns and by a wide dissemination of industrial and agricultural facilities that sustain the economy of east Sicily. Due to vivid tectonic activity both on a regional as well as local sale, the area belongs to the one with the highest seismic hazard in Italy. Nonetheless, there are no published attenuation relationships available for the investigated area, in particular for the shall events which, though being of small magnitude, cause severe damage to the population living at the feet of the volcano. Here we summarize the preliminary results we obtained for ground-motion predictive equations calibrated for the very shallow events, and at short epicentral distances

We have estimated GMPEs by using a dataset of 54 shallow earthquakes recorded by the seismic stations of RSPSO network. Magnitudes of considered events range from 2.5 to 4.3. The available dataset is made up of peak ground horizontal acceleration (PGA) parameters

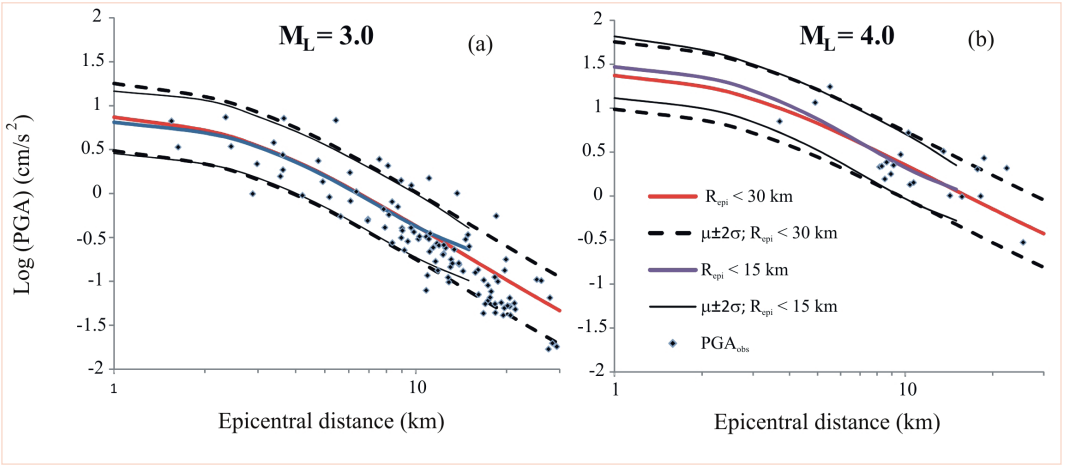


Fig. 3 – Observed PGA values (diamonds), compared with respect to the GMPEs obtained in this study (continuous lines) for epicentral distances less than 30 km (red line) and 15 km (blue line), respectively, for M_L = 3.0 (a) and 4.0 (b).

coming from 1980 horizontal component seismograms. The functional form used to derive the GMPEs is a simplified version of the model adopted by Boore and Atkinson (2008). In particular, we did not consider the term depending on the style of faulting, since this kind of information is available for few of events. Moreover, Boore and Atkinson (2008) introduced the hinge magnitude (M_h) at which the shape of magnitude scaling changes from a quadratic form (low magnitude events) to the linear form (high magnitude events). Since the range of magnitudes we investigated includes only low M_L values, we omitted it from our equation for predicting ground motion. from our equation for predicting ground motion. Consequently, our magnitude scaling is quadratic. The last difference concerns the site amplification that Boore and Atkinson (2008) puts equal to the sum of a linear and a nonlinear terms.

For the identification of the coefficients we applied the Marquardt-Levenberg technique, which allows the estimation of non-linear parameters in the model, in particular the pseudo-depth h. Various configurations were tested, both with respect to distance intervals as well as the role of soil conditions. Given the peculiar conditions of the shallow Mount Etna events, we suggest the use of a law based on records obtained at less than 15 km for estimating ground motion to the epicenter. At the same time the role of soil type remains unclear – at least as long as classification is based on generic information rather than on-site investigations of the geotechnical properties encountered at a seismic station. Given the lack of that information we propose to use the laws obtained for the most commonly met conditions (i. e., soil class "B"). Corrections for sites belonging to other soil classes may be applied following the rules given the seismic codes (e. g., EC8). As a caveat we underscore that estimated peak ground accelerations become highly instable when extrapolating the relations to magnitudes and distances not covered by the observations.

References

Albarello D., Bosi V., Bramerini F., Lucantoni A., Naso G., Peruzza L., Rebez A., Sabetta F. and Slejko D.; 2000: *Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale*. Quad. di Geofis. 12, ING, Roma, 7 pp., CD-Rom, 4 annexes (in Italian).

Azzaro R.; 2004: *Seismicity and active tectonics in the Etna region: constraints for a seismotectonic model*. In: Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S. (eds.), Mt. Etna: Volcano Laboratory, AGU Monograph, 143 pp. 205–220.

Azzaro R., D'Amico S., Mostaccio A., Scarfì L. and Tuvè T.; 2006: *Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia orientale nel periodo gennaio 2002-dicembre 2005*. Quad. Geofis., **41**, INGV, Roma (in Italian).

Boore, D.M. and Atkinson G.M.; 2008: *Ground-motion prediction equation for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral Periods between 0.01 s and 10.0s*. Earthquake Spectra, **24**, 99-138.

Bousquet, J.C. and Lanzafame G.; 2004: *The tectonics and geodynamics of Mt. Etna: synthesis and interpretation of geological and geophysical data*. Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S. (eds.), Mt. Etna: Volcano Laboratory, AGU Monograph, 143 pp. pp. 29–45.

Gresta, S. and Patanè D.; 1987: *Review of seismological studies at Mount Etna*. Pure Appl. Geophys., **125**, 951-970.

Gresta, S. and Langer H.; 2002: *Assessment of seismic potential in southeastern Sicily*. In: Brebbia C.A. (ed), Risk Analysis III, WITpress Southampton, Boston, pp. 617-626.

Gruppo Analisi Dati Sismici; 2013: *Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale – Calabria Meridionale (1999-2011)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Catania, http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php.

Margottini, C., Molin D., Narcisi B. and Serva L.; 1987: *Intensity vs. acceleration: Italian data*. Proc. of Workshop on Historical Seismicity of central-eastern Mediterranean Region, 213-226, ENEA-IAEA, Roma.

Montaldo V., Faccioli E., Zonno G., Akinci A. and Malagnini L.; 2005: *Treatment of ground-motion predictive relationships for the reference seismic hazard map of Italy*. J. Seism. **9**, 295-316.

A SIMPLE EARTHQUAKE SIMULATOR TO EXPLORE THE COEFFICIENT OF VARIATION OF THE RECURRENCE TIME

F. Visini[1], B. Pace[2]

[1]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, L'Aquila, Italy

[2]DiSPUTer - Università "G. d'Annunzio" Chieti-Pescara, Italy

Introduction. Probabilistic fault-based and time-dependent seismic hazard studies are commonly used to forecast the time between consecutive earthquakes; however, the correct evaluation of key parameters, that are average recurrence time and coefficient of variation of the recurrences, is critical for obtaining accurate results. This study focuses on a fault system earthquake simulator that explores the variability in the coefficient of variation of the recurrence time by analysing the effects of the tectonic loading stress, the slip-rate variability and the fault system geometry. The simulations incorporate variability in the magnitude threshold and stress-dependent earthquake nucleation. The variability in earthquake recurrence intervals is typically defined using the coefficient of variation (CV) for a sequence of earthquakes, which is defined as the standard deviation of the recurrence times over their mean. Several studies acknowledge that the CV values for earthquake recurrence intervals are poorly constrained (e.g., Ellsworth *et al*., 1999), and small differences in the CV can lead to order of magnitude differences in earthquake probability forecasts. We analyse data from a synthetic seismicity catalogue, whose geometry is based on an active normal fault system in central Italy, to obtain predictive CV equations.

Methods. This study employs synthetic catalogues that are generated using a simulation based on elastic rebound theory (Reid, 1910). The model uses individual seismogenic sources (faults) and stress interactions (static Coulomb failure stress, CFS).

The model has four key elements: 1) a geometric and energetic (slip rate and characteristic magnitude) description of the sources embedded in a fault system (Fig. 1a), 2) a driving mechanism that pushes the sources towards failure, 3) a rupture threshold definition based on the characteristic magnitude and 4) fault failures and fault interactions via induced changes in the CFS.

The slip rate defined for each source is characterised by both annual and long-term variability (Fig. 1b). The annual slip rate variability (SRV_a) is computed each year and is confined within a user-defined range with respect to the previous year, whereas the long-term slip rate variability (SRV_{lt}) controls the upper and lower bounds of the slip rate. This solution prevents any unobserved jumps in the slip rates during the simulations while simultaneously allowing fluctuations in the slip rate.

The rupture threshold is computed using the characteristic magnitude defined for each fault (Fig. 1c). The model incorporates uncertainty in the definition of the characteristic magnitude,

calculating the rupture threshold for each fault every 500 years within an asymmetric Gaussian bell ranging from −3σ to +1σ, where s is assumed equal to 0.3, which is approximately the aleatoric uncertainty in the empirical relationship between the geometry and the moment magnitude M_w (e.g., Leonard, 2010; Wells and Coppersmith, 1994).

This method begins with a random initialisation of the loading stress values for the faults and, as time advances, is defined by a variable that reproduces the years of observation. The loading mechanism produces a source failure, which in turn changes the stress on all other sources. Additional detail for each source in the loading variable (blue curve in Fig. 1d) is provided here as a function of the slip, which increases from a random ground state d_0 over time as a function of the slip rate.

When a source reaches the rupture threshold (red lines in Fig. 1d), its slip instantaneously reverts to zero, creating a perturbation in the state of stress on the other faults through static Coulomb stress interactions (Fig. 1e). To simulate the properties of a realistic fault interaction, we assume positive and negative stress transfers as functions of the slip that increase or decrease due to the occurrence of an earthquake on the reaming faults (receiver sources). The ΔCFS contributions from surrounding sources are shown in Fig. 1f and result in instantaneous changes in the loading curve, as shown in Fig. 1d.

For each receiver, the sum of the absolute values of ΔCFS is multiplied by the slip rate of the slipping source to define a parameter that we call the system effect (S_E). The S_E quantifies the influence of the presence and slip rate of other neighbour sources over the seismic cycle of each

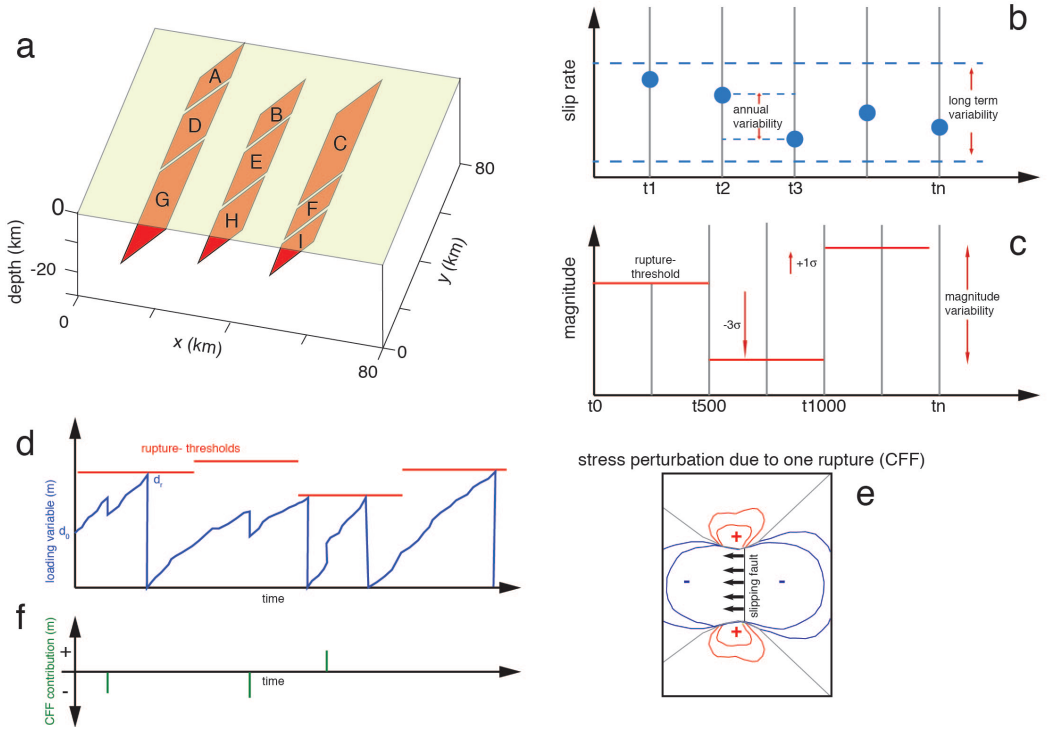


Fig. 1 – a) Three-dimensional view of the nine seismogenic sources in the simulated fault system; b) example of slip rate variability in terms of long-term and short-term variability; c) example of magnitude variability; d–f) examples of simulation results: seismic history. The red lines represent the rupture thresholds and change with the magnitude variability, the blue lines represent the loading variable that changes with time, and the green lines represent the contribution of the ΔCFF when an earthquake occurs; e) example of stress perturbation due to a rupture: the blue lines represent a negative contribution, whereas the red lines represent a positive contribution.

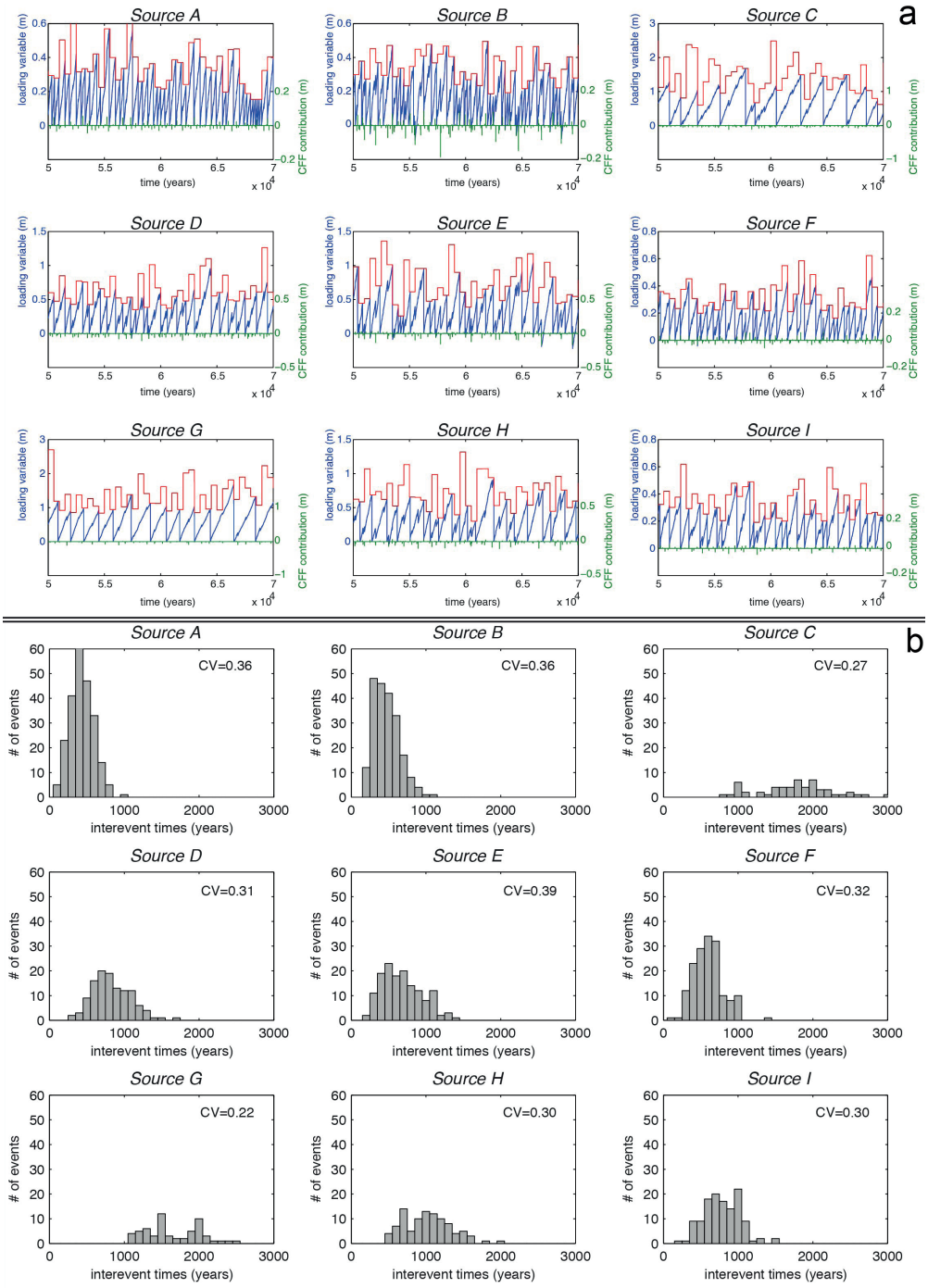


Fig. 2 – a) Seismic histories of the nine seismogenic sources in the 50-70 ka observation window assuming $\dot{\tau} = 0.02$ bar/a and $SRV_{lt} = 0.5$; the red lines represent the rupture thresholds that change with the magnitude variability, the blue lines represent the loading variable that changes with time, and the green lines represent the contribution of the ΔCFF when an earthquake occurs. b) Histograms of the inter-events times for one as-produced synthetic catalogue, assuming $\dot{\tau} = 0.02$ bar/a and $SRV_{lt} = 0.5$, for the nine seismogenic sources; the calculated CV values are also reported.

source. An S_E value equal to zero represents an isolated source, and an increase in S_E indicates an increased influence of the other faults. Thus, the S_E is an intrinsic and static propriety of each single source due to the fault system geometry. Through this approach, one can obtain synthetic earthquake catalogues that contain the slip per event and time of occurrence for all sources in the fault system and compute the inter-event times, the mean recurrence times and the relative coefficients of variation (CV). We vary $\dot{\tau}$ and SRV_{lt} to simulate various earthquakes catalogues to investigate, using statistical approaches, the relationships among the geometric and energetic parameters of an active fault system, the stress interaction and the CV.

Case study. In the simulation presented herein, we adopt a model containing nine active normal faults. The fault network used in this study is presented in Fig. 1a. That network contains both vertical and dipping faults to accommodate a combination of strike-slip and dip-slip events. The fault system (Fig. 1a) extends approximately 80 km in the strike direction and approximately 50 km perpendicular to the strike direction. The long-term fault-slip rates (ranging from 0.4 mm/a to 1.0 mm/a), the characteristic magnitude (ranging from 6.3 to 6.7) and the fault lengths (ranging from 20 to 35 km) are a simplification of the actual mapped fault system in central Italy (Boncio *et al.*, 2004; Peruzza *et al.*, 2011). All fault dips are taken as 60°, and the thickness of the seismogenic layer is assumed to be 15 km, which are both consistent with the available geological, seismological, geodetic and rheological data for central Italy (Boncio *et al.*, 2009).

Results and discussion. The 240 as-produced synthetic earthquake catalogues contain a large number of events (approximately 500-1500), with magnitudes ranging from M_w 5.4 to M_w 7.0, over periods of 10^5 years. The previously described model setup is used to simulate long earthquake sequences on a system of nine faults characterised by normal faulting. Fig. 2a shows a window of the seismic histories for the nine sources over a period of 20 ka, assuming a $\dot{\tau}$ and SRV_{lt} equal to 0.02 bar/a and 0.5, respectively

Fig. 2b depicts histograms of the inter-event times. The inter-event time distributions exhibit a wide variety of behaviours, from peaked around a single mean recurrence interval (sources A, B, and F), to double-peaked (sources C and G) to widely scattered (sources D, E, H and I). We computed highest CVs for sources A, B, E and F, with sources C and G returning the lowest CV values, confirming these different behaviours. We demonstrate that the shape of the histograms appears to be controlled by the geometries of the sources and the fault system and by the efficacy of the stress transfer in modulating the earthquake recurrence intervals. Decreases (unloading) or increases (loading) in the stress due to the spatial relationship between the slipping source and the location of the receiver (Fig. 1e – in the shadow zone, i.e., across the strike, or in the positive stress zone, i.e., along the strike) influence the recurrence intervals. For example, we noted long recurrence intervals for sources C and G, located where the receiver stress decreases from a source across the strike and the two sources are the largest in the system. Therefore, the effect of ΔCFS is reduced for two reasons: a) the mean ΔCFS is low after a neighbour source ruptures; b) their rupture threshold (correlated with their characteristic magnitudes) is higher than those for smaller sources such as A and I. This finding implies that an earthquake occurring on source H contributes more to the delay in an event on source I than on source G; similarly, an earthquake on source D has a lower impact on the loading variable of source G with respect to the slip of source F on source I. Conversely, source E, located in the centre of the fault system, receives positive and negative ΔCFS from all surrounding sources, resulting in the highest CV. Therefore, the recurrence distributions for an individual source within a fault system depend on its position within the fault system. These characteristics indicate that the gross fault system geometry plays a primary role in establishing the stress evolution characteristics that control earthquake recurrence. We quantify the influence of the position of a fault embedded in a fault system through the S_E coefficient (described in the methods section). On first glance, the highest S_E returns the highest CV (sources B and E), with the lowest CVs occurring in sources C and G, which have the lowest S_E values.

One reason for undertaking this study was to explore the possible applications of earthquake simulations in assessing earthquake probabilities. Current standard methodologies for assessing time-dependent earthquake recurrence probabilities employ probability density functions. However, major sources of uncertainty in such assessments relate to both choosing an appropriate functional form for the probability density functions and specifying the parameters for implementing the idealised PDF. Because our work focuses on determining whether the CV values are correlated with both the geometry of the fault system (through the S_E coefficient) and the slip rate variability, in Fig. 3, we mapped the CV for each fault in the 240 synthetic catalogues. The figure is organised to present an increasing interaction among the sources in

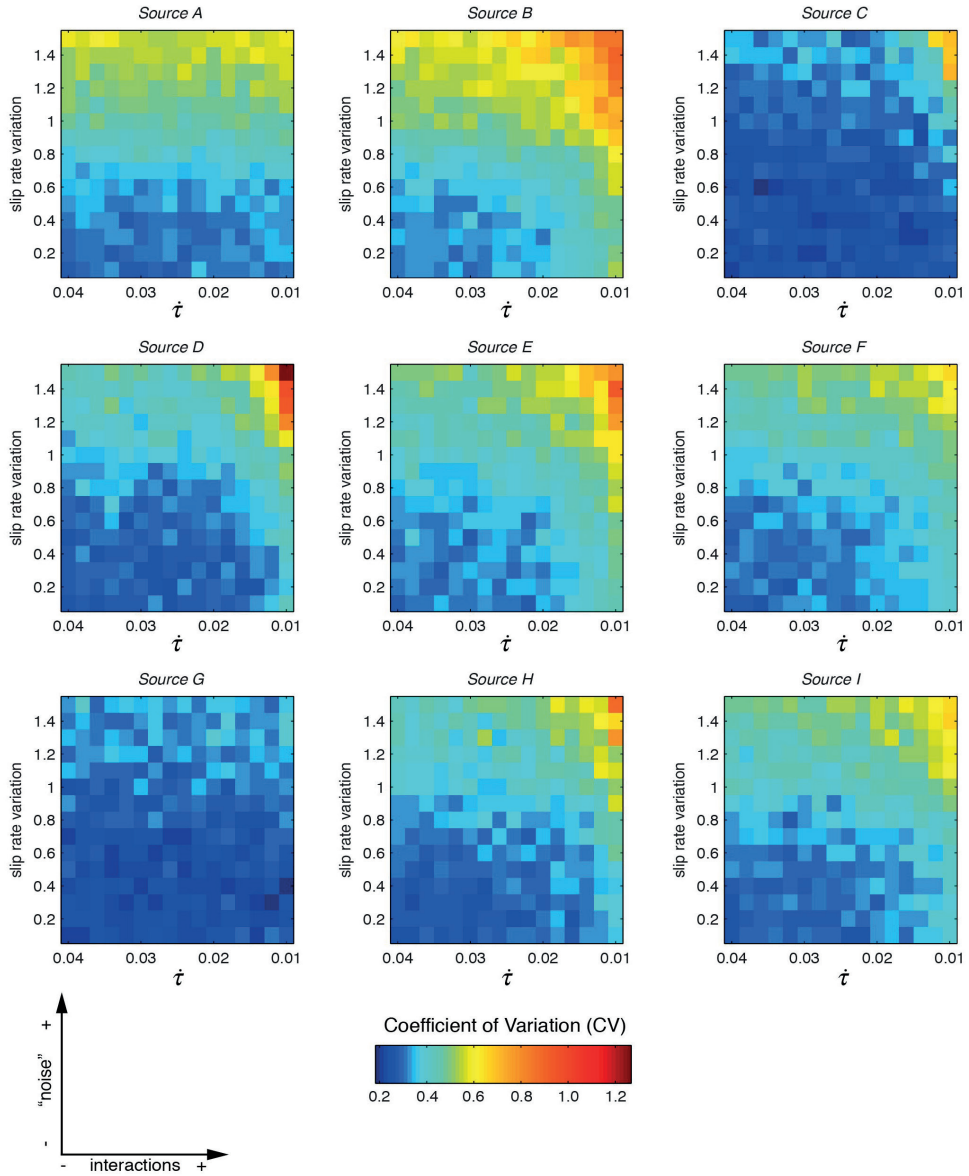


Fig. 3 – CV values calculated for all 240 as-produced synthetic catalogues for the nine seismogenic sources; the CV values are mapped and exhibit a decreasing value of $\dot{\tau}$ along the x-axes and an increasing value of SRV_{lt} along the y-axes.

the system along the x-axes (corresponding to a decrease in $\dot{\tau}$) and an increase in the SRV_{lt} level along the y-axes, which indicates an increased level of "noise". We observe, as a general feature, that the CV values are correlated with both variables. In particular, an increased level of interaction and noise yields higher CV values.

This result can provide general equations for estimating CV based on the S_E, SRV_{lt} and $\dot{\tau}$. We explored the use of several functional forms and determined, for given values of $\dot{\tau}$, that the optimal model included a power law for SRV_{lt} and an exponential for S_E.

Due to a lack of observational data, any discussion of the correct CV estimation is speculative. We are particularly aware that the assumption of a certain relationship between CV and the investigated parameters can significantly influence the result. The shape and influence of each single parameter can clearly be discussed, but the possibility of predicting the CV from "independent" and observable data, which could significantly improve the estimations of the seismic hazards in any region, has not been tested.

Conclusions. In our synthetic seismicity simulations, statistical seismicity measures are sensitive to the geometric and physical parameters that control the seismicity behaviour, including the position of a source in a fault system, the long-term slip rate variability (SRV_{lt}) and the tectonic loading rate $\dot{\tau}$. We have concentrated on the effect of $\dot{\tau}$ and SRV_{lt} on the variability of a series of events defined by the coefficient of variation (CV). Overall, the variations obtained in the statistical seismicity measures are likely related to systematic effects in the complex fault interactions that occur through the perturbation of the stress field following large events. Our results demonstrate that, depending on the loading stress rate, which in turn controls the level of interaction among the faults, the gross fault system geometry strongly affects the recurrence of earthquakes. Because the fault system geometry and the slip rate variability are observables that greatly impact recurrence statistics, we propose using fault system earthquake simulators to obtain a predictive equation for CV to assess earthquake probabilities. To quantify the effect of the fault system geometry, we introduced a new parameter, S_E, that depends on the perturbation of the stress caused by earthquakes on neighbouring faults. The S_E of a source (fault) is obtained by summing the absolute ΔCFS caused by earthquakes with characteristic magnitude slipping on other faults in the system. For an isolated fault, S_E is equal to zero. Because such features may be difficult to characterise given the uncertainties in defining a seismogenic source, this parameter may represent a significant source of uncertainty and merits close attention.

References

Boncio P., Lavecchia G. and Pace B.; 2004: *Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy).* J. Seismol., **8 (3)**, 407-425.

Boncio P., Tinari D.P., Lavecchia G., Visini F. and Milana G.; 2009: *The instrumental seismicity of the Abruzzo Region in Central Italy (1981-2003): Seismotectonic implications.* Boll. Soc. Geol. It., **128 (2)**, 367-380.

Ellsworth W.L., Matthews M.V., Nadeau R.M., Nishenko S.P., Reasenberg P.A. and Simpson R.W.; 1999: *A physically based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities.* U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 99-522.

Leonard M.; 2010: *Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release.* Bull. Seismol. Soc. Am., **100-5**, 1971-1988.

Peruzza L., Pace B. and Visini F.; 2011: *Fault-based earthquake rupture forecast in Central Italy: remarks after the L'Aquila Mw 6.3 event.* Bull. Seismol. Soc. Am., **101 (1)**, doi: 10.1785/0120090276.

Reid H.F.; 1910: *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906.* Vol. 2, Report of the State Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.

Wells D.L. and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement.* Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 974-1002.

sessione 2.2

Effetti di sito

Convenor: S. Grimaz, G. Naso

PRELIMINARY HVSR ANALYSIS IN THE HISTORICAL CENTRE OF FERRARA, NORTHERN ITALY

N. Abu Zeid, F. Albertin, S. Bignardi, G. Santarato
Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara

Introduction. Following the earthquake sequence started on May 20th 2012, 7 earthquakes of local magnitude > 5.0, culminated by two main shocks with Ml: 5.9 and 5.8, struck the Emilia area, North Italy. The main event, took place on the 20th of May 2012, had instrumental hypocentre located at few kilometres from the towns of Mirandola, Finale Emilia and Bondeno, and about 30 km west of the city of Ferrara, while the later was located at about 12 km (INGV, Italy) to the SW of the main shock. The occurrence of these earthquakes and the associated damage, together with widespread liquefaction phenomena has urged the need to accelerate the measures to help in the microzonation of the whole territory of the Po Alluvial Plain. Although no clear liquefaction events had occurred in the historical centre of Ferrara, noticeable damage occurred to the building, including the Medieval Castel of Ferrara among others. Most of these buildings are founded on a small paleo-river ridge that crosses the city centre from NE to SW where it enters grate paleo-river ridge of the ancient course of the Po River passing through and crossing the south and south-western part of the historical city centre. In these paleo-river ridges friable and saturated sand sediments are present (Fig. 1). Taking into consideration the needs for actions to aid in the microzonation, a single station campaign was undertaken in the historical centre of the city of Ferrara, North Italy, to collect passive seismic noise at different

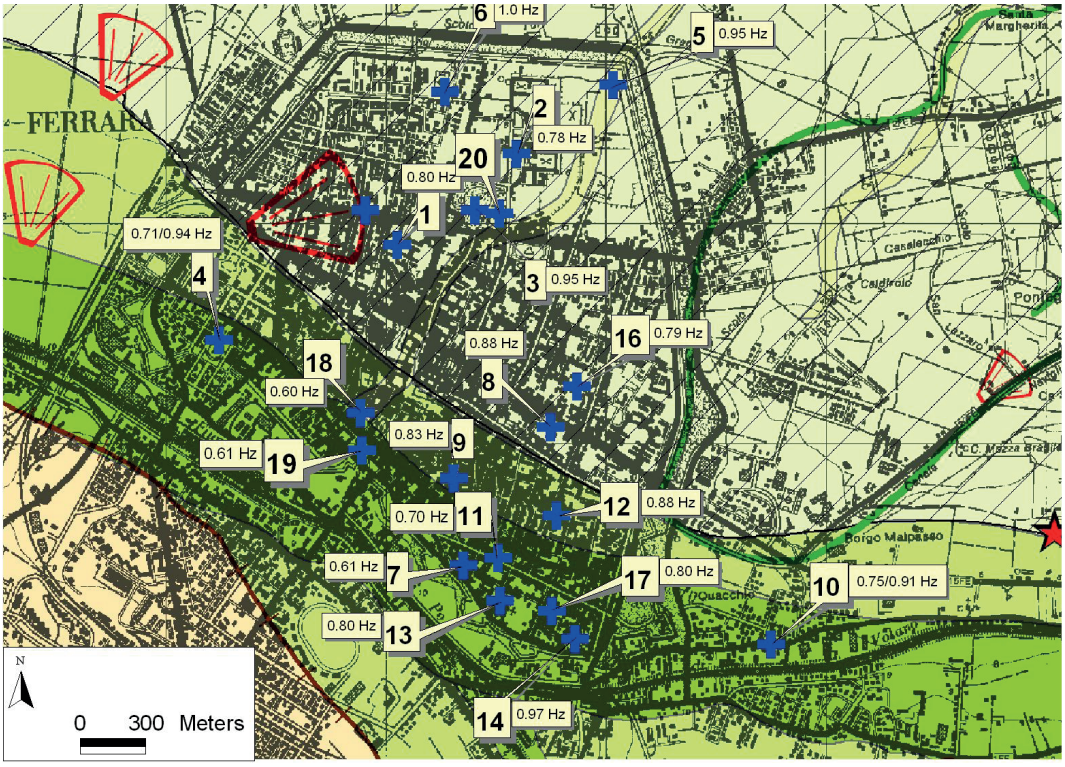


Fig. 1 - Simplified geological map of the historical centre of the city of Ferrara (North Italy). Blue crosses: single station test site, asterisk: school building, dark green colour: sand and silt deposits of the Po River delta plain, light green colour: mainly clay and sand with some organic clay sediments belonging to the Po River delta plain (kindly provided by Marco Stefany). On the same map find reported the encountered typical site resonance frequencies (F_0).

sites characterised by unlike lithologic and geomorphologic features in addition to sensible variations in the level of suffered damage (Fig. 1).

As concerns the superficial geology of the area, the outcropping materials are represented by alluvial deposits of three different depositional facies: 1) the recent fluvial deposits of the Po River plain outcropping to the NW of the outskirt of the city centre 2) sand and clay deposits of the Po River delta plain covering most of the historical city centre, where sands are present mainly in the southern and south-western portions and the rest of the city centre is covered by clay and silt, and 3) sand and clay sediments belonging to the Apennines rivers which outcrop in the SW sector of the outskirt of the city (Fig. 1). These superficial sediments overlay two distinct horizons known as the Lower Po Synthem and the Upper Po Synthem which were identified from the integration of available borehole information, AGIP wells and seismic reflection sections. The formation of these discontinuities is surely of tectonic origin (Amorosi and Pavesi, 2010). In fact, the simplified lito-hydrogeological section depicted in Fig. 2 shows a quasi-symmetrical wedging of the two marker horizons moving towards Ferrara structural high near Casaglia village (NW of Ferrara).

Farther east toward Ferrara and generally toward the Adriatic Sea the depth to the base of the two Quaternary horizons increases reaching some 100-130 m and around 200 m respectively (Amorosi and Pavesi, 2010). Recently one long seismic reflection profile was carried out to investigate the shallow structure of the area located between Copparo, about 15 km NE of Ferrara, and the Po River (Accaino and Baradello, 2013). The survey was conducted by the OGS (Trieste) seismic reflection team. The final seismic section (personal communication with the authors) evidenced the presence of three main reflectors located at ca. 100 m, ca. 170-200 m and 350-450 m. As concerning the Vp velocities, the authors estimated values ranging between 800 m/s and 1200 m/s for the shallowest layer and between 1500 m/s and 2300 m/s in the deepest layer. The estimated average Vp velocities enclosed between the earth's surface and the base of the third layer were found to increase from 1400 m/s (nearby Copparo) and 2000 m/s approaching the Po River. Further information about the P-wave velocity distribution, at some sites located in the immediate vicinity of the historical city centre, as obtained from the analysis of a number of old reflection profiles carried out by AGIP, indicated that the P-wave velocities are always less than 2000 m/s for depth ranges from ca. 400 m and 500 m. Additional analysis of the seismic velocities indicate the presence of a nearly continuous seismic discontinuity at about 70-80 m to the north of Ferrara that jumps to ca. 160 m toward east-southeast of Ferrara where sensible vertical jumps between 75 and 160 m are present. These variations are most probably of tectonic origin. These facts, although sporadic, indicate that the simplified lithostratigraphic model supposed to exist beneath Ferrara is coherent with the tectonic model of the area. This structure represents the frontal most sector of the Northern Apennines, composed of a series of folds-and-thrust active belts northward verging.

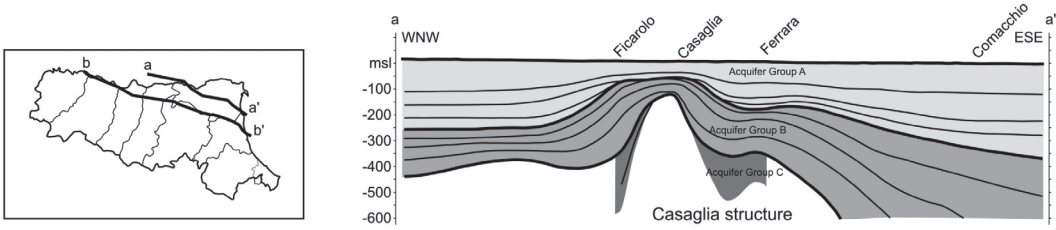


Fig. 2 - Hydro-geologic sections running in the WNW-ESE direction, through a) the Casaglia structure (Ferrara) and b) the Mirandola structure (Modena) (modified after [Regione Emilia-Romagna and ENI-AGIP, 1998]). Both sections show the main aquifer bodies corresponding to Middle-Upper Quaternary lithostratigraphic units mainly consisting of alluvial and shallow water marine deposits progressively infilling the Po River foreland basin (modified after the geologic and seismic service of the Emilia-Romagna Region).

The tectonic activity had resulted in the deposition of thick wedge-like Pliocene-Quaternary depositional succession. The main purpose of this campaign is to identify and characterise possible resonance peaks that may be characteristic of the different lithologies present in the area. A second more wide objective is to identify sites for temporary deployment of a Broad Band 3-component seismometer (30-100 Hz CMG-S3EAM, Guralp, UK) for future evaluation of the possible amplification factors using the FERB/INGV station as reference site (being located on the bedrock, which is present at 130 m depth in correspondence of the Casaglia village, just above the top of the Ferrara Structural High) and comparing the spectra of the vertical and horizontal components of earthquakes being registered by the FERB station and by the temporary MOBFE/UNIFE station.

In this paper we shall present the results of the analysis of the Horizontal to vertical Noise Spectral Rations (HVSR) which, once interpreted, would identify resonance peaks that can be related to the presence of sensible seismic impedance contrasts in the subsurface of the urban area of Ferrara, that could result in possible amplification of the seismic signals during their propagation from the focus towards the earth's surface.

HVSR data acquisition and analysis. Twenty sites were surveyed using a 3-component seismometer, with proper frequency of 2 Hz and amplitude response of 78.8 V/(m/s) connected to a 24 bit data logger model VIBRALOG (M.A.E. Molisana Apparecchiature Elettroniche srl, Italy). The seismic noise data were acquired during the period May-June 2013 and consisted in the registration of one hour of seismic noise sampled at 250 Hz.

Tab. 1 – Results summary of the encountered H/V spectral peaks.

Site ID	Time series length (sec)	Site name	F0 (Hz)	H/V amplitude A0	F1 (Hz)	H/V amplitude A1
1	60	School: Dosso Dossi	0.8	2.8	0.56	3.0
2	60	Cemetery	0.78	2.8		
3	30	Massari park	0.95	2.5	0.40	2.4
4	60	24 May yard	0.71-0.94	2.3/2.2	0.45	2.3
5	60	Angeli Hill	0.95	2.8	0.46	2.2
6	60	School: S. Maria degli Angeli	1.0	3.1	0.46	3.0
7	60	Architecture Department	0.61	3.4		
8	60	Pareschi Park	0.88	2.7	0.58	3.0
9	60	Ariosto Library	0.83	2.6	0.56	3.0
10	60	Quacchio Church	0.75-0.91	2.2/2.1		
11	60	XX Settembre Street				
12	60	S. M. in Vado Church	0.88	2.5		
13	60	S. A. in Polesine Church	0.8	2.5		
14	60	School: B. Rossetti-Pega 4	0.97	2.0	0.59	2.8
15	60	School: B. Merletti-Galileo	1.0	2.3	0.57	3.1
16	60	School: Guarini-Bellaria	0.79	2.6	0.4	2.1
17	60	Archaeological Museum	0.80	2.4	0.4	2.2
18	60	S. Stefano B. Canale	0.60	2.8		
19	60	Residence ASP				
20	60	Massari palace				
			F_0 (Hz)	Amplitude A_0	F_1 (Hz)	Amplitude A_1
		Min	0.60	2.0	0.40	2.1
		Max	1.00	3.4	0.59	3.0

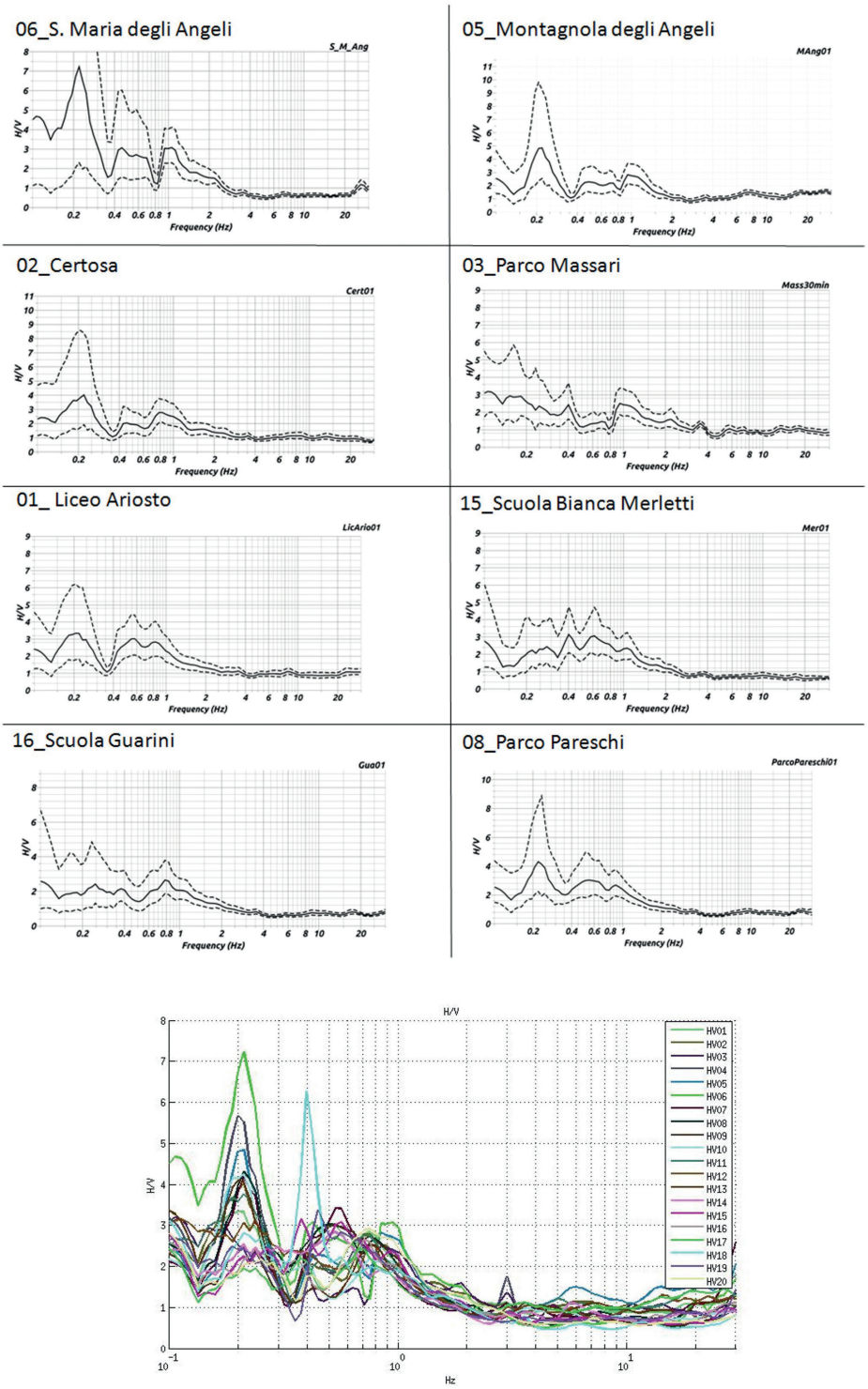


Fig. 3 – examples of single station, seismic noise H/V spectral ratios estimated for eighteen sites distributed in the historical city centre of Ferrara, North Italy. The H/V peak of the first sensible peak (F_0) is reported. Below are reported all the obtained H/V curves.

Site locations are shown in Fig. 1.

Each dataset was analyzed to obtain the curve of H/V spectral ratio as a function of frequency. The curves were obtained by averaging the H/V spectral ratios obtained by Fourier transforming 30 seconds long time-windows with 30% overlap. All time windows were 5% tapered before spectral analysis. As is well known, raw spectra can show very strong variations between contiguous values, so that they can result to be almost unreadable. Because spectra are best represented in two-logarithmic reference axes, smoothing of raw spectra into evenly spaced frequency bands of constant width on a logarithmic scale facilitates their reading, without relevant loss of meaning. All raw spectra were smoothed using the "Konno-Ohmachi" filter W (Konno and Ohmachi, 1998) expressed as below Eq. (1):

$$W = \frac{\sin((\log_{10}(\frac{f}{f_C}))^b)}{((\log_{10}(\frac{f}{f_C}))^b)^4} \qquad (1)$$

where *f* is current frequency, *fc* the central frequency where the smoothing is performed and *b* is the bandwidth coefficient. The generally selected value of 40 for *b* was used throughout.

Details concerning station names and the relevant peaks are reported in Tab. 1. Some examples of the obtained H/V curves are reported in Fig. 3 where the last image reports all the obtained H/V curves.

The analysis of the H/V spectral curves indicate the presence of a resonance frequency (F_0) peaks ranging between 0.6/0.71 Hz and 1 Hz associated with H/V amplitude between 2 and 3.4. The average value of this peak is around 0.82±0.13 Hz (Fig. 1). A second peak (F_1), observed at some stations, characterized by lower frequencies (0.4 Hz - 0.59 Hz) and comparable average H/V amplitude to F_0 (2.1-3.0). A third more energetic peak of very low frequency is encountered in several stations with frequencies ranging between 0.21 Hz and 0.29 Hz and spectral amplitudes ranging between 2 and 7.

The analysis of the spatial distribution of the resonance peak (F_0) is clearly not related to the main geomorphological features. However, this variation may be explained by variation in depth of the first sensible acoustic impedance contrast some 80/120 meters b.g.l., strong enough to give a resonance peak. This depth is estimated by assuming an effective value of 200/340 m/s for V_S in the upper layer. The second peak (F_1) is related to a second discontinuity, whose depth can be estimated to be around 170/200 m m b.g.l, assuming an effective value of V_S for the second layer of 350/400 … m/s. The assumed values of V_S are in agreement with those obtained from the analysis of several passive seismic antennas (ESAC) conducted a long a 20 km long profile running between Cento (SW of Ferrara) to Bondeno (NW of Ferrara) (Abu Zeid *et al.*, 2013). Concerning the lowest encountered peak of around 0.21/0.29 Hz more investigation is needed to explain its origin.

Conclusions and future work. Quantitative interpretation of HVSR data is inherently ambiguous because frequency of each peak depends on two parameters, that cannot be resolved simultaneously. Therefore the presented results should be considered as preliminary, as they must be integrated by independent information. We have recently assembled a 48-channel seismograph, complete with forty eight 3-component seismometers with proper frequency of 4,5 Hz. With this equipment we plan to collect ESAC data so that joint inversion of both data sets will be possible, to get a model of shear waves velocity V_S to a maximum investigation depth of 200-250 m. Further measurements using BB seismometer shall be performed in order to check the reliability of the lowest encountered H/V peaks. In this way we plan to get the first deep quantitative models below the town of Ferrara, where for obvious reasons, geophysical information is lacking.

Finally, as already said above, BB data are being collected in selected sites of the town: acceleration spectra of far earthquakes will then be compared with the ones furnished by the FERB/INGV seismometer. The ratio between the "roving" temporary MOBFE station spectra and those pertaining to FERB, which is laid on the local bedrock, will allow to experimentally estimate local amplification of seismic waves.

Acknowledgements. The authors are grateful to the Administration of Province of Ferrara, Civil protection Department and to the Municipalities of Argenta, Bondeno, Ferrara and Comacchio for the financial support. We thank Mr. G. Polese for field assistance.

References

Abu Zeid N., Bignardi S., Caputo R., Mantovani A., Tarabusi G., Santarato G., 2013. Acquisition of shear waves velocity profile across the Ferrara-Casaglia anticline. Poster presented at the final congress of 2012-2013 seismological projects, Roma, Italy (http://www.socgeol.it/300/2012/news/convegno-finale-dei-progetti-sismologici-2012-2013.html).

Accaino F., Baradello L., 2013. Detailed 2D velocity profile of the uppermost crustal portions of the Ferrara Arc, obtained from analysis of multichannel seismic reflection profiles. Poster presented at the final congress of 2012-2013 seismological projects, Roma, Italy. (http://www.socgeol.it/300/2012/news/convegno-finale-dei-progetti-sismologici-2012-2013.html).

Amorosi A., Pavesi M., 2010. Aquifer stratigraphy from the middle-late Pleistocene succession of the Po Basin. Mem. Descr. Carta. Geol. D'It. XC, pp. 7-20.

CNR-PFG (Progetto Finalizzato Geodinamica) (1991). *Synthetic structural-kinematic map of Italy. tructural model of Italy, Sheet n.* 5. S.El.Ca., Florence.

Konno K., Ohmachi T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. seism. Soc. Am., 88-1, 228-241.

Regione Emilia-Romagna and ENI-AGIP (1998). *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Di Dio G. (Ed.), S.El.Ca. (Florence), pp. 120.

PRELIMINARY RESULTS OF SEISMIC RESPONSE ANALYSES AT "SANTA MARIA DI COLLEMAGGIO" BASILICA (L'AQUILA, ITALY)

S. Amoroso[1], I. Gaudiosi[2,3], G. Milana[4], M. Tallini[2]

[1]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, L'Aquila, Italy
[2]Department of Civil, Architectural and Environmental Engineering, University of L'Aquila, Italy
[3]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Cosenza, Italy
[4]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy

Introduction. The Basilica of Santa Maria di Collemaggio is an important cultural heritage site, considered as an extraordinary example of Romanic Art in the Abruzzo Region (Italy). Erected in the second half of the XII century, it suffered numerous transformations partly due to the damages incurred as result of several earthquakes. During the April 6, 2009 L'Aquila earthquake (M_W = 6.3), the Basilica was strongly damaged and in particular the area of the transept collapsed causing the fall of the dome.

This paper illustrates the preliminary results of seismic response analyses carried out at Santa Maria di Collemaggio Basilica, by using EERA (Bardet *et al.*, 2000), a monodimensional (1D) code, and QUAD4M (Hudson *et al.*, 1994), a bi-dimensional (2D) software. In this respect, Eni is financing the project "Ripartire da Collemaggio" for the restoration of this historical building. The project includes a deep geological, geotechnical and geophysical investigations, still ongoing (AA.VV., 2013), that complete the information on L'Aquila subsoil already provided by numerous studies carried on in downtown L'Aquila (MS–AQ Working Group, 2010; Amoroso *et al.*, 2010, 2014; Cardarelli e Cercato, 2010; Monaco *et al.*, 2012, 2013; Santucci de Magistris *et al.*, 2013; Milana *et al.*, 2011). As a result, 1D and 2D analyses compare simulated vs experimental transfer functions in order to validate the proposed model and to verify the presence of local site effects, that can affect L'Aquila basin seismic response.

Geological, geotechnical and geophysical investigations. The area of study was deeply investigated before and after L'Aquila earthquake. In particular, during the past several soundings were carried out for the Botanical Garden part of Santa Maria di Collemaggio

Basilica (about fourteen shallow boreholes and a well of 70 m depth), and for the Basilica itself (a couple of verticals), as shown by MS–AQ Working Group (2010). In addition the deep boreholes in the historical centre promoted by the University of L'Aquila – Centre for Research and Education in Earthquake Engineering (CERFIS) (Amoroso *et al.*, 2010; Cardarelli e Cercato, 2010), the seismic microzonation study (MS–AQ Working Group, 2010) and the further investigations carried out for the reconstruction of private damaged buildings (Amoroso *et al.*, 2014), together with numerous studies already realized in L'Aquila basin (Monaco *et al.*, 2012, 2013; Santucci de Magistris *et al.*, 2013; Milana *et al.*, 2011), allowed to develop a detailed geological, geotechnical and geophysical model.

In addition, Eni provided funds for three deep boreholes (80 m, 120 m and 270 m depth) and several shallow ones together with geotechnical and geophysical investigations (seismic dilatometer tests, cyclic laboratory tests, seismic noise measurements, MASW and seismic refraction surveys), still ongoing (AA.VV., 2013), for the Basilica seismic reinforcement and rebuilding project.

Geological and geotechnical characterization.

Geological setting. The Santa Maria di Collemaggio Basilica is located just outside in the south eastern part of the medieval walls of L'Aquila city centre. It is placed in a flat terraced hill whose schematic geological setting consists, from the top to the bottom, of a middle Pleistocene 100 m-thick variably-cemented calcareous breccias (L'Aquila breccias Auct.) which lay onto a 200 m-thick homogeneous lower Pleistocene-upper Pliocene (?) fluvial-lacustrine pelite and sand. In their turn, they are placed onto the deep Meso-Cenozoic carbonate bedrock which its depth decreases toward NE (Amoroso *et al.*, 2010; Del Monaco *et al.*, 2013; MS–AQ Working Group, 2010; Tallini *et al.*, 2011). L'Aquila breccias thickness decreases from about 100 m in the central sector of L'Aquila city centre (at the Market square) to 0-10 m in the southern slope of L'Aquila hill where they are laterally replaced by sand and pelite and calcareous gravels and breccia layers (Del Monaco *et al.*, 2013).

In the Basilica area, the soundings, carried out by Eni (AA.VV., 2013), improved the fine scale subsoil model. Here, L'Aquila breccias have a thickness of about 44 m and the boundary between them and the underlying sand and pelite is nearly horizontal. Further a few meters of fine-grained soils (red soils) are locally arranged into or onto them.

Geotechnical model. The geotechnical model, used for these preliminary numerical analyses, was based on the geological, geotechnical and geophysical investigations already

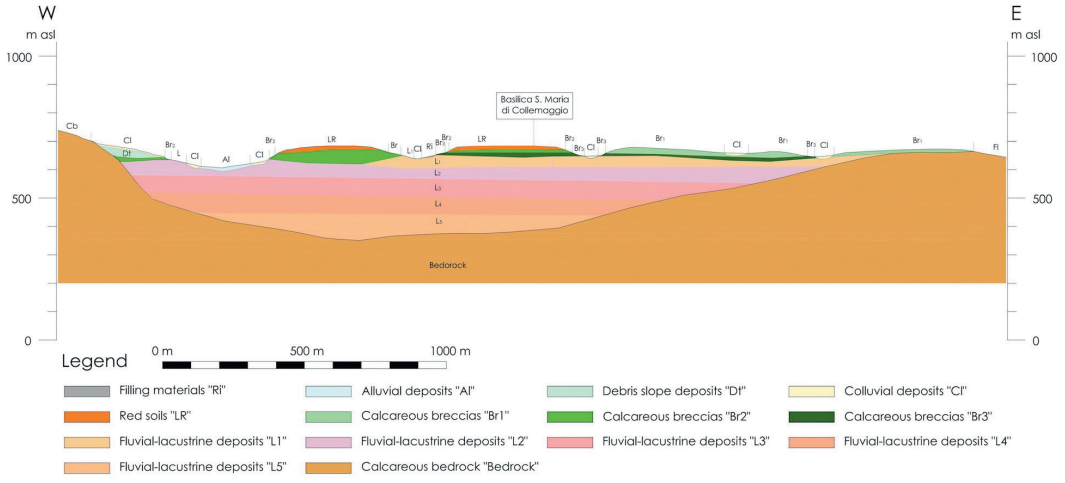


Fig. 1 – Geotechnical model used for 1D and 2D seismic response analyses.

provided by numerous previous studies produced in L'Aquila downtown (MS–AQ Working Group, 2010; Amoroso *et al.*, 2010, 2014; Cardarelli e Cercato, 2010; Monaco *et al.*, 2012, 2013; Santucci de Magistris *et al.*, 2013; Milana *et al.*, 2011). A refined model for the Basilica subsoil will be supplied once all the investigations, supported by Eni, will be available.

The 2D seismic response analyses were performed by considering the geotechnical cross section shown in Fig. 1, while the 1D numerical analyses were focused at the vertical in correspondence to Santa Maria di Collemaggio Basilica.

The seismic microzonation studies (MS–AQ Working Group, 2010) and the deep boreholes (Amoroso *et al.*, 2010) allowed to estimate the thickness and the mechanical and dynamical soil properties of each geotechnical unit *GU*: filling materials "Ri", alluvial deposits "Al", debris slope deposits "Dt", colluvial deposits "Cl", red soils "LR", calcareous breccias, divided into three sublayers, "Br1", "Br2", "Br3", fluvial-lacustrine deposits, divided into five sublayers, "L1", "L2", "L3", "L4", "L5", and calcareous bedrock "Bedrock".

Some refinements in the evaluation of the shear wave velocity V_S were performed by considering the results of seismic dilatometer tests (Amoroso *et al.*, 2014; Monaco *et al.*, 2012, 2013; Santucci de Magistris *et al.*, 2013) and cross-hole test (Cardarelli e Cercato, 2010) and by assuming $V_S \sim 2000$ m/s (Bordoni *et al.*, 2011). In addition, stiffness decay curves G/G_0 and damping ratio curves D, introduced into the numerical analyses, referred to:

- the resonant column/torsional shear test results obtained by Amoroso *et al.* (2014) into the red soils of the southern part of L'Aquila city for "LR" and "Cl" units;
- the gravel reference curve used by Tito Sanò into the numerical analyses developed for the seismic microzonation studies (MS–AQ Working Group, 2010) for "Al", "Dt" and "Ri" units;
- the dense gravel curve evaluated by Modoni and Gazzelloni (2010) for "Br1" and "Br2" units;

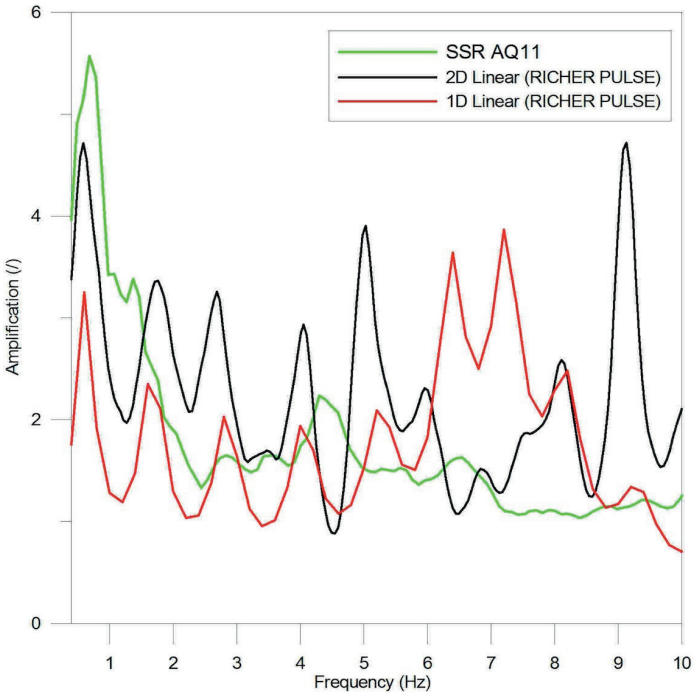


Fig. 2 – Transfer functions obtained from 1D and 2D numerical modeling compared with SSR at AQ11 station.

- a linear elastic behaviour, assuming a small strain stiffness G_0 and an initial critical damping ratio D_0 equal to $G_0 \sim 3200$ MPa, $D_0 \sim 0.5$ %, for the "Br3";
- the resonant column/torsional shear test results obtained by C.A.S.E. Project (Monaco *et al.*, 2012) into the fluvial-lacustrine deposits of Roio Piano for "L1", "L2", "L3", "L4" and "L5" units;
- a linear elastic behaviour, assuming a small strain stiffness G_0 and an initial critical damping ratio D_0 equal to $G_0 \sim 9000$ MPa, $D_0 \sim 0.5$ %, for the "Bedrock".

Tab. 1 summarized the mechanical and dynamical soil parameters of each geotechnical unit *GU*, by including unit weight γ, Poisson coefficient ν, shear wave velocity V_S, stiffness decay curves G/G_0 and damping ratio D curves.

Tab. 1 – Mechanical and dynamical soil parameters of each geotechnical unit.

UG	γ (kN/m³)	ν	V_S (m/s)	G/G_0 and D curves
Ri	17	0.2	250	MS–AQ Working Group (2010)
Al	19	0.2	200	MS–AQ Working Group (2010)
Dt	19	0.2	300	MS–AQ Working Group (2010)
Cl	19	0.2	350	Amoroso *et al.* (2014)
LR	19	0.2	350	Amoroso *et al.* (2014)
Br1	20	0.2	600	Modoni and Gazzelloni (2010)
Br2	20	0.2	800	Modoni and Gazzelloni (2010)
Br3	21	0.2	1200	Linear elastic behavior ($G_0 \sim 9000$ MPa, $D_0 \sim 0.5$ %)
L1	19	0.2	550	Monaco *et al.* (2012)
L2	19	0.2	600	Monaco *et al.* (2012)
L3	19	0.2	670	Monaco *et al.* (2012)
L4	19	0.2	740	Monaco *et al.* (2012)
L5	19	0.2	810	Monaco *et al.* (2012)
Bedrock	22	0.2	2000	Linear elastic behavior ($G_0 \sim 9000$ MPa, $D_0 \sim 0.5$ %)

1D and 2D Numerical modeling. Numerical analyses of seismic site response were carried out using the computer codes EERA (Bardet *et al.*, 2000), a monodimensional linear equivalent model, and QUAD4M (Hudson *et al.*, 1994), a bi-dimensional linear equivalent model.

In particular, EERA iterates the analysis in order to follow the variation of normalized shear modulus G/G_0 and damping ratio D with shear strain. It assumes simplified soil deposit conditions such as horizontal soil layers of infinite extent.

Instead, QUAD4M is a dynamic, time domain and equivalent linear two-dimensional computer program. It uses a finite elements procedure approximating the domain with a mesh of finite number of triangular and/or quadrilateral elements interconnected at their common nodes. The code solves the approximated system by using a step-by step integration in the time domain: the parameters are fixed for the whole duration of the input signal and the computation is repeated with the update of the stiffness and the damping matrices, as happens in the one-dimension code SHAKE (Schnabel *et al.*, 1972; Idriss and Sun, 1992). QUAD4M propagates P and/or SV waves with vertical incidence. The artificial reflection of seismic wave should be minimized at the domain boundaries, as well as at the underlying half-space,to represent the response of an infinite field condition. Lysmer and Kuhlemeyer (1969) introduced base

dampers to add damping at each of the nodes at the base of the finite model. Moreover, the software includes a method for the introduction of damping matrices to reduce the damping at highest frequencies, commonly associated with the Rayleigh damping formulation (Lanzo *et al.*, 2003). The latter one establishes two control frequencies that define the frequency interval where the damping can be assumed free from numerical bias.

For the 1D and 2D numerical analyses preliminarily five different accelerograms ("DET1", "DET2", "DET3", "NTC08", "PROB LADE") selected for the seismic microzonation studies (MS–AQ Working Group, 2010), were used as input ground motions applied on the outcropping bedrock. In short, this paper, illustrates only the results obtained by "DET1" accelerogram together with those achieved by a simple richer pulse. In particular, "DET1" is compatible with the deterministic spectrum obtained from Sabetta and Pugliese (1996) attenuation relation for the moment magnitude M_w – epicentral distance R_{epi} pair ($M_w = 6.7$, $R_{epi} = 10$ km) established by means of disaggregation analysis. In addition, this accelerogram is scaled for the site of L'Aquila, to a peak ground acceleration $PGA = 0.261$ g, for a return period $T_R = 475$ years and a ground type "A", according to European building code (CEN, 2003) and Italian building code (NTC, 2008). The richer pulse is characterized by a length of about 0.2 s and a $PGA = 0.261$ g. It is important to highlight that "DET1" is an artificial accelerogram, not admitted by NTC (2008) and CEN (2003) in order to provide an elastic response spectrum. Nonetheless this accelerogram was used to check the reliability of the geotechnical model proposed in linear-equivalent approximation.

At first numerical analyses were run by applying a richer pulse, as input motion. Due to the characteristic of the input source (impulsive and short in duration), the richer pulse did not allow to reach significant strain-compatible values, able to produce important non-linear effects. On the other side, the use of this pulse do extend the range of frequencies not affected by numerical bias. In fact, in this 2D modeling the first frequency of the soil deposit is 0.4 Hz, while the seismic input is characterized by a predominant period of 0.18 s for "DET1" and 0.06 s for the richer

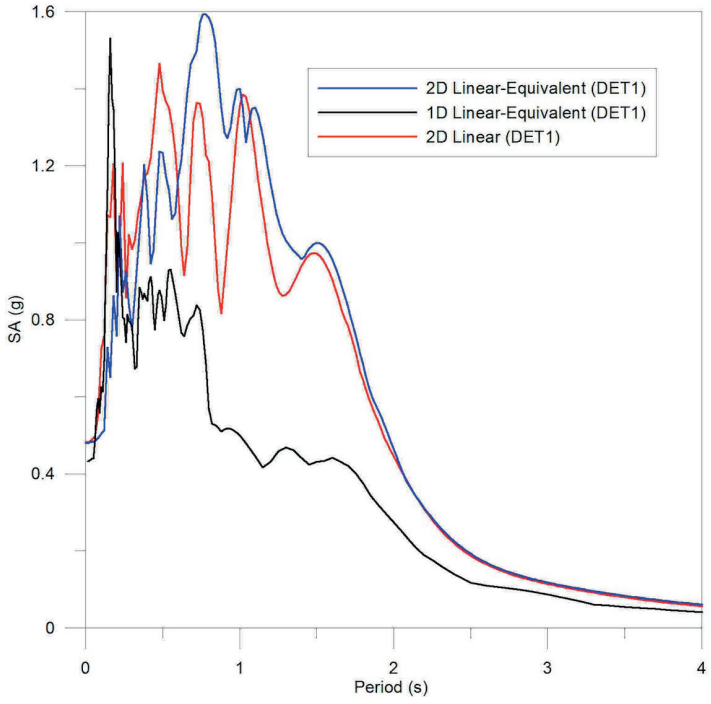


Fig. 3 – Response spectra obtained from 2D numerical modeling in linear and linear equivalent approximation. For comparison, it is shown the elastic response spectrum obtained in 1D modeling.

pulse. In this respect, the solution was approximated with a frequency range of about 0.4-6.2 Hz for "DET1" and 0.4-17 Hz for the richer pulse. Thus, the richer pulse has a larger interval (in linear approximation) where it is possible to validate the geological-geotechnical model by means of comparison with experimental data.

Moreover, the 2D mesh size was adapted to the velocity model (mesh adaptivity procedure) in order to reduce the computational cost. The minimum element size was assumed equal to 1/6 of the ratio between the lowest value of V_S in the model and the frequency of 10 Hz, chosen as "compromise" frequency between the computational cost and the engineering interest. Consequently the frequency interval, analysed by the richer pulse for 2D modeling, was reduced to 0.4-10 Hz.

The resulting bi-dimensional model considered a geotechnical cross section of 3.7 km of width (Fig. 1), with 98139 triangular elements and 49960 nodes.

Fig. 2 showed the transfer function computed by considering 1D (red curve) and 2D (black curve) linear models with the richer pulse, as seismic input. Both the numerical analyses detected about 0.7 Hz, as the first fundamental frequency, that is in good agreement with the fundamental frequency of the Standard Spectral Ratio (SSR) at AQ11 station (green curve), a temporary station installed after the April 6, 2009 within the microzonation activities, that recorded earthquakes from 28 May 2009 to 2 July 2009 (MS–AQ Working Group, 2010; Milana *et al.*, 2011). SSR is evaluated using station AQ12 (Poggio di Roio) as reference site. QUAD4M code showed a slight lower-amplification value at about 0.7 Hz compared to SSR transfer function, while 1D modeling underestimates strongly the amplitude value. The 2D transfer function presented a secondary natural frequency at about 5 Hz and a third one at about 9 Hz, while SSR provides a unique secondary peak centred around 4 Hz.

Fig. 3 illustrated the 2D linear and linear-equivalent results, in terms of spectral acceleration, by using "DET1" as input motion. In addition, Fig. 3 showed the 1D elastic response spectrum, obtained by multiplying the spectral acceleration, computed by EERA, with the topographic amplification factor S_T, assumed equal to 1.2 (NTC, 2008; CEN, 2003).

Conclusions. The huge amount of geological, geotechnical and geophysical data provided by numerous studies in L'Aquila downtown, allowed to rebuild a preliminary subsoil model for the 1D and 2D seismic response analyses of Santa Maria di Collemaggio Basilica.

Thanks to the availability of strong motion data close to the Basilica, the site was suitable for an accurate seismic modeling. In fact: the consistent data set available for the sequence of 2009 earthquake supplied the rare opportunity to compare numerical and experimental data.

Even thought amplification values are not exactly reproduced, QUAD4M results approximated satisfactorily the experimental ones. 2D analysis was able to reproduce, better than 1D code, the SSR at AQ11 station by considering the whole frequency range (0.4-10 Hz). In this respect, the proposed geotechnical model appeared to be reliable, confirming the presence of 2D effects in L'Aquila downtown. Moreover, these results, although preliminary, suggested the same conclusions stated by Bordoni *et al.* (2011): the major amplification effects are in the frequency range of 0.5-1.5 Hz.

Further numerical simulations will be supplied once all the investigations, supported by Eni, will be available in order to provide a more accurate subsoil model and consequently a more refined elastic response spectrum for all the range of period of engineering interest at Santa Maria di Collemaggio Basilica.

References

AA.VV.; 2013: *Caratterizzazione geologica, geofisica e geotecnica del sito della basilica di Collemaggio*. Report Consorzio Sperimentazione Edilizia. University of L'Aquila. <ing.univaq.it/webdisat/cse/cse.html> (In Italian).

Amoroso S., Totani F., Totani G., Monaco P.; 2014: *Local seismic response in the Southern part of the historic centre of L'Aquila*. IAEG XII CONGRESS - TORINO, SEPTEMBER 15-19, 2014 (abstract submitted).

Amoroso S., Del Monaco F., Di Eusebio F., Monaco P., Taddei B., Tallini M., Totani F., Totani G.; 2010: *Campagna di indagini geologiche, geotecniche e geofisiche per lo studio della risposta sismica locale della città dell'Aquila:*

la stratigrafia dei sondaggi giugno-agosto 2010. Report CERFIS 1/10. University of L'Aquila.<www.cerfis.it/en/download/cat_view/67-pubblicazioni-cerfis/68-reports.html> (in Italian).

Bardet J.P., Ich I.I., Lin C.H.; 2000: *EERA – A computer program for Equivalent-linear site Response Analysis of Layered Soil Deposits*. University of Southern California, August 2000.

Bordoni P., Haines J., Milana G., Marcucci S., Cara F., Di Giulio G.; 2011: *Seismic response of L'Aquila downtown from comparison between 2D synthetics spectral ratios of SH, P-SV and Rayleigh waves and observations of the 2009 earthquake sequence*. Bull. Earthquake Eng., **9**, 761–781, DOI 10.1007/s10518-011-9247-5.

Cardarelli E., Cercato M.; 2010: *Relazione sulla campagna d'indagine geofisica per lo studio della Risposta Sismica Locale della città dell'Aquila. Prova crosshole sondaggi S3-S4*. Rapporto DICEA – Università di Roma La Sapienza per CERFIS – Università dell'Aquila, 13 pp. <www.cerfis.it> (in Italian).

CEN, EuropeanCommittee for Standardisation; 2003: *Eurocode 8: design provisions for earthquake resistance of structures. Part 1.1: general rules, seismic actions and rules for buildings*. prEN 1998-1.

De Magistris F.S., D'Onofrio A., Evangelista L., Foti S., Maraschini M., Monaco P., Amoroso S., Totani G., Lanzo G., Pagliaroli A., Madiai C., Simoni G., Silvestri F.; 2013: *Geotechnicalcharacterization of the Aterno Valley for siteresponseanalysis*. Rivista Italiana di Geotecnica, Anno XLVIII (in press).

Del Monaco F., Tallini M., De Rose C., Durante F.; 2013: *HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): siteresonanceproperties vs. subsoil model*. Engineering Geology, 158, 34-47, DOI 10.1016/j.enggeo.2013.03.008.

Hudson M., Idriss I.M., Beikae M.; 1994: *QUAD4M - A computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base*. University of California, Davis.

Idriss I.M., Sun J.I.; 1992: *User's Manual for SHAKE91*. Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil Engineering, University of California, Davis.

Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B.; 2003: *Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analysis of ground*. Proc. of Fourth Int. Conf. On Earthquake Resistant Engineering Structures (ERES 2003), Ancona, Italia, 22-24 September.

Lysmer J., Kuhlemeyer R.L.; 1969: *Finite Dynamic Model for Infinite Media*. Journal of the Engineering Mechanics Division, Proc. of the American Society of Civil Engineers, EM4: 859-877.

Milana G., Azzara R.M., Bergamaschi F., Bertrand E., Bordoni P., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Duval A.M., Fodarella A., Marcucci S., Pucillo S., Régnier J., Riccio G.; 2011: *The contribution of seismic data in microzonation studies for downtown L'Aquila*. Bull. Earthquake Eng. **9**, 741-759, DOI 10.1007/s10518-011-9246-6.

Monaco P., Totani G., Amoroso S., Totani F., Marchetti D.; 2013: *Site characterization by seismic dilatometer (SDMT) in the city of L'Aquila*. Rivista Italiana di Geotecnica, Anno XLVIII, n. 3 (in press).

Monaco P., Totani G., Barla G., Cavallaro A., Costanzo A., D'Onofrio A., Evangelista L., Foti S., Grasso S., Lanzo G., Madiai C., Maraschini M., Marchetti S., Maugeri M., Pagliaroli A., PallaraO., Penna A., Saccenti A., Santucci de Magistris F., Scasserra G., Silvestri F., Simonelli A.L., Simoni G., Tommasi P., Vannucchi G., Verrucci L.; 2012: *Geotechnicalaspects of the L'Aquila earthquake*. In: M.A. Sakr& A. Ansal (eds), Special Topics in Earthquake Geotechnical Engineering, Series Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering, **16**, 1-66 pp.

MS–AQ Working Group; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo – Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. & CD-Rom, <www.protezionecivile.gov.it/jcms/en/view_pub.wp?contentId=PUB25330> (in Italian).

NTC (2008). D.M. 14/01/2008 - *Norme Tecniche per le Costruzioni, Gazzetta Ufficiale n. 29 del 4 febbraio 2008*. Suppl. Ordinario n. 30. Capitolo 3 Azioni sulle costruzioni (In Italian).

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

Schnabel P.B., Lysmer J., Seed H.B.; 1972: SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Report No. UCB/EERC-72/12. Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, December.

Tallini M., Di Fiore V., Bruno P.P., Castello A., Punzo M., Variale F., Del Monaco F., Tarallo D., Cavuoto G., Pelosi N.; 2011: *Sismica a riflessione ad alta risoluzione per il modello del sottosuolo e la stima della pericolosita' sismica del centro storico dell'Aquila*. Atti del 30° Convegno Nazionale GNGTS - Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida, Trieste 14-17 novembre 2011 (In Italian).

SITE EFFECTS IN THE EASTERN PO PLAIN BY MEAN OF WEAK AND STRONG EARTHQUAKES

C. Barnaba, G. Laurenzano, L. Moratto, A. Vuan, M. Romanelli, D. Pesaresi, M. Plasencia Linares, E. Priolo

OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), Centro di Ricerche Sismologiche, Trieste and Udine, Italy

Introduction. We present the activities carried out within the S2 2012-2013 Project, funded in the frame of DPC-INGV Agreement, that concerns the mid-long term Seismic Hazard Assessment in Italy on two priority areas, the Po Plain and the Southern Italy. The Po Valley, an area hitherto considered of low seismological interest, has attracted the attention of the seismological community following the events of May 20, 2012. The day after the main shock that stuck eastern Emilia in 2012, the OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale deployed a temporary seismographic network in the Ferrara area. All the investigated locations were set on soft soils. The large amount of collected data allowed comparison between observed PGA and theoretical predictions, ShakeMaps and attenuation laws, but the lack of a reference site during the 2012 recordings did not allow for estimating the amplification factor. In order to accomplish this task, in February 2013, a new 5 stations recording array acquired data at four of the 2012 network sites and at the Casaglia reference site, north of Ferrara, where a borehole Very Broad-Band station is coupled with a mid-period sensor at the surface. This borehole reference station made possible the estimation of site amplification of the 2013 array sites. The reference methods allowed an easier identification of the resonance frequency, which peaks appear sharper than what displayed by single-station methods (both H/V on ambient noise and earthquakes), and relative soil amplification. A large amount of original seismological data has been recorded in a poorly instrumented

Fig. 1 – OGS Temporary Network deployed in Ferrara area. Site OG010 is set at the top of the borehole hosting the FERB station. Site OG012 is very close OG002.

area, including significant events of the 2012 Emilia and 2013 Lunigiana sequences. The entire dataset of continuous waveforms has been made available on the OGS web based OASIS Database, from the earliest stages of the project. For the largest events strong-motion parameters were calculated and published on the OASIS database. Event time series and metadata (site monographs) are available similarly to the ITACA Database.

OGS temporary network. The OGS temporary network (Fig. 1), consisting in eight stations equipped with velocimetric and accelerometric sensors, was deployed on May 21, 2012. A ninth site was set up one month later, on June 25, 2012, as a replacement for a no-longer-available site (OG003). Recording stopped for all stations on July 25, 2012.

Since February 2013, four sites of the previous network have been occupied again with the same configuration of 2012 to extend the observation, and a new seismic station is acquiring data at the Casaglia site, which surface sensor integrates the Very Broad-Band station installed in a 135 m deep borehole.

Stations were installed in the building basement or in the free field. Two sites were set up east of Ferrara: OG001 in the new city hospital at Cona and OG007 in Aguscello village. Site OG002 in the Ferrara municipality, in front of the chemical-industry district. OG003 and OG009 were set up near sites with moderate and strong liquefaction phenomena in the towns of Sant'Agostino and San Carlo. OG005, OG006, and OG008 were set up in the towns of Poggio Renatico, Vigarano Pieve, and Mirabello, which suffered damage that was moderate, but more severe than neighbouring villages according to the macroseismic survey (Tertulliani *et al*., 2012). OG004 was deployed in Ficarolo village, north of the seismic sequence events. Site OG012, installed during the 2013, is very close to OG002, but it was not set exactly in the same place. More information on the temporary network can be found in the OGS Archive System of Instrumental Seismology (OASIS; http://oasis.crs.inogs.it) under network code ZR; for each site, monographs giving a geological and geotechnical description of the recording site are available.

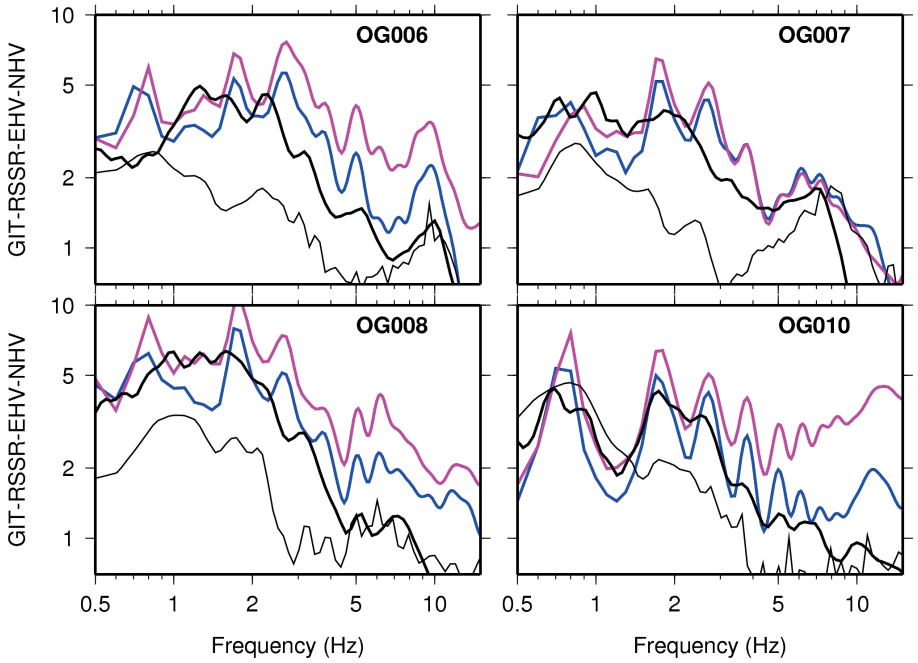


Fig. 2 – Comparison between the GIT (blue), RSSR (pink), EHV (bold black) and NHV (thin black) methods, for sites OG006, OG007, OG008 and OG010. Reference site is Casaglia borehole station (FERB).

The Casaglia surface site, OG010, is a free field station installed at the top of the borehole FERB station. The instrumentation installed is a Lennartz velocimeter with a natural period of 5 seconds. The Casaglia borehole station (FERB) uses a Guralp 360 seconds coupled with an accelerometer CMG-5T (Pesaresi *et al.*, 2012).

All the instrumented sites can be classified as C soil, according the EC8 (soft soils, with Vs in the range 180-360 m/s). Downhole seismic test at the Casaglia site gave the opportunity to constrain the empirical shear waves profiles deduced by empirical methods (e.g. ESAC). The velocity profiles deduced by ESAC method at three sites of the OGS network (Priolo *et al.*, 2012) are very similar, with a very low value at the surface (120-150 m/s), and increases with depth (215-250 m/s). One site shows slower Vs values, so that it stands on the edge with soil type D (Vs < 180 m/s). This site experienced severe liquefaction phenomena during the main shock of May, 20 2012. The Casaglia site, where direct measurements are available in the first 80 m (Margheriti *et al.*, 2000), shows the main discontinuity at 15 m, related to the water table, with sharp velocity increase of shear waves (higher than 200 m/s), while down to 80m velocity increases gently with depth.

The acquired data were converted from native format to miniSEED format, according to SEED Standard, and archived on OASIS database, where any piece of waveform can be downloaded. The OASIS Web page includes the extracted waveforms of the main events as well as the strong-motion parameters, which will be usable as search keys in the ITACA database. Data from FERB station are available in real time by accessing the portal EIDA (http://eida.rm.ingv.it).

Data. The dataset consists of recordings related to the events of 2012 Emilia sequence; the new data acquired in 2013, referred to the regional events of Lunigiana (mainshock June, 21), Central Adriatic (Ancona sequence following the mainshock of July, 21), some local events with a magnitude greater than 3 (Bondeno, Ml=3.8, April, 5; Bolognese, Ml=3.5, June, 14; Talbignano, Ml=3.5, June, 19) and the event of the Croatia, Ml=4.7, on July, 30, were recorded.

For the events of 2012, we extracted the waveforms according to the preliminary OGS Bulletin (July 2012) for magnitude Ml> 3.7. After the bulletin revision (March, 2013), some events have been corrected for the magnitude, which was less than 3.7, but the quality of the records was very good so that they are retained in the list of top events.

For the events of 2013, we considered the OGS preliminary bulletin (RTS, July 2013) for local events of low magnitude, and the INGV bulletin (ISIDE, July 2013) for regional events of magnitude greater than 3.0. A total of 46 and 58 events were considered for 2012 and 2013, respectively. Details on selected events can be found in Barnaba *et al.* (2013). Extracted time series have been visually-inspected by the operator and the events considered are only those whose S-phase recognition is certain at least for two sites.

To obtain a homogeneous dataset from the recorded velocity and acceleration time series, the data were processed by removal of means and trends, instrument correction with poles and zeroes to obtain displacement time series, band-pass filtering between 0.2 and 45 Hz, and simple and double differentiation to obtain velocity and acceleration time series.

Site response. Site response is estimated considering the conventional spectral ratios both single-station, either by reference site, considering earthquakes and ambient noise. The Casaglia borehole station was taken as a reference site, after correction of the time series to take into account the up-going and down-going wave propagation.

Spectral ratios are calculated by three different techniques: the classical reference-site-spectral-ratio (RSSR: Borcherdt, 1970), between the site of interest and the reference site of Casaglia (FERB), after time series correction according to Bindi *et al.* (2013). The borehole time series are multiplied by the factor of 2, for the free-surface effects, assuming vertical incidence); the generalized inversion technique (GIT: Andrews, 1986), considering asynchronous events; the spectral ratio between the horizontals and the vertical components for each event, for each station (EHV: Lermo and Chávez-García, 1994) .

Horizontal to vertical spectral ratio of ambient noise according to Nakamura method (NHV, 1989) have been also considered to detect resonance frequencies. Data acquired at different hours of night and day, excluding possible seismic events, both local and teleseismic have been analysed. A common response can be observed at all investigating sites in Ferrara, with an amplification band at 0.6-1 Hz, in accordance with Martelli *et al.* (2011) investigation in the area of the right bank of the Po, between Modena and the mouth. Also the site OG004, near Ficarolo village, and place on the left bank of the Po river, the resonance frequency of 0.6-1 Hz is clearly recognisable and it has been interpreted as a stratigraphic discontinuities, intercepted by the Casaglia well at 135 m depth below ground level, and interpreted as the Quaternary basement (Cocco *et al.*, 2001).

Site responses are estimated considering spectral ratios for earthquakes of the Emilia sequence and for local and regional events. Each individual event has been analysed and examined manually. For the different methods used here, calculations assume the same input Fourier spectra of the S and coda waves. The window length is not less than 20 s for events of Emilia sequence, for M>3.5; for events of 2013, the time length varies from a minimum of 10 s to a maximum of 30 s for regional events.

The events of the Emilia sequence were not recorded at FERB site; some tests were made to investigate the possibility of applying the generalized inversion technique, considering some events recorded in Casaglia in 2013. Closest events, which have epicentral distances similar to the Emilia sequence events, and the mainshock of Lunigiana sequence, have been analysed. These tests have demonstrated the non-applicability of the method of inversion when the average energy of the spectra at the site of interest and the reference is greater than three orders of magnitude, and there is at least one event synchronous for all sites.

Fig. 2 shows the comparison of the two site-reference methods RSSR and GIT only for the sites working in 2013, when the records of FERB were available. The two methods show very similar results, while when they are compared with the horizontal-to-vertical ratio of earthquakes (EHV), some discrepancy arise, with the exception of the site OG010.

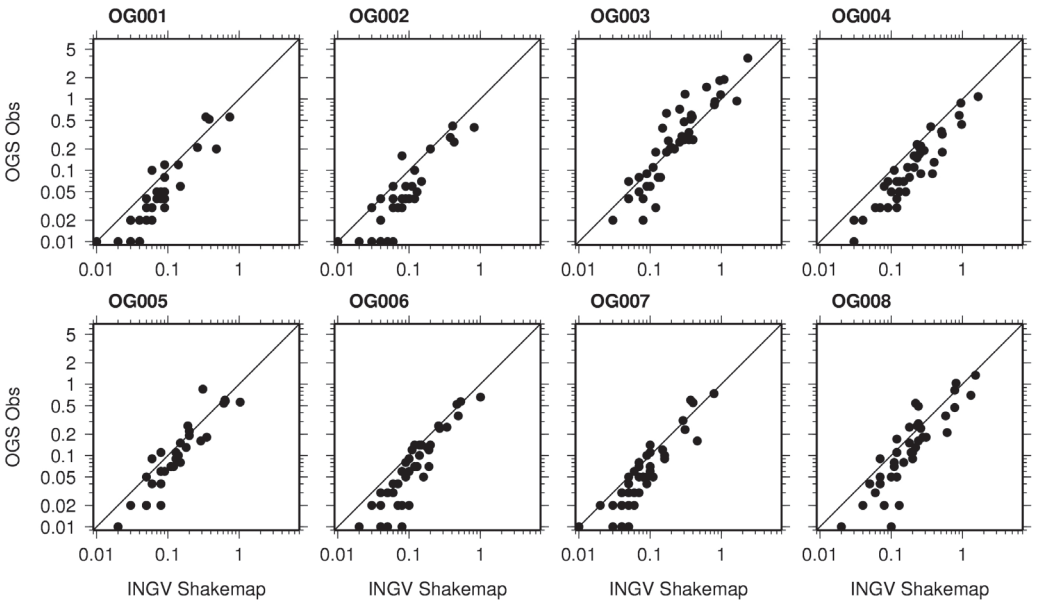


Fig. 3 – Comparison between the theoretical PGA derived by the shake maps and the observed PGA at the OGS stations for the main events of 2012 Emilia sequence.

Reference site methods (RSSR and GIT) facilitate the identification of the resonance frequencies, both low-frequency (0.5-1 Hz) and at higher frequencies (1.8 Hz, 2.8 Hz); the adoption while of the single station method (EHV) is not always clearly interpretable, considering both ambient noise that seismic events as shown in Fig. 2, where there emerges a strong discrepancy between EHV and NHV. This difficulty to identify clearly the resonance frequency is not related to the energy of events: the sites OG006, OG007 and OG008 show that the results are practically identical, also considering different datasets and this observation verify the same site response in the case of both strong local earthquakes and regional events.

The amplifications of site OG010 considering the borehole ground motion corrected by multiplying the time series by a factor of 2 (according to Bindi *et al.*, 2013) are in good agreement with those define by Margheriti *et al.* (2000) obtained multiplying spectral ratios by the coherence between surface and borehole recordings (following Steidl *et al.*, 1996). The main difference between the two computations is the level of amplification of the fundamental peak at about 0.8 Hz. While our analysis has the same values at all amplified frequency peaks (0.8, 1.8 and 3 Hz), Margheriti *et al.* (2000) show more amplification at higher values than at the fundamental one. These discrepancies could be related to the largest epicentral distance and magnitude of the 2013 dataset, compared to the local and weak 2000 dataset (Margheriti *et al.*, 2000), that could not include events with enough energy to excite the low frequency of 0.8 Hz.

Comparison observed-predicted. The major events of the Emilia sequence were used to test the prediction of the ground-motion attenuation laws and ground shaking (ShakeMaps).

According to the present-day seismic hazard classification, the studied area is characterized by an expected horizontal peak ground acceleration (PGA) between 0.10 g and 0.15 g, with a 10% probability of being exceeded in 50 years. The observed PGA was compared with the values predicted by the ground-motion equations developed by Bindi *et al.* (2011). Assumptions were the geometric mean of horizontal components, a reverse fault mechanism, and that all the stations belonged to a soft-soil classification (class C, Vs < 360 m/s). From the dataset used, the PGA observed values are in good agreement with the predictions of the attenuation law.

For the same dataset, the observed PGA values are compared with the data provided by ShakeMaps (Michelini *et al.*, 2008).

INGV ShakeMaps (http://shakemap.rm.ingv.it/shake/archive) have been downloaded in grid.xyz file, containing a dense grid of geographic coordinates (latitude and longitude) and the shaking values, expressed in units of percent-g (g%).

For each event, the values closer to each OGS stations were extracted. The research was done with a radius of 500m from the station. ShakeMap values obtained were averaged and referred to the station. Fig. 3 summarises the differences between the theoretical PGA of the ShakeMap and the PGA observed at the station. The greatest differences arise at OG003 site for stronger events, where the observed data are higher than the predicted data. At site OG004, on the contrary, the predict values are in large part overestimated, in particular for mid PGA values, while for stronger events the accordance between the two values are good. Such differences observed at those sites may be related to geological peculiarity of the soils, which suffered strong liquefaction phenomena during the main events of May, 2012.

In the other sites, the observed PGA values are underestimated by the theoretical computations for weak events, while for the higher magnitudes more agreement can be observed.

Conclusions. The activities carried out within the project have provided a considerable amount of original seismological data in a poorly instrumented area, recording significant events of both the 2012 Emilia Sequence, and the regional events occurred in 2013. The entire dataset of continuous waveforms has been made available on the OGS web OASIS Database.

For the largest events of the Emilia Sequence strong-motion parameters were calculated and published on the OASIS web database. Event time series and metadata (site monographs) are available similarly to the ITACA Database. Since February 2013 the Casaglia station is operating, with a very broad-band borehole sensor and a mid-period surface sensor.

The referring borehole station makes possible the estimation of the site amplifications for those sites with instrumentation still operating in 2013. The reference methods allow an easier identification of the frequency of resonance, since peaks appear sharper than those displayed by single-station methods (both H/V on ambient noise and earthquakes). In particular, amplification in the range of 0.5-1 Hz, 1.8Hz and 2.8 Hz, are recognised in all the sites, even though with different levels. This suggests it is reasonable to consider the resonance frequencies and the values of amplification obtained by the single-station spectral ratio of earthquakes (EHV) as constraining values for the amplification of the site, where it was not possible to estimate an amplification factor (due to the lack of synchronous registrations with the reference site).

The recordings of the temporary network deployed in Ferrara area soon after the main event of May, 2012, were compared with the prediction of ground motion (GMPE and ShakeMaps). The analysis show that the theoretical data are in agreement or slightly overestimated compared to the observed data. Two sites (OG003 and OG004), show major discrepancies, probably related to soil liquefaction phenomena.

Acknowledgements. This research has been supported by the Dipartimento della Protezione Civile: Project S2, ProCiv-INGV (2012–2013). The authors wish to thank the Ferrara University colleagues R. Caputo, N. Abu-Zeid and G. Santarato for support in OGS temporary network deployment and our colleagues G. Durì, M. Bertoni, E. Del Negro for support in Casaglia site.

References

Andrews D.J.; 1986: *Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size*. In: Boatwright J., Scholz C.H. and Das S. (eds), *Earthquake Source Mechanics*, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 259-267.

Barnaba C., Laurenzano G., Moratto L. and Vuan A.; 2013: *Amplification factors for sample sites inside priority area "Po Plain"*. Progetto DPC-INGV-S2 *"Constraining observations into Seismic Hazard"*, Deliverable D2.2.

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

Bindi D., Parolai S., Picozzi M. and Ansal A.;2013: *Seismic input motion determined from a surface-dowhole pair of sensors: a constrained deconvolution approch*. Submitted to Bull. Seismol. Soc. Am.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci R.; 2011: *Ground-motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Earth. Eng., **9,** 1899-1920.

Cocco M., Ardizzoni F., Azzara R.M., Dall'Olio L., Delladio A., Di Bona M., Malagnini L., Margheriti L. and Nardi A.; 2001: *Broadband waveforms and site effects at a borehole seismometer in the Po alluvial basin (Italy)*. Ann. Geophys., **44,** 137-154.

Lermo J. and Chávez-García F. J.;1994: *Are microtremors useful in site response evaluation?* Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 1350-1364.

Margheriti L., Azzara M., Cocco M., Delladio A. and Nardi A.; 2000: *Analysis of borehole broadband recordings: Test Site in the Po Basin, Northern Italy*. Bull. Seismol. Soc. Am., **9**, 1454-1463.

Martelli L., Severi P., Biavati G., Rosselli S., Camassi R., Ercolani E., Marcellini A., Tento A., Gerosa D., Albarello D., Guerrini F., Lunedei E., Pileggi D., Pergalani F., Compagnoni M., Fioravante V. and Giretti D.; 2011: *Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po River*. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS), 30° Convegno Nazionale, Trieste, 14-17 November 2011.

Michelini A., Faenza L., Lauciani V. and Malagnini L.; 2008; *ShakeMap implementation in Italy*. Seism. Res. Lett., **79**, 688–697.

Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti; 2008: *Norme tecniche per le costruzioni*. D.M. 14 Gennaio 2008, Supplemento ordinario alla Gazzetta Ufficiale No. 29, 4 Febbraio 2008.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), **30**.

Pesaresi D., Dall'Olio L., Rovelli A., Romanelli M., Barnaba C. and Abu Zeid N.; 2012: *Installation of a very broad band borehole seismic station in Ferrara (Emilia).* Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS), 31° Convegno Nazionale, Potenza, 20-22 November 2012

Priolo E., Romanelli M., Barnaba C., Mucciarelli M., Laurenzano G., Dall'Olio L., Abu-Zeid N., Caputo R., Santarato G., Vignola L., Lizza C. and Di Bartolomeo P.; 2012: *The Ferrara thrust earthquakes of May-June 2012: preliminary site response analysis at the sites of the OGS temporary network*. Ann. Geophys., **55**, doi: 104401/ag-6172.

Steidl J.H., Tumarkin A.G. and Archuleta R.J.; 1996: *What is a reference site?* Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1733-1748.

Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Brizuela B., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Maramai A., Rossi A., Sbarra M. and Vecchi M.; 2012: *The Emilia 2012 sequence: a macroseismic survey*. Ann Geophys, **55**, doi: 104401/ag-6140.

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: MODELLO GEOLOGICO-GEOFISICO E POSSIBILE UTILIZZO DEI RISULTATI FINALI IN AMBITO DI PIANIFICAZIONE E PROGETTAZIONE

A. Boscherini[1], M. Barluzzi[1], A. Motti[1], N. Natali[1], G. Simone[1], F. Pergalani[2]
[1]*Servizio Geologico e Sismico, Regione Umbria, Perugia*
[2]*Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano*

Premessa. Il Servizio Geologico e Sismico della Regione Umbria, a seguito di un impegno più che decennale, ha individuato per tutto il territorio regionale le aree soggette ad amplificazioni sismiche locali. Per le principali aree urbane delle città umbre a maggior rischio sismico sono state eseguite specifiche analisi di microzonazione sismica di dettaglio in modo da utilizzare i risultati non solo ai fini della programmazione ma anche ai fini progettuali, soprattutto per gli edifici pubblici. In questo contesto tra le azioni riguardanti la prevenzione dei rischi naturali è stata effettuata la microzonazione sismica dell'area urbana della città di Umbertide con i fondi europei del Programma Operativo Regionale (POR) del Fondo Europeo di Sviluppo Regionale (FESR) 2007-2013. Le attività, programmate e coordinate dallo stesso Servizio Geologico e Sismico hanno coinvolto l'Istituto Nazionale di Geofisica Sperimentale di Trieste, il CNR-IDPA di Milano, il Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale del Politecnico di Milano ed il Comune di Umbertide. Nella presente nota si illustrano le modalità della raccolta dei dati esistenti, della costruzione del modello geologico-geofisico e del possibile utilizzo dei risultati finali del progetto di microzonazione sismica dell'area urbana della Città di Umbertide.

Complessivamente le fasi fondamentali dello studio sono così sintetizzate:

1. esecuzione del rilevamento geologico in situ di 5 sezioni (scala 1:10.000), raccolta dati geologici, geomorfologici, geofisici e geotecnici sia esistenti che provenienti da indagini in sito e in laboratorio effettuate nell'ambito del progetto, studio storico del danneggiamento da terremoti della città di Umbertide e redazione di carte geologiche e di pericolosità sismica locale (Geologia territorio e ambiente, 2012; GeoStudi, 2012; Gest, 2009; Sotec, 2012);
2. costruzione del modello geologico-geofisico ed individuazione delle sezioni rappresentative;
3. individuazione dell'input sismico (Compagnoni e Pergalani, 2013);
4. modellazione numerica 1D e 2D e determinazione dei fattori di amplificazione e degli spettri di risposta elastici in accelerazione (Compagnoni e Pergalani, 2013);
5. confronto delle modellazioni numeriche con i risultati dell'analisi strumentale (Priolo *et al.*, 2013) in punti significativi;
6. prime proposte per l'uso dei risultati sia in ambito pianificatorio che in ambito progettuale.

In particolare nella presente nota si illustrano le seguenti attività:

- utilizzo dei dati geofisici e geotecnici derivanti da specifiche campagne di indagine e analisi del danneggiamento da terremoti della città di Umbertide;
- definizione del modello geologico-geofisico lungo sezioni rappresentative;
- prime proposte per l'utilizzo dei risultati dello studio complessivo in ambito di pianificazione e progettazione.

Dati geofisici e geotecnici ed analisi del danneggiamento da terremoti. Nella prima fase si è proceduto alla raccolta delle informazioni di base disponibili. I dati riguardanti la geologia e la pericolosità sismica locale di dettaglio alla scala 1:10.000 sono stati immediatamente ottenuti dalla la banca dati informatizzata del tematismo geologico e della pericolosità sismica locale della Regione Umbria (Regione Umbria, 2012; Regione Umbria, 2013). Successivamente sono state raccolte e georiferite tutte le informazioni disponibili riguardanti indagini geognostiche, geofisiche e geotecniche (da circa 110 sondaggi), utili alla realizzazione del quadro conoscitivo di dettaglio delle unità litologiche e sono state inoltre reperite informazioni sul danneggiamento storico da terremoti degli edifici nel comune di Umbertide (457 edifici, di cui

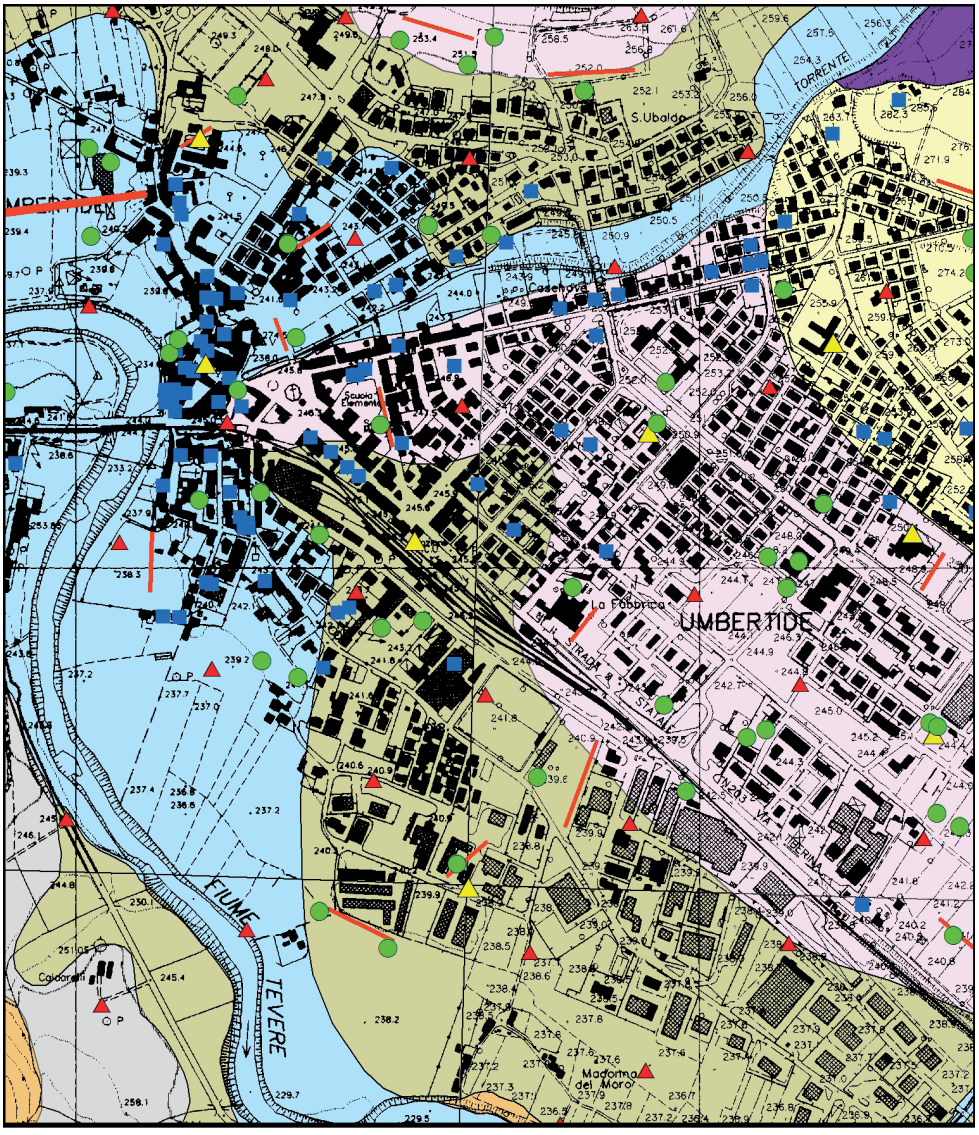


Fig. 1 – Ubicazione delle indagini e dei dati raccolti.

386 del terremoto del 1984 e 71 del terremoto del 1997). Sulla base dei dati disponibili è stata programmata una nuova campagna geognostica e geofisica finalizzata al completamento delle conoscenze geologiche esistenti (ulteriore individuazione delle unità geologiche e dei loro rapporti stratigrafici) e alla caratterizzazione geotecnica e geofisica di ciascuna unità individuata. In particolare, la nuova campagna geognostica ha previsto la realizzazione di 13 sondaggi a carotaggio continuo della profondità di 30-45metri, con relative Down Hole, 60 prove SPT e prove di laboratorio statiche e dinamiche su 20 campioni indisturbati (proprietà fisiche, analisi granulometriche, prove edometriche, prove triassali e colonna risonante). Nella Fig. 1, riferita ad una porzione dell'area urbana di Umbertide, sono ubicate le diverse indagini, mentre in Tab. 1 sono riassunti i parametri geofisici e geotecnici delle unità individuate ed utilizzate nelle analisi numeriche.

Tab. 1 – Parametri geofisici e geotecnici utilizzati nelle analisi numeriche.

Denominazione unità geologica	Denominazione unità geofisica	Sigla unità geofisica	media Vs (m/s)	media Vp (m/s)	gamma (kN/mc)
alluvioni recenti	unità limosa alluvionale	b	300	1200	20,3
alluvioni terrazzate	unità limo-ghiaiosa	bn	340	1450	19,9
Sintema Citerna Subsintema Molin dell'Olio	unità limo-ghiaio-sabbiosa	CTA1-2 (<40m)	480	1850	20,4
Sintema Citerna Subsintema Molin dell'Olio	unità limo-ghiaio-sabbiosa	CTA1-2 (>40m)	540	2120	20,4
Sintema Citerna Subsintema Molin dell'Olio	unità limo-ghiaio-sabbiosa	CTA1-2 alterato	200	1000	20,4
Sintema Citerna Subsintema M. Rotondo	unità conglomeratica (40m)	CTA2c	460	1970	19,9
Sintema di Fighille	unità argillosa	FGH	700	2300	20,5
Formazione Marnoso-arenacea umbra Membro C. Spertaglia	unità pelitico arenacea	MUM1	480	1850	20,4
----------	unità torbiditica alterata	TA	540	2120	21
Scaglia Toscana Membro c. Dudda litofacies di Montanare	unità calcareo-argillitica fratturata	STO4a	460	1740	20,9
----------	substrato rigido	----------	800	2400	22

Definizione del modello geologico-geofisico lungo sezioni rappresentative. L'interpretazione di tutti i dati ha permesso di definire un modello geologico in cui si sono individuate 7 diverse unità geologiche (tra unità ubiquitarie, sintemi e formazioni) ascrivibili a depositi di origine continentale e del substrato di origine marina. L'interpretazione dei risultati delle diverse campagne d'indagine ha permesso di definire il modello geologico-geofisico per un'area di circa 30 chilometri quadrati, mediante 11 unità geofisiche. In un caso, poi, l'unità geofisica ha permesso di identificare un'unità litologica non individuata in precedenza. Il modello

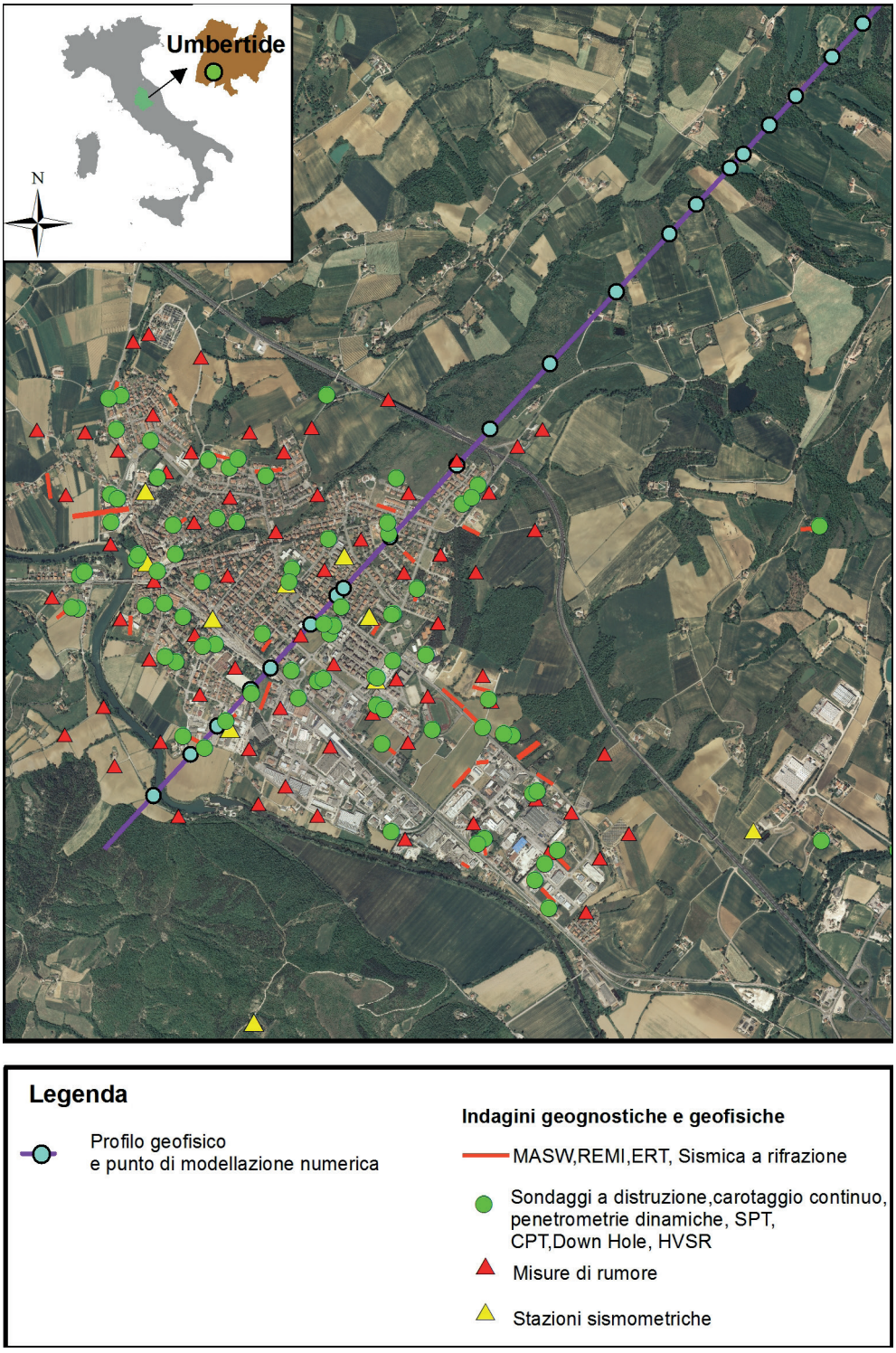


Fig. 2 – Ubicazione di un profilo geofisico che attraversa la città di Umbertide.

geologico-geofisico è sintetizzato in 5 profili geofisici rappresentativi dell'area in studio: la scelta di tali profili geofisici ha tenuto conto delle conoscenze acquisite con i tutti i dati raccolti al fine di impiegare il maggior numero possibile di informazioni sul comportamento in condizioni sismiche nelle diverse condizioni geologiche e topografiche. I profili geofisici sono stati realizzati dopo l'esecuzione dei rispettivi profili geologici e litologici ai quali sono state apportate modifiche che tenessero conto delle specifiche caratteristiche geofisiche e delle specifiche di calcolo dei software utilizzati per le modellazioni numeriche. Nelle Figure che seguono è riportata l'ubicazione (Fig. 2) ed il profilo geofisico (Fig. 3) di uno dei tracciati eseguiti per la città di Umbertide.

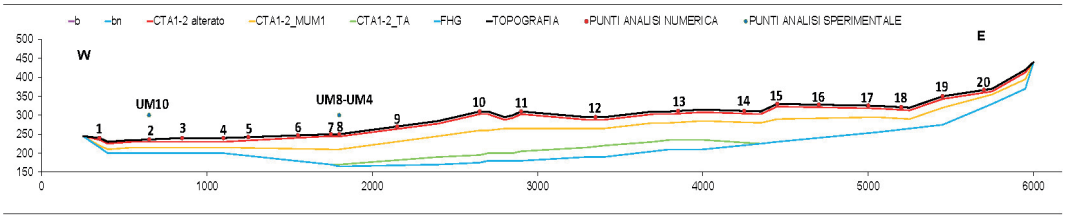


Fig. 3 – Profilo geofisico attraverso la città di Umbertide.

Prime proposte per l'utilizzo dei risultati di tutte le indagini eseguite in ambito di pianificazione e progettazione. A conclusione di tutte le indagini realizzate sono stati eseguiti dei prototipi cartografici per l'individuazione delle zone a comportamento sismico omogeneo. I prototipi hanno individuato situazioni altrimenti non definibili a priori e hanno permesso di definire i limiti delle zone a comportamento sismico omogeneo. Le cartografie prodotte indicheranno le zone a comportamento sismico omogeneo a livello del piano di campagna, ma non indicheranno il sottosuolo sismico di riferimento di ogni edificio, ad eccezione degli edifici strategici che sono stati strumentati con stazioni sismiche e per i quali è stato determinato, ai sensi delle norme tecniche sulle costruzioni vigenti (DM 14 gennaio 2008-NTC08), lo spettro di risposta elastico da utilizzare ai fini progettuali. In tale ambito la ricerca intendeva indagare se e su quale area fosse ancora utilizzabile lo spettro suddetto, al di fuori della verticale di indagine. Nel caso di disponibilità plurima dei risultati nella stessa area e cioè di più spettri di risposta, si sono adottati i seguenti criteri di priorità: spettro di risposta derivante da rete sismometrica, spettro di risposta derivante da modellazione numerica, nel caso di stessa tipologia di calcolo spettro di risposta con valori più elevati. Definito quindi lo spettro per un dato sito fra quelli delle NTC08 o caratteristico del sito stesso, si è passati ad associarvi un'area entro la quale suddetto spettro è utilizzabile ai fini ingegneristici. Le aree individuate tengono conto del modello geologico-geofisico e dei limiti fisici ed antropici del territorio, definendo cartograficamente le zone sismiche a comportamento omogeneo, nelle quali, seppure con alcuni limiti, è possibile l'utilizzo degli spettri di risposta elastici associati.

Per gli spettri di risposta elastici in accelerazione occorre tenere presente che:

- sono stati calcolati utilizzando un tempo di ritorno di 475 anni (Compagnoni e Pergalani, 2013);
- gli spettri di risposta per altri tempi di ritorno sono ottenibili mediante l'utilizzo dello spettro di risposta calcolato per 475 anni, scalato per un fattore costante su tutto lo spettro e pari al rapporto tra le accelerazioni di ancoraggio delle NTC08 attese per i diversi periodi di ritorno e l'accelerazione di ancoraggio calcolata per Tr=475 anni (Compagnoni e Pergalani, 2013);

Le modalità di utilizzo degli spettri di risposta elastici in accelerazione più avanti indicati sono le seguenti:

- per gli edifici in cui era ubicata una stazione sismica o in cui ricade un punto di modellazione deve essere usato il rispettivo spettro di risposta elastico in accelerazione indicato;
- deve essere usato lo spettro di risposta elastico in accelerazione nell'area di estensione di ogni specifico punto di indagine con relativo spettro fornito; in questo caso si dovrà però tenere conto di eventuali presenze di depositi antropici su cui appoggiano le opere fondali dell'edificio interessato;
- per alcune aree a comportamento sismico omogeneo, o per parti di esse, viene indicato uno spettro di risposta elastico in accelerazione di riferimento; tale spettro potrà essere utilizzato una volta confermate le condizioni geologico-geofisiche dell'area di interesse rispetto a quelle individuate con il presente studio.

Nelle aree a comportamento sismico omogeneo nelle quali sono presenti depositi antropici o depositi di frana si è scelto di non indicare uno spettro di risposta elastico in accelerazione di riferimento.

Per l'impiego dei risultati ottenuti, tenuto conto della loro completezza ed esaustività nonché della loro derivazione da approcci metodologici diversi, si è ritenuto ulteriormente condivisibile tra tutti i soggetti coinvolti:

1. indicare, per ogni punto di calcolo degli spettri derivanti dalle indagini eseguite, un'area di applicabilità del singolo spettro di raggio pari a L=Vs/f (con f frequenza propria del deposito cartografato derivante dai rapporti H/V e per l'intervallo di frequenza 1-8Hz in considerazione delle tipologie dell'edificato di Umbertide);
2. caratterizzare con lo spettro di risposta ritenuto più cautelativo, tra quelli specificatamente individuati dalle sole modellazioni numeriche, tutte le aree omogenee dal punto vista geologico e geofisico;
3. utilizzare come spettri di risposta rappresentativi delle singole aree quelli cosiddetti "lisciati" per il tempo di ritorno di 475 anni;
4. suggerire l'ottenimento di spettri di risposta per tempi di ritorno diversi da 475 anni mediante un processo di scalatura dello stesso attraverso un fattore costante su tutto lo spettro pari al rapporto tra le accelerazioni di ancoraggio delle NTC08 e l'accelerazione di ancoraggio calcolata per Tr = 475 anni.

Il complesso delle indagini ed analisi eseguite permettono l'utilizzo dei risultati ottenuti per scopi di pianificazione urbanistica e di area vasta, per la pianificazione in emergenza e per scopi di progettazione. Di seguito sono riportati gli impieghi più appropriati:

- pianificazione di area vasta ed in emergenza: carte di pericolosità sismica locale alla scala 1:10.000 contenenti di fatto l'individuazione delle zone suscettibili di amplificazione e delle zone suscettibili di instabilità;
- pianificazione urbanistica comunale di tipo operativo-attuativo e scenari di danno per la pianificazione dell'emergenza: carte delle zone a comportamento sismico omogeneo alla scala almeno 1:10.000 con informazioni sulla consistenza delle amplificazioni;
- politiche di riduzione del rischio sismico, progettazione su edifici esistenti e di nuova costruzione: carte con l'individuazione e l'assegnazione degli spettri di risposta sismica da utilizzare in specifiche aree, direttamente o dopo aver accertato che, nell'area di interesse, ricorrono le stesse condizioni geologico-geofisiche individuate dal presente progetto.

Bibliografia

Compagnoni M., Pergalani F.; 2013: Microzonazione sismica di Umbertide: analisi numerica. 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Trieste 19-21 novembre 2013

GEOLOGIA Territorio e Ambiente; 2012: Sondaggi a carotaggio continuo per il sito di Umbertide.

GeoStudi; 2012: Prove geotecniche di laboratorio per il sito di Umbertide.

Laboratorio Geotecnico GEST; 2009: Prove geotecniche di laboratorio per il sito di Perugia.

NTC - Norme Tecniche per le Costruzioni. DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it), 2008.

Priolo E., de Franco R., Barnaba C., Boniolo G., Caielli G., Corsi A., Laurenzano G., Morrone A., Ragazzo P., Romanelli M., Tento A.; 2013: Microzonazione sismica di Umbertide: analisi sperimentale. 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Trieste 19-21 novembre 2013.

Regione Umbria, Servizio Geologico e Sismico; 2012: Carta geologica dell'Umbria. http://www.umbriageo.regione.umbria.it.

Regione Umbria, Servizio Geologico e Sismico; 2013: Carta di pericolosità sismica locale dell'Umbria. http://www.umbriageo.regione.umbria.it.

SOTEC; 2012: Indagini sismiche tipo DH per il sito di Umbertide.

ICMS 2008: PROPOSTA DI DISCIPLINA D'USO DEL SUOLO IN ZONE DI INSTABILITÀ

F. Bramerini [1], G. Di Salvo[2], M. Giuffrè[2], Gruppo di lavoro_FAC[1], Gruppo di lavoro_LQ[1]

[1] Dipartimento della Protezione Civile – Presidenza del Consiglio dei Ministri, Roma, Italia

[2] Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria – Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Italia

Introduzione. Nell'ambito della politica di prevenzione e mitigazione del rischio sismico prevista dall'articolo 11 della legge 77/2009, è stata avviata una strategia basata sull'utilizzo della Microzonazione Sismica (MS) ai fini del miglioramento della conoscenza della pericolosità sismica locale. A seguito dei dispositivi attuativi di tale legge, le singole Regioni, con distinti provvedimenti (Bramerini, 2013) hanno deliberato l'obbligatorietà degli studi di MS negli strumenti di pianificazione, evidenziando implicitamente la necessità di definire principi guida e regole legati alla specificità del nuovo livello conoscitivo introdotto.

Fra i primi documenti predisposti a questo fine, uno di questi riguarda le Faglie Attive e Capaci (Linee guida FAC, 2013). È un documento ancora non definitivo, elaborato nell'ambito dei lavori della Commissione tecnica di supporto e monitoraggio per gli studi di MS, inizialmente predisposto da un Gruppo di Lavoro istituito dal Dipartimento della protezione civile, formato da esperti di varia estrazione (geologi, ingegneri e architetti pianificatori) e poi sottoposto alla valutazione da parte dei rappresentanti regionali della Commissione tecnica.

Originariamente sollecitato anche dalla Regione Abruzzo a seguito del terremoto aquilano del 2009, il documento affronta il tema specifico riguardante il fenomeno fisico della fagliazione di superficie e le possibili ricadute in termini urbanistici in diversi contesti del territorio. L'evento del 2009 ha evidenziato le ripercussioni dirette e immediate del fenomeno sulle aree limitrofe alle FAC, che, nel caso in questione, sono occupate da manufatti di vario genere (civili abitazioni, strade, *lifelines*, ecc.), e ha fatto emergere la necessità di definire criteri e indirizzi per la pianificazione urbanistica sia in regime ordinario, sia finalizzata alla ricostruzione.

Il documento ha l'obiettivo di definire una procedura per raccogliere informazioni sul rischio derivato dalla presenza delle FAC e di definire una disciplina degli usi del suolo nelle zone interessate da tale fenomeno.

Negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS, 2008), la pericolosità da fagliazione di superficie è trattata per gli aspetti di descrizione del fenomeno e di definizione di una metodologia di analisi per accertare le caratteristiche geometriche e sismogenetiche delle stesse. Non è affrontato, invece, il tema delle ricadute urbanistiche relative al fenomeno e alle zone entro cui far valere determinate indicazioni per l'uso del suolo.

Le Linee guida FAC (2013) affrontano nello specifico questo tema definendo il fenomeno fisico delle faglie attive e capaci, descrivendo una procedura tecnico operativa per stabilire forma, tipologia e dimensioni delle zone di faglia (Peronace *et al*., questo volume), e proponendo criteri e indicazioni per la disciplina del suolo in tali zone, sia dal punto di vista urbanistico che dal punto di vista edilizio con riferimento alla classe d'uso dei manufatti.

L'approccio complessivo ha per obiettivo anche l'applicabilità ad altri fenomeni di instabilità rilevati attraverso gli studi di MS, a condizione che vengano rispettati alcuni parametri di descrizione e definizione delle zone utilizzate per l'individuazione e la rappresentazione dei

fenomeni stessi (Scionti *et al*., questo volume). In tal senso tale approccio è stato introdotto anche in un altro documento (Linee guida LQ, 2013), riguardante le liquefazioni, anch'esso in corso di definizione.

Tipologie di zone per le FAC. Nelle Linee guida FAC (2013) vengono definite tre tipologie di zone: zone di attenzione (ZA), zone di suscettibilità (ZS) e zone di rispetto (ZR). La FAC, rappresentata generalmente come un segmento lineare, viene distinta in FAC_a (certa e definita) e FAC_b (incerta). Queste ultime non hanno rilevanza, al momento, nella proposta di disciplina d'uso.

I parametri che definiscono le zone sono riferibili ad elementi conoscitivi e ad analisi valutative. Per l'individuazione della ZA vengono accettati "elementi informativi minimi" (riconducibili al contesto conoscitivo proprio del Livello 1 degli studi di MS) e analisi valutative con ampio grado di incertezza ("supposta traccia del piano di rottura"; "probabili fenomeni deformativi").

Presupposto per l'individuazione delle ZS e delle ZR è la diversa definizione degli elementi conoscitivi ("elementi informativi specifici" definiti secondo una scala a 4 livelli) e da analisi valutative che riguardano la FAC stessa come elemento chiave per la definizione della zona, sia che portino all'individuazione di FAC_b, sia di FAC_a. In quest'ultimo caso, con massimo livello di certezza e identificazione, è possibile delimitare la ZR. Le Linee guida (2013) definiscono per ciascuna tipologia di queste zone (riconducibili al contesto conoscitivo proprio del Livello 3 degli studi di MS), criteri per il dimensionamento e per la delimitazione.

Disciplina d'uso. A partire dalla definizione delle zone di faglia, nelle Linee guida FAC (2013) vengono definiti criteri e indicazioni per la pianificazione urbanistica e territoriale delle aree che ricadono in tali zone, ipotizzando una disciplina d'uso del suolo e di trasformazione urbana. La sovrapposizione delle zone di faglia con le diverse aree urbanistiche ha bisogno, però, di una semplificazione, concettuale, richiesta dalla particolare complessità della normativa urbanistica sullo specifico tema, riferita alle singole Regioni. Pertanto è stato necessario riferirsi convenzionalmente a tre categorie di aree urbanistiche, condivisibili a livello disciplinare nella loro definizione e facilmente riconducibili alle diverse definizioni esistenti in campo normativo.

Le tre categorie di aree urbanistiche vengono definite nel modo seguente:

- *Aree edificate (recenti o consolidate)*: Aree urbanizzate ed edificate di diverso livello di completamento, consolidamento e stratificazione. Comprendono centri storici, tessuti consolidati, aree in completamento con usi residenziali, produttivi, a servizio o misti.
- *Aree non edificate (con previsione di trasformazione)*: Aree non edificate, parzialmente edificate o con previsione di nuovi insediamenti - residenziali, produttivi, a servizio misti - di manufatti edilizi, di infrastrutture e reti. Tali aree possono trovarsi sia in adiacenza ad aree edificate, sia in contesti ancora non urbanizzati.
- *Aree non urbanizzate a trasformabilità limitata*: Aree non edificabili o con limitate previsioni di edificabilità, sia per destinazione d'uso (aree agricole), che per la presenza di vincoli e forme di tutela (vincolo paesistico, archeologico, aree protette, ecc.).

Tab. 1 - Indirizzi urbanistici.

<table>
<tr><th></th><th>Aree edificate (recenti o consolidate)</th><th colspan="2">Aree non edificate (con previsione di trasformazione)</th><th>Aree non urbanizzate a trasformabilità limitata</th><th>Infrastrutture</th></tr>
<tr><td>ZA</td><td>Obbligo di approfondimento</td><td colspan="2">Edificabilità vincolata ad approfondimenti</td><td rowspan="3">Verifica/ delocalizzazione/ intervento obbligatorio</td></tr>
<tr><td>ZS</td><td rowspan="2">Programma Zone Instabili</td><td colspan="2">Edificabilità limitata</td></tr>
<tr><td>ZR</td><td colspan="2">Inedificabilità</td></tr>
</table>

Tab. 2 – Indirizzi edilizi sulle classi d'uso consentite e sull'obbligatorietà di intervento con riferimento alla normativa tecnica antisismica. (ONT = obbligatorietà dell'intervento sull'edilizia esistente; LT = limitazione totale; NT = classi di intervento previste).

<table>
<tr><th colspan="2"></th><th>Aree edificate (recenti o consolidate)</th><th>Aree non edificate (con previsione di trasformazione)</th><th>Aree non urbanizzate a trasformabilità limitata</th></tr>
<tr><td rowspan="4">ZA</td><td>Classe I</td><td rowspan="4">ONT</td><td rowspan="4">LT</td><td rowspan="4">LT</td></tr>
<tr><td>Classe II</td></tr>
<tr><td>Classe III</td></tr>
<tr><td>Classe IV*</td></tr>
<tr><td rowspan="4">ZS</td><td>Classe I</td><td rowspan="4">ONT</td><td>NT</td><td>NT</td></tr>
<tr><td>Classe II</td><td rowspan="3">LT</td><td rowspan="3">LT</td></tr>
<tr><td>Classe III</td></tr>
<tr><td>Classe IV*</td></tr>
<tr><td rowspan="4">ZR</td><td>Classe I</td><td rowspan="4">ONT</td><td rowspan="4">LT</td><td rowspan="4">LT</td></tr>
<tr><td>Classe II</td></tr>
<tr><td>Classe III</td></tr>
<tr><td>Classe IV*</td></tr>
</table>

In corrispondenza delle intersezioni di queste categorie di aree con le zone di faglia, sono stati individuati criteri e indicazioni di tipo urbanistico, che fanno riferimento a parametri urbanistici quali le categorie di intervento e le destinazioni d'uso (Tab. 1), e criteri e indicazioni di tipo edilizio riguardanti le classi d'uso consentite e l'applicazione della normativa tecnica (Tab. 2).

Le indicazioni urbanistiche ed edilizie proposte sono tanto più specifiche quanto più dettagliati sono i livelli di approfondimento conoscitivo di MS: in ZA le indicazioni sono prevalentemente rimandate a successivi approfondimenti di Livello 3. In ZS e ZR, in cui gli approfondimenti di Livello 3 sono stati effettuati, le indicazioni di tipo urbanistico vengono esplicitate in appositi *Programmi Zone Instabili* (PZI), studiati per individuare obiettivi, incentivi finanziari, strumenti e metodi di attuazione ritenuti più opportuni per la riduzione degli eventuali effetti dovuti alla rottura e dislocazione della superficie dei terreni nell'insediamento urbano.

In dettaglio è possibile riassumere il significato per entrambe le tabelle, sulle indicazioni di tipo urbanistico ed edilizio, relative alle tre categorie di aree urbanistiche, nel modo seguente.

Nelle *Aree edificate (recenti o consolidate)* ricadenti in ZA per tutti gli interventi di nuova edificazione (nei lotti vuoti) e gli interventi sull'edificato esistente, devono essere espletati i necessari approfondimenti geologici, propri del Livello 3 di MS, al fine di individuare ZS e ZR. L'assenza di approfondimenti preclude interventi di nuova costruzione e vengono consentiti esclusivamente interventi finalizzati alla messa in sicurezza dell'edilizia esistente.

In fase post sismica, quando le condizioni di danneggiamento dell'edificato esistente inducono a intervenire con urgenza, tali aree devono essere oggetto di un PZI.

Anche nel caso in cui le *Aree edificate (recenti o consolidate)* ricadano in ZS e ZR, tutti gli interventi sugli edifici esistenti e le nuove costruzioni sono rimandati alla predisposizione di uno specifico PZI.

Il PZI è lo strumento operativo per intervenire sulla base del contesto fisico e delle condizioni economiche e sociali del comune nel quale si opera. L'obiettivo generale del PZI è ridurre al massimo gli effetti che si possono determinare a causa della presenza del fenomeno di instabilità, tenendo conto delle reali condizioni di fattibilità economica e prevedendo i percorsi attuativi congruenti con la regolamentazione locale. Da questo punto di vista il PZI vuole essere uno strumento estremamente flessibile con il quale vengono verificate le condizioni di

eventuale delocalizzazione delle funzioni strategiche, degli edifici rilevanti e delle funzioni residenziali, oppure di mitigazione del rischio complessivo.

Il PZI è uno strumento redatto dalle amministrazioni comunali, in accordo con le Regioni, che individua gli incentivi finanziari, gli incentivi urbanistici e le misure premiali dirette all'attuazione degli interventi, e si realizza attraverso specifici piani attuativi diretti a disciplinare le trasformazioni urbanistiche che riguardano interventi di adeguamento e miglioramento sismico - eventualmente rendendoli obbligatori (Tab. 2) - , ristrutturazione urbanistica e cambiamenti di destinazione d'uso per gli immobili oggetto di delocalizzazione.

Le *Aree non edificate (con previsione di trasformazion*e) ricadenti in ZA sono soggette ad un regime di limitazione totale di edificabilità, fintantoché non vengano effettuati i necessari approfondimenti al fine di individuare le ZS e le ZR . È ammessa in tali aree la sistemazione di spazi aperti, senza realizzazione di volumetrie, a servizio delle funzioni e delle attività presenti nelle aree limitrofe, insediate e urbanizzate, o per incrementare la dotazione urbana di aree verdi, spazi pubblici e verde privato attrezzato.

Nel caso in cui tali aree ricadano in ZS si definisce un regime di edificabilità limitata, poiché è ammessa la realizzazione di volumetrie esclusivamente in funzione di classi di edifici I e II (Tab. 2).

Nel caso in cui tali aree ricadano in ZR sono sottoposte a limitazione totale di edificabilità.

Le *Aree non urbanizzate a trasformabilità limitata* sono sottoposte alla medesima disciplina delle *Aree non edificate (con previsione di trasformazione).*

Il tema delle infrastrutture è stato trattato in modo marginale, proponendo la predisposizione di un programma finalizzato alla verifica di delocalizzazione, o in alternativa, all'analisi degli interventi per la minimizzazione dei rischi.

Elementi di discussione.

Il lavoro sviluppato ha identificato alcuni elementi critici, alcune condizioni favorevoli che hanno determinato approcci risolutivi e molte, forse troppe, linee di sviluppo ancora da verificare. Un sintetico elenco viene riportato di seguito.

- Non vi sono molti riferimenti in letteratura (i principali vengono riportati nelle Linee guida FAC, 2013), nessuno con approccio urbanistico, applicabili alla complessità normativa italiana.
- L'assenza di casi applicativi rende difficile la valutazione. L'analisi comparativa, tentata in contesti similari (Fabietti, 1999), non sembra applicabile.
- Il sistema normativo nazionale (riferito all'insieme delle regioni) è particolarmente complesso e disomogeneo. Modelli generalizzati che si possano adattare a tale complessità, portano spesso alla genericità e quindi all'inefficacia. Anche alcuni principi enunciati negli ICMS (2008), non trovando una conseguente traduzione in termini operativi, rischiano la perdita di senso per obsolescenza.
- Con gli ICMS (2008) vengono introdotti dei modelli teorici per l'applicazione degli studi di MS a tutti i contesti normativi regionali. La variabilità del contesto di riferimento se da una parte porta alla ricerca di modelli sempre compatibili (perciò con un alto grado di flessibilità), dall'altra, talora, richiede alcuni riferimenti certi e condivisi per poter orientare le scelte. Linee guida, standard e, a volte, regole meccanicistiche possono essere utilizzati a tale fine.
- La ricerca di regole e modelli di intervento conseguente al confronto di due sistemi complessi (MS e pianificazione), con propri codici, ha evidenziato la necessità di rielaborazioni concettuali all'interno dei rispettivi sistemi, con la finalità di rendere compatibili i risultati dell'uno con le richieste dell'altro.
- La necessità di traduzione in termini operativi è la condizione principale che ha determinato la standardizzazione di alcuni processi (MS). Ma questo non è sufficiente per definire il sistema delle relazioni in un contesto fortemente caratterizzato da processi non sempre standardizzati (pianificazione).

- L'oggetto di studio (FAC) ha avuto il vantaggio di essere stato ricondotto "facilmente" a condizioni di identificazione e connotazione sul territorio in categorie descrittive di facile comprensione. Altri fenomeni potrebbero non avere questo tipo di facilitazione.
- Avendo affrontato due fenomeni di instabilità in parallelo è stato ipotizzato un unico modello, forse generalizzabile anche ad altri tipi di instabilità. Non è stata ancora affrontata la casistica ancora più vasta delle altre caratterizzazioni previste dagli studi di MS.
- Una maggiore interazione fra i settori urbanistica, edilizia e normativa, rappresenterebbe sicuramente un miglioramento nella definizione di modelli operativi.

A tre anni di distanza dai primi studi proposti dopo il terremoto dell'Aquila nel 2009 (Gruppo di lavoro MS-AQ, 2010), è possibile affermare che vi siano stati dei risultati che vanno oltre le prime valutazioni allora effettuate a carattere statistico e di orientamento generale.

Lungi dal pensare che questo sia il modello definitivo per un intervento sul territorio finalizzato alla mitigazione del rischio attraverso la pianificazione territoriale, si ritiene che siano state evidenziate alcune criticità e sono stati proposti alcuni strumenti operativi che devono ancora affrontare la verifica con la realtà. Tutto ciò è stato reso possibile grazie alla forte interazione fra diversi soggetti e discipline.

Riconoscimenti. I componenti dei gruppi di lavoro che hanno partecipato alla stesura delle Linee Guida LQ e FAC per la parte seconda, relativamente all'aspetto urbanistico, sono: V. Fabietti (Università di Chieti – Pescara), M. Ioannilli (Università di Roma - Tor Vergata), M. Olivieri (Università di Roma – La Sapienza).

Bibliografia

Bramerini F.; 2013: *Una strategia di prevenzione del rischio sismico per gli insediamenti*. Urbanistica Dossier, 130, 5-8.

Fabietti V.; 1999: *Vulnerabilità e trasformazione dello spazio urbano*. Firenze, 1999.

Gruppo di lavoro MS-AQ; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo – Dipartimento della protezione civile, L'Aquila, 3 vol. e Dvd-Rom.

ICMS; 2008: Gruppo di lavoro MS 2008. *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e CD-rom.

Linee guida FAC; 2013: Commissione tecnica per la microzonazione sismica, *Linee Guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)*, versione 1.0.9 beta (documento interno della Commissione).

Linee guida LQ; 2013: Commissione tecnica per la microzonazione sismica, *Linee Guida per la gestione del territorio in aree interessate da liquefazioni (LQ)*, versione 1.0.3 beta (documento interno della Commissione).

Peronace E., Boncio P., Galli P., Naso G.;(Questo volume): *Faglie attive e capaci negli studi di microzonazione sismica: definizione e procedure di zonazione.*

Scionti V., Gruppo di lavoro_ FAC e Gruppo di lavoro_LQ; (Questo volume): *Proposte di integrazione degli ICMS 2008: le instabilità cosismiche*.

LA CARTA GEOLOGICO TECNICA PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA

S. Castenetto[1], G. Naso[1], M. Coltella[2], P. Imprescia[2], M. Moscatelli[2], A. Pagliaroli[2], E. Peronace[2], V. Scionti[2]

[1]Dipartimento della Protezione Civile, Roma
[2]CNR - IGAG

Introduzione. Gli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" (nel seguito ICMS, Gruppo di lavoro MS, 2008) non prevedevano, tra gli elaborati da predisporre per la realizzazione della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Carta delle MOPS), la carta geologico tecnica. Questa carta, generalmente disponibile, era inserita tra le cartografie di base utili per la definizione delle zone omogenee, ma non se ne descrivevano le metodologie di elaborazione e le finalità specifiche.

Tale criticità è emersa chiaramente in occasione degli studi per la microzonazione sismica dell'area aquilana, realizzata a seguito del terremoto del 6 aprile 2009 (Gruppo di lavoro MS-AQ, 2010). L'esperienza maturata in quel contesto dal Gruppo di Lavoro MS-AQ ha condotto alla predisposizione di un contributo per l'aggiornamento degli ICMS (Martini *et al*., 2011) nel

quale, per la prima volta, si parla di "Carta geologico tecnica per gli studi di MS" (nel seguito CGT_MS); una carta che compendia tutte le informazioni di base disponibili (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche ed idrogeologiche), ricavate da rilievi di campagna, da indagini pregresse e, nell'eventualità fossero disponibili e/o previste, da indagini di nuova esecuzione. Le informazioni, qualitative e quantitative, contenute nella CGT_MS, sono fondamentali per la definizione delle caratteristiche litologiche e delle geometrie delle unità litostratigrafiche, distinte in terreni di copertura e substrato geologico, per il riconoscimento degli elementi tettonico-strutturali e, più in generale, per la definizione del modello di sottosuolo.

Più recentemente, gli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica degli studi di MS" (Commissione tecnica MS3907, 2012) predisposti per l'attuazione dell'art. 11 della legge 77/2009 (Fondo nazionale per la riduzione del rischio sismico) e adottati da tutte le Regioni, hanno inserito la CGT_MS tra gli elaborati da produrre per gli studi di MS di livello 1.

Durante e dopo il primo anno di applicazione degli Standard, la stesura di questa carta ha evidenziato alcuni problemi e incongruenze dovuti principalmente ai pochi riferimenti disponibili nella letteratura tecnico-scientifica sui contenuti e sui metodi di elaborazione di una carta geologico tecnica.

In particolare, i problemi più frequentemente riscontrati possono essere schematicamente riassunti nei seguenti punti:

- scarsa chiarezza sulle differenze tra carta geologica *s.s.* e carta geologico tecnica (es. unità litologiche *vs* formazioni geologiche);
- scarsa comprensione del percorso metodologico in cui si colloca la carta geologico tecnica negli studi di microzonazione sismica, resa evidente dai numerosi elementi ininfluenti per la valutazione della risposta sismica locale rappresentati (es. estremo dettaglio nella descrizione litostratigrafica *vs* necessaria semplificazione della stessa litostratigrafia richiesta nelle simulazioni numeriche);
- insufficiente approfondimento da parte della comunità scientifica su alcune tematiche specifiche che concorrono alla definizione della pericolosità sismica locale (es. amplificazioni topografiche);
- oggettiva difficoltà di classificazione e rappresentazione di alcuni elementi "geologici" (es. descrizione litologica e geometrica di un'unità geologica di origine vulcanica);
- scarsa conoscenza da parte dei professionisti della geologia del Quaternario (es. cosa è una faglia attiva e capace).

Raccogliendo, quindi, le esperienze di questo primo anno di attività e le indicazioni delle Regioni, delle Università e degli Enti di ricerca, si stanno predisponendo delle linee guida con l'obiettivo di chiarire e standardizzare un tema che, non essendo stato trattato in modo esaustivo negli ICMS, ha portato a svolgere con difficoltà le attività previste per la redazione degli studi di MS.

In questo lavoro si delineano i temi principali sui quali le linee guida cercheranno di chiarire e integrare le indicazioni già presenti in ICMS.

La carta geologica e la carta geologico tecnica. La carta geologica e la carta geologico tecnica sono spesso equiparate e considerate lo stesso elaborato; questo perché non è mai stato ben definito - in modo chiaro e inequivocabile - quale debba essere il loro contenuto informativo qualificante.

La carta geologico tecnica, in termini generali, è da considerarsi una carta geologica nella quale sono evidenziati:

- i caratteri litostratigrafici;
- i caratteri geomorfologici;
- i caratteri strutturali e geomeccanici;
- le caratteristiche idrologiche e idrogeologiche.

A differenza di una carta geologica *s.s.,* nella carta geologico tecnica le unità geologiche sono distinte in relazione a caratteristiche tecniche omogenee, che fanno riferimento, in primo luogo, alla litologia. Le informazioni cronostratigrafiche e genetico-deposizionali, proprie della carta geologica *s.s.,* sono conservate e contribuiscono comunque alla stesura della carta geologico tecnica.

In sintesi, la carta geologico tecnica è il risultato della sovrapposizione di tematismi che interpretano il territorio da diversi punti di vista:

- "litostratigrafia", che fa riferimento principalmente ai dati stratigrafici, geometrici, litologici, tessiturali;
- "geomorfologia", che analizza le forme, i depositi e i processi evolutivi che modellano il territorio, identificando gli elementi puntuali, lineari e areali rappresentabili;
- "geologia strutturale", che mira a ricostruire nel dettaglio le geometrie sepolte, anche a supporto della caratterizzazione fisico-meccanica delle unità geologiche;
- "geotecnica e geofisica", che punta alla quantificazione delle caratteristiche fisiche e geomeccaniche dei terreni;
- "idrogeologia", che fornisce gli elementi necessari alla definizione della profondità degli acquiferi e all'individuazione delle aree in cui la presenza della falda può indurre criticità nell'uso del territorio.

La rappresentazione cartografica che se ne ricava risulta utile per diversi scopi applicativi, quali la pianificazione territoriale, la valutazione dei rischi naturali, la difesa del suolo, la salvaguardia delle risorse idriche, la valutazione del dissesto idrogeologico.

La carta geologico tecnica per gli studi di microzonazione sismica (CGT_MS) e le sezioni rappresentative. Trattando nello specifico della microzonazione sismica, nella CGT_MS non si dovranno rappresentare tutte le informazioni disponibili, ma dovranno comparire solo quegli elementi che influenzano o sono influenzati dallo scuotimento sismico.

In estrema sintesi, i dati riportati nella CGT_MS devono risultare utili per la definizione di un modello di sottosuolo funzionale, in una prima fase, alla realizzazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (livello 1, Carta delle MOPS; Fig. 1) e, in seguito, alla realizzazione delle analisi numeriche richieste per la redazione delle carte di microzonazione sismica di livello superiore.

La difficoltà che presenta la realizzazione della CGT_MS risiede, come nel caso di una qualsiasi carta geologica, nell'esigenza di rappresentare simbolicamente non solo la distribuzione in pianta dei corpi geologici, ma di fornire anche informazioni sulla loro disposizione reciproca e sulle loro caratteristiche geometriche, consentendo la ricostruzione di un modello integrato del sottosuolo. Per tale motivo la CGT_MS deve essere corredata da alcune (almeno due) sezioni geologico tecniche significative e rappresentative delle complessità del sottosuolo, siano esse di carattere litostratigrafico, geomorfologico o strutturale (Fig. 1). In particolare, le sezioni dovranno essere orientate in modo da evidenziare tutti gli elementi che condizionano la risposta sismica locale. In assenza di elementi strutturali rilevanti e in presenza di morfologie sepolte, paleo-valli ad esempio, il realizzatore dello studio potrà

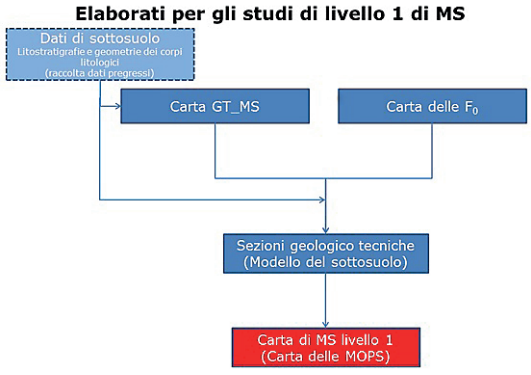


Fig. 1 – Diagramma di flusso che descrive il percorso metodologico per produrre una carta di MS di livello 1 (Carta delle MOPS). Si noti come i dati del sottosuolo contribuiscano sia alla stesura della CGT_MS, sia all'elaborazione delle sezioni geologico tecniche.

scegliere orientazioni che siano indipendenti dallo stile strutturale tipico dell'area in studio, ma che meglio si adattano all'orientazione delle morfologie vallive sepolte che possono indurre effetti locali di amplificazione.

La scelta delle sezioni geologico tecniche, sufficientemente rappresentative e ben orientate, condizionerà non solo la MS di livello 1, ma anche le MS di livello successivo, poiché tali sezioni dovranno essere adeguate alla modellazione numerica per la restituzione dei fattori di amplificazione.

Gli elementi che devono essere rappresentati nella CGT_MS e, quindi, nelle sezioni geologico tecniche finalizzate a studi di MS, sono:

- andamento del substrato geologico, che consente di definire lo spessore delle coperture e le eventuali articolazioni della superficie di contatto copertura-substrato, per motivi tettonici o morfologici;
- discontinuità e morfologie sepolte, che mettono in contatto unità litologiche caratterizzate da forti contrasti di impedenza acustica. Le morfologie sepolte, in particolare, come nel caso di paleo-valli, possono indurre fenomeni di amplificazione complessi (2D e 3D), che devono essere accuratamente valutati nell'ambito della MS di livello 3;
- morfologie di superficie, quali scarpate, creste, picchi isolati, che acquisiscono significato rilevante quando hanno caratteristiche tali da condizionare la risposta sismica locale;
- spessori dei litotipi, ai fini della valutazione dei parametri di amplificazione del moto sismico ottenuti attraverso modellazioni numeriche. Le sezioni geologico tecniche, in particolare, devono permettere di rappresentare tutti i litotipi con spessori significativi (generalmente $\geq$ 3m);
- elementi tettonici e strutturali rilevanti ai fini della microzonazione sismica, quali le faglie attive e capaci. Elementi tettonici non attivi e capaci possono acquisire un significato rilevante ai fini della MS quando interessano un substrato rigido e sono associati ad un'intensa fratturazione;
- andamento della superficie piezometrica, importante per definire la suscettibilità alla liquefazione, nel caso siano presenti depositi clastici incoerenti ad una profondità minore di 20 metri dal p.c. e una falda con una profondità media stagionale inferiore a 15 metri dal p.c.;
- estensione delle zone interessate da instabilità (quali frane, faglie attive e capaci, zone soggette a liquefazione). Per definire tali zone, tutte le informazioni geognostiche disponibili devono essere integrate con quelle di superficie.

Inquadramento della CGT_MS e delle sezioni geologico tecniche nel percorso metodologico degli studi di MS. La CGT_MS e le sezioni geologico tecniche sono determinanti (con la reinterpretazione dei dati di sottosuolo pregressi) nella stesura della Carta di Livello 1 (MOPS). Ma le indicazioni che forniscono sono anche alla base di alcune scelte che devono essere effettuate nella fase di approfondimento degli studi (livelli 2 e 3) e che molto dipendono dalla complessità geologico tecnica dell'area considerata, complessità rappresentata, appunto, nella CGT_MS e nelle sezioni geologico tecniche (Imprescia *et al.*, in questo volume).

Livello 1 di MS. Negli studi di MS di livello 1, la CGT_MS, corredata da alcune sezioni significative, è un elaborato necessario alla redazione della Carta delle MOPS, contenendo informazioni rilevanti sugli elementi stratigrafico-litologici, tettonico-strutturali, geomorfologici e idrogeologici, nonché sulle zone instabili presenti nell'area di studio. L'utilizzo congiunto di tali informazioni permette di suddividere qualitativamente il territorio in zone a comportamento sismico omogeneo (Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica, MOPS) classificandole come zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locale e zone suscettibili di instabilità, secondo la definizione degli ICMS. In particolare, alcune delle problematiche che possono presentarsi nella realizzazione della carta delle MOPS e che possono essere risolte utilizzando le informazioni contenute nella CGT_MS, sono:

- aree con differente litologia ma stesso comportamento dinamico, corrispondenti a diversi poligoni nella CGT_MS, sono attribuite a una stessa microzona (e quindi rappresentate da un solo poligono) nella carta MS di livello 1;
- aree con stessa litologia ma differente spessore e/o rigidezza delle coperture, che determina un comportamento dinamico differente, possono essere distinte in diverse microzone;
- substrato con stessa litologia ma differente rigidezza, in funzione ad esempio del grado di fatturazione, può corrispondere a più microzone;
- identificazione di aree caratterizzate dalla presenza di terreni liquefacibili, che sono trattate come zone di instabilità nelle quali è possibile che si inneschi un tale fenomeno;
- presenza di faglie classificate come attive e capaci;
- identificazione di aree interessate da fenomeni di instabilità di versante e altri fenomeni di instabilità (crolli di cavità, cedimenti differenziali), che sono classificate come zone suscettibili di instabilità nelle quali il dissesto indotto dal sisma può causare deformazioni permanenti;
- individuazione di versanti con pendenza elevata, trattati come aree nelle quali valutare, oltre le problematiche connesse alle litologie interessate, le eventuali amplificazioni del moto sismico dovute a effetti topografici.

Livello 2 di MS. Nel livello 2 di MS i fattori di amplificazione sono valutati attraverso metodi semplificati basati su abachi, costruiti per un modello ideale di sottosuolo costituito da depositi essenzialmente omogenei o a strati orizzontali, piani e paralleli, di estensione infinita, poggianti su bedrock sismico.

Gli abachi, per costruzione, sono dunque applicabili solo in aree geologicamente non complesse e non sono pertanto considerati affidabili in presenza di morfologie (superficiali e sepolte) articolate, responsabili di fenomeni di amplificazione 2D/3D, inversioni di velocità (terreni rigidi sovrastanti terreni più deformabili), fenomeni di instabilità e di deformazioni permanenti. La CGT_MS e le sezioni geologico tecniche sono dunque fondamentali per evidenziare le aree interessate da forme di superficie (es. scarpate, creste, picchi isolati) e sepolte (es. bordi di valli, scarpate sepolte, contatti tettonici) che possono dar luogo a complessi fenomeni 2D/3D di modifica del segnale sismico e per le quali occorrerà realizzare studi di livello 3. Allo stesso modo, la presenza di litotipi più grossolani (sabbie e ghiaie) e/o rocce tenere al tetto di terreni più deformabili (argille, limi), evidenziate nelle sezioni geologico-tecniche, anche in assenza di dati geofisici, indicherà aree presumibilmente caratterizzate da inversione di velocità, da approfondire nel livello 3. Analoghe considerazioni possono svolgersi per le zone suscettibili di deformazioni permanenti (faglie attive e capaci, liquefazione, frane) riportate nella CGT_MS.

L'utilizzo di un abaco prevede, tipicamente, la definizione dei seguenti elementi, desunti dalle informazioni contenute nella CGT_MS unitamente alle indagini geotecniche e geofisiche:

- litotipo prevalente dei terreni di copertura (ghiaia, sabbia, argilla);
- spessore stimato della copertura, deducibile dalle sezioni geologico tecniche. Indicazioni indirette sullo spessore del deposito possono inoltre essere fornite dalle misure di rumore ambientale, elaborate mediante la tecnica HVSR (Albarello e Castellaro, 2011);
- Vs media della copertura, ottenuta da indagini geofisiche con tecniche attive e passive; in assenza di dati geofisici, una stima approssimativa della Vs può essere ottenuta a partire dalla frequenza fondamentale di vibrazione del deposito f_0 misurata attraverso microtremori, noto lo spessore totale H del deposito (desumibile dalle sezioni geologico tecniche);
- tipo di profilo di Vs, idealizzato mediante un andamento costante con la profondità o crescente secondo due gradienti (gradiente massimo, gradiente intermedio).

Livello 3 di MS. Il livello 3 di MS è basato su approfondite indagini geologiche, geotecniche e geofisiche e sull'esecuzione di modellazioni numeriche, con la quantificazione dei fattori di

amplificazione del moto al suolo e la caratterizzazione quantitativa delle zone suscettibili di deformazioni permanenti. Le analisi numeriche sono effettuate mediante codici di calcolo che simulano la propagazione di onde sismiche nel sottosuolo, dal basamento fino alla superficie. In generale, esse si sviluppano attraverso tre fasi principali:

- determinazione delle azioni sismiche di ingresso al bedrock sismico (definizione dell'evento sismico di riferimento e del moto sismico di input);
- definizione del modello di sottosuolo dalle informazioni della CGT_MS e delle sezioni geologico tecniche;
- scelta del codice di calcolo (monodimensionale o bidimensionale, lineare o non lineare, modello costitutivo) ed elaborazione dei risultati ottenuti (es. in termini di fattori di amplificazione del moto sismico, spettri di risposta, deformazioni permanenti).

La CGT_MS, unitamente alle sezioni geologico tecniche, rappresenta uno strumento fondamentale per la definizione del modello integrato di sottosuolo e deve, il più compiutamente possibile, individuare sia il contatto tra copertura e bedrock sismico, sia la natura dei contatti e le geometrie delle unità di copertura, la cui caratterizzazione fisica e meccanica consentirà di effettuare la modellazione numerica.

Inoltre, la valutazione degli elementi morfologici e strutturali riportati nella CGT_MS (forme di superficie e sepolte), anche caratterizzati quantitativamente (ad es. distinguendo valli strette e larghe sulla base del relativo fattore di forma) sono fondamentali per la scelta della geometria del codice di calcolo da utilizzare (1D o 2D). Il modello mono-dimensionale si basa sull'ipotesi che la superficie del piano campagna, le stratificazioni del deposito e il basamento rigido siano orizzontali e di estensione indefinita. Se la superficie libera, ovvero le stratificazioni e/o il basamento rigido presentano un andamento non riconducibile all'orizzontale (es., aree di bordo di valli larghe, valli strette, creste, rilievi), l'assunzione di un modello 1D è poco realistica, in quanto alle amplificazioni 1D si sommano altri effetti connessi alla geometria dei depositi (es., focalizzazione delle onde sismiche, generazione di onde di superficie e loro interazione con onde dirette, risonanza), che determinano una maggiore amplificazione ed una durata più lunga del moto sismico rispetto al caso 1D e richiedono modelli numerici bi-dimensionali.

La carta MS di livello 3 viene elaborata nei casi di situazioni geologiche e geotecniche complesse o nel caso in cui sia stata prevista la realizzazione di opere di particolare importanza. Pertanto, il livello 3 di approfondimento interessa le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e le zone suscettibili di instabilità (liquefazione, faglie attive e capaci, frane), particolarmente gravose sia per la complessità del fenomeno, sia per l'estensione areale del fenomeno.

Per quanto riguarda la liquefazione, la CGT_MS rappresenta un livello di conoscenza di base necessario per individuare la presenza o meno degli elementi predisponenti la liquefazione:

- elementi paleogeografici (paleoalvei, paludi e corsi fluviali sepolti) ed eventuali strutture antropiche di interesse (argini fluviali, aree di bonifica);
- terreni granulari, saturi, nei primi 20 m di sottosuolo, con particelle di diametro compreso nei fusi granulometrici specificati nelle indicazioni AGI (2005);
- falda ad una profondità media stagionale inferiore ai 15 m dal piano campagna;
- segnalazioni di liquefazioni avvenute in occasione eventi sismici passati.

Per le analisi delle faglie attive e capaci, la CGT_MS consente di ricavare le informazioni geologico-geomorfologiche e tettoniche indicative dell'attività recente di una faglia (anomalie nelle forme del paesaggio, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari e scarpate di faglia, dislocazioni di terreni tardo pleistocenico-olocenici), necessarie per predisporre un piano di indagini da eseguirsi nel livello 3 di MS.

La CGT_MS rappresenta, infine, come per le altre instabilità, un livello propedeutico e necessario a individuare la presenza di frane inattive, forme associate a movimenti gravitativi profondi, o di elementi predisponenti fenomeni franosi: terreni sciolti o fratturati su pendii acclivi, falda ad una profondità media stagionale modesta, eventuali segnalazioni di frane indotte da eventi sismici passati.

Nel livello 3 di MS tutte queste informazioni sono utili a predisporre un piano di indagini finalizzato all'acquisizione di sufficienti dati stratigrafici, morfologici, pluviometrici, geotecnici, attraverso i quali aggiornare la CGT_MS e ricostruire il modello cinematico della frana.

Conclusioni. L'assenza della carta geologico tecnica tra gli elaborati da produrre negli studi di MS di livello 1 ha rappresentato una criticità nell'applicazione degli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), emersa in occasione della microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana colpita dal terremoto del 6 aprile 2009 (Gruppo di lavoro MS-AQ, 2010). Allo scopo di risolvere tale problematica, il Gruppo di Lavoro cha aveva operato nell'area aquilana ha predisposto un contributo per l'aggiornamento degli ICMS, definendo i contenuti della carta geologico tecnica per la microzonazione sismica (CGT_MS) e proponendo il suo inserimento tra gli elaborati da produrre negli studi di MS di livello 1 (Martini *et al.*, 2011). Tale proposta è stata recepita negli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica degli studi di MS" (Commissione tecnica MS3907, 2012) predisposti per l'attuazione dell'art. 11 della Legge 77/09 e adottati da tutte le Regioni. Tuttavia, nella stesura di questa carta, allegata agli studi sino ad oggi validati dalla Commissione tecnica di supporto e monitoraggio (OPCM 3907/10), risultano evidenti alcuni problemi e incongruenze dovuti principalmente ai pochi riferimenti disponibili nella letteratura scientifica sui contenuti e sui metodi di elaborazione di una carta geologico tecnica.

Raccogliendo, quindi, le esperienze di questo primo anno di attività e le indicazioni delle Regioni, delle Università e degli Enti di ricerca stanno predisponendo le "Linee guida per l'elaborazione della carta e delle sezioni geologico tecniche per la microzonazione sismica", con l'obiettivo di chiarire un tema che per la sua complessità ha portato a svolgere con difficoltà le attività previste per la redazione degli studi di MS.

Le linee guida inquadrano la CGT_MS nel percorso metodologico degli studi di MS, descrivendo l'utilizzo delle informazioni in essa contenute, quali la distribuzione delle unità litologiche omogenee, degli elementi tettonico-strutturali, geomorfologici e idrogeologici, nonché delle forme sepolte e di superficie e delle zone instabili. Negli studi di livello 1 di MS l'utilizzo congiunto di tali dati permette di suddividere qualitativamente il territorio in zone a comportamento sismico omogeneo (Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica, MOPS). Nel livello 2 di MS la CGT_MS e le sezioni geologico tecniche consentono di valutare la complessità geologica dell'area di studio e, unitamente ai dati raccolti con le indagini geotecniche e geofisiche, forniscono gli elementi conoscitivi richiesti per l'utilizzo degli abachi: litotipo prevalente e spessore stimato dei terreni di copertura, Vs media della copertura e tipo di profilo di Vs.

Nella MS di livello 3 la CGT_MS, unitamente alle sezioni geologico tecniche, rappresenta uno strumento fondamentale per la definizione del modello integrato di sottosuolo, indispensabile per effettuare la modellazione numerica per la attribuzione dei fattori di amplificazione.

Inoltre, gli elementi morfologici e strutturali riportati nella CGT_MS (forme di superficie e sepolte), anche caratterizzati quantitativamente, contribuiscono alla scelta della geometria del codice di calcolo da utilizzare per la modellazione, mono (1D) o bidimensionale (2D).

Infine, le informazioni contenute nella CGT_MS costituiscono il livello conoscitivo di base fondamentale per lo studio e la parametrizzazione quantitativa delle zone suscettibili di deformazioni permanenti in condizioni sismiche, come quelle interessate da faglie attive e capaci, da fenomeni di liquefazione, da movimenti franosi.

Bibliografia

AGI (2005). Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica – Linee guida, Pàtron Editore, Bologna

D. Albarello e S. Castellaro (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola, in "Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica", Ingegneria sismica, a. XXVIII, n. 2

Commissione tecnica MS3907 (2012). Standard di rappresentazione e archiviazione informatica degli studi di MS vers. 2.0, http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Standard_MSv2_0_pdf3.pdf

G. Martini, S. Castenetto, G. Naso (2011). La carta geologico tecnica per gli studi di MS, in "Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica", Ingegneria sismica, a. XXVIII, n. 2

Gruppo di lavoro MS (2008). Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province Autonome, 3 vol. e DVD.

Gruppo di lavoro MS-AQ (2010). Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana, Regione Abruzzo Dipartimento della Protezione Civile, 3 vol. e DVD.

P. Imprescia, M. Coltella, G. Naso (2013). Il percorso metodologico per gli studi di microzonazione sismica, in questo volume.

LA MICROZONAZIONE SISMICA DI PRIMO LIVELLO IN AREE VULCANICHE: L'ESPERIENZA DELLE AREE ETNEE

S. Catalano[1], G. Romagnoli[1], G. Tortorici[1], F. Pavano[1], G. Sturiale[1], A. Torrisi[2], C. Bennici[1], S. Rosa[1]

[1]Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali – Sezione di Scienze della Terra, Università di Catania

[2]Regione Sicilia - Dipartimento Regionale di Protezione Civile- Servizio Regionale per la Provincia di Catania

Introduzione. Gli studi di microzonazione sismica di I livello effettuati nei comuni dell'area etnea, hanno messo in evidenza che molti dei presupposti teorici dei modelli di risposta di sito e delle definizioni contenute negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Gruppo di lavoro MS, 2008) e nel supplemento a "Ingegneria Sismica" (Dolce *et al*., 2011) non trovano immediata applicazione nei terreni di natura vulcanica. I caratteri peculiari dei terreni lavici incidono sulla definizione delle componenti essenziali che concorrono ai modelli di risposta di sito. Le successioni litostratigrafiche sono, infatti, caratterizzate da un'alternanza di terreni rigidi e terreni soffici, con ripetute inversioni di velocità delle onde sismiche lungo la verticale (Fig. 1). In particolare, terreni con Vs >800 m/s, che individuerebbero la presenza del basamento sismico, frequentemente ricoprono terreni soffici di copertura. Ciò crea numerose incertezze nella individuazione della profondità del bedrock sismico. Le stesse caratteristiche creano incertezze anche nell'attribuzione delle diverse unità laviche ai terreni di copertura o al substrato geologico. Negli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica-Versione 2.0beta-II", le unità geologico-tecniche vengono distinte in terreni di copertura e substrato geologico rigido o non rigido. Nella definizione della litologia dei terreni di copertura, gli standard si avvalgono del sistema di classificazione dei suoli "Unified Soil Classification System" (leggermente modificato, ASTM, 1985). Tale sistema permette la classificazione di terreni incoerenti e pseudocoerenti ma non prevede la classificazione dei litotipi propri delle colate laviche, caratterizzate da un'estrema variabilità verticale e laterale delle litofacies, cui corrispondono profonde variazioni delle caratteristiche litotecniche. Ai problemi di rappresentazione si aggiunge una generale inadeguatezza dei dati geologici di base, oggetto di elaborazione nel corso della prima fase di approfondimento, che non sempre forniscono le informazioni di dettaglio rappresentative del reale assetto delle diverse litofacies che compongono i diversi orizzonti lavici. Le geometrie di sottosuolo dei modelli geologici di riferimento, inoltre, si discostano molto dai modelli fisici monodimensionali, che risultano troppo semplificati e poco rappresentativi degli assetti geologici reali. Lo stesso concetto di microzone omogenee risulta poco indicato, in quanto il concetto di omogeneità riferito all'assetto geologico in effetti andrebbe sostituito da un concetto di variabilità di comportamento tra due estremi definiti per ogni microzona, per quanto attiene la reale risposta sismica. Va, dunque, sottolineato che, anche in prospettiva dei successivi livelli di approfondimento, nell'area etnea non ci sono le condizioni per l'applicazione degli abachi basati su un assetto geologico e geotecnico costituito da orizzonti continui, con caratteri litotecnici definiti, sovrapposti tra loro e vincolato ad un aumento della velocità delle onde s con la profondità. Le aree vulcaniche sono caratterizzate, infatti, da un accumulo veloce di prodotti che vanno a sigillare superfici topografiche estremamente articolate. L'interazione tra vulcanismo e morfogenesi definisce una varietà di geometrie tridimensionali di sottosuolo (es. valli o versanti terrazzati sepolti) che non solo causano improvvise discontinuità dei livelli, ma ne influenzano anche le loro caratteristiche litologiche e meccaniche.

Nel presente lavoro vengono analizzati alcuni casi rappresentativi delle problematiche emerse nel corso degli studi di microzonazione sismica di primo livello delle aree vulcaniche etnee, che hanno già comportato integrazioni agli standard di rappresentazione, ma richiederebbero una più ampia riflessione, sui criteri di analisi e sui modelli di risposta di sito, anche in prospettiva dei successivi livelli di approfondimento.

Successione litostratigrafica dell'area etnea. L'apparato vulcanico del Monte Etna si è sviluppato su un substrato sedimentario, rappresentato dalle aree frontali della Catena Appenninico-Maghrebide, soggetto ad un processo di sollevamento tettonico attivo, cui è corrisposta una evoluzione morfologica molto intensa. Le prime manifestazioni vulcaniche sono rappresentate da eruzioni sottomarine di lave tholeiitiche, di età compresa tra 0.58 to 0.46 Ma (Gillot

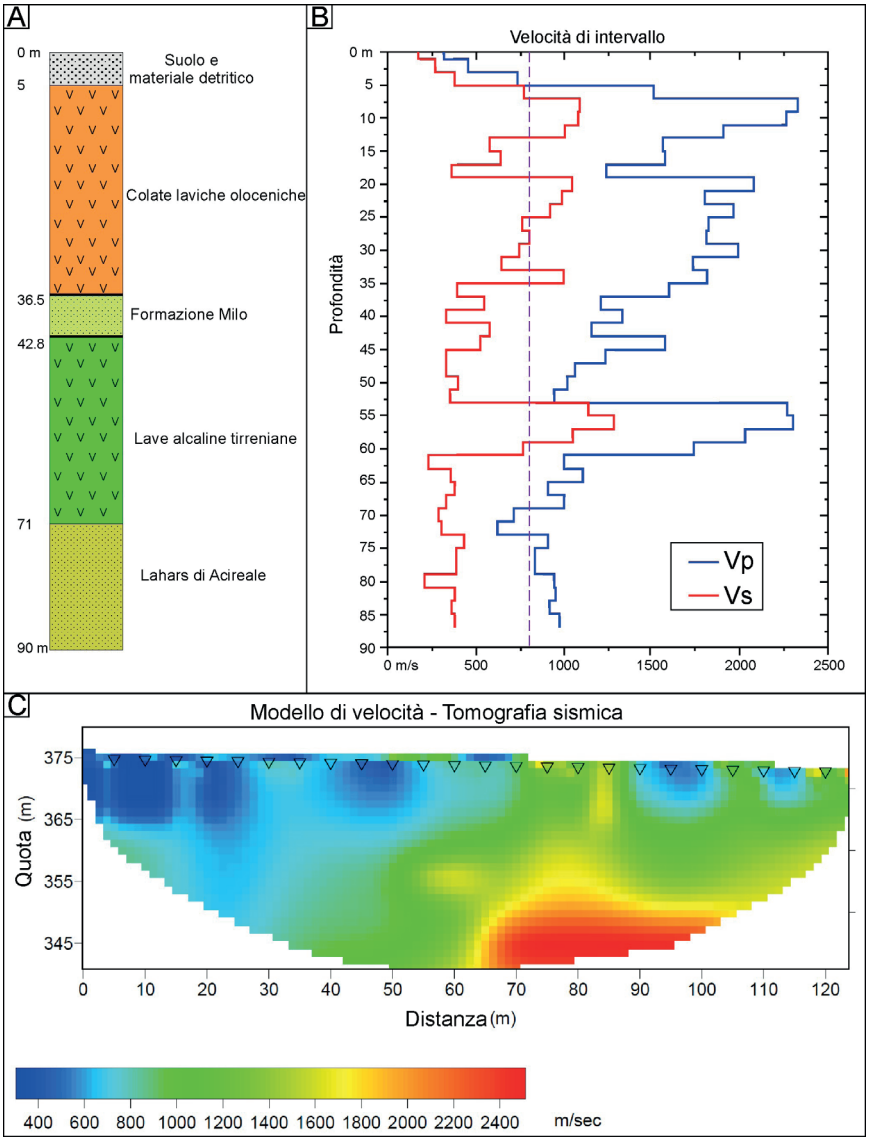


Fig. 1 – Indagini geognostiche e geofisiche realizzate nell'area comunale di Santa Venerina (CT). Sondaggio geognostico interpretato (A) e relativo profilo di velocità verticale ottenuto tramite indagine down-hole (B); tomografia sismica a rifrazione (C).

et al., 1994), che si trovano intercalate alle argille marnose infrapleistoceniche, alla base del versante sud-orientale del vulcano. Orizzonti tholeiitici più recenti (320-250 ka) di ambiente sub-aereo, affioranti alla base del versante sud-occidentale, sanciscono l'inizio della graduale emersione dell'area (Catalano *et al*., 2004). Questa si manifesta anche nelle aree orientali, con la messa in posto, in condizioni sub-aeree, di prodotti vulcanici di transizione da tholeiitici ad alkalini, la cui età varia da 225 ka a 168 ka (Gillot *et al*., 1994). A partire da questa fase, la messa in posto dei prodotti alkalini si è realizzata durante i processi di morfogenesi attiva dell'area. Questo aspetto, insieme ad una netta variazione dello stile eruttivo da fissurale a centrale, determina una differente giacitura dei prodotti lavici. Nella fase finale di sollevamento, i prodotti antichi, caratterizzati da una notevole continuità laterale e giaciture regolari per il loro appoggio su superfici sub-orizzontali, sono stati modellati dai terrazzi marini più recenti, lungo la costa, mentre nei settori più interni sono stati reincisi da profonde valli fluviali. I prodotti più recenti, successivi all'inizio della morfogenesi, mostrano giaciture e continuità laterale profondamente influenzate dalla morfologia subvulcanica. Le diverse superfici di erosione che suddividono i prodotti lavici sono generalmente associate allo sviluppo di ingenti volumi di epiclastiti, riferibili alle principali fasi di deglaciazione tardo-quaternaria (Catalano e Tortorici, 2010)

Substrato geologico e bedrock sismico nell'area etnea. Un aspetto prioritario da affrontare nel contesto vulcanico etneo è la definizione univoca dei criteri per l'attribuzione delle diverse unità litologiche al substrato geologico o ai terreni di copertura.

I soli criteri litotecnici non sono sufficienti, in quanto nella successione stratigrafica etnea bisogna prevedere che livelli molto rigidi, tipici di un bedrock sismico, siano in effetti intercalati all'interno di tipici terreni di copertura, costituiti da depositi epiclastici e vulcanoclastici (Fig. 1). Nell'esecuzione degli studi di microzonazione di primo livello, è stata prevista la possibilità di attribuire i prodotti lavici alternativamente al substrato geologico, indicandoli come alternanza di litotipi, o alle coperture, catalogandoli, a loro volta, in funzione della geometria e della giacitura rispetto agli elementi topografici sepolti. Sono state omologate al substrato geologico tutte le lave che, alla scala delle aree di studio dei singoli comuni, poggiano direttamente sulle successioni sedimentarie del substrato pre-etneo, senza l'interposizione di depositi clastici di copertura. In questo caso va comunque sottolineato che non è implicito omologare le lave del substrato al bedrock sismico, in quanto esse generalmente poggiano su orizzonti argillosi non rigidi, con un contatto che marca una notevole discontinuità delle proprietà meccaniche. Le lave attribuite al substrato geologico non sono necessariamente appartenenti ad una determinata unità lito-stratigrafica. Tale attribuzione ha valenza locale e generalmente si riferisce agli orizzonti lavici che nelle varie aree pre-datano il terrazzamento marino e l'approfondimento del reticolo idrografico (Fig. 2).

Al contrario, sono state omologate alle coperture, a prescindere dai caratteri litotecnici, tutti gli orizzonti lavici che non mostrano una continuità laterale a scala delle aree di studio, in quanto hanno ricoperto superfici topografiche articolate, oppure che poggiano o sono intercalate all'interno di livelli clastici di copertura. In entrambi i casi, si è ritenuto utile contemplare e distinguere alcune condizioni tipo di giacitura delle successioni laviche in funzione della geometria delle superfici di erosione sepolte. Tale approccio ha consentito di stabile una relazione diretta, verificata puntualmente sul terreno, tra le forme esterne dei campi lavici ed i loro caratteri litologici, primo fra tutti la ripartizione verticale e laterale tra porzione scoriacea e porzione massiva. Questa connessione tra morfologia esterna e litofacies è stata utilizzata come strumento per guidare la trasferibilità laterale delle informazioni delle stratigrafie dei pozzi, che sarebbe altrimenti risultata del tutto arbitraria. I caratteri tecnici riscontrati nei log di perforazione sono state, così, estese a tutti gli orizzonti appartenenti alla forma lavica attraversata dai sondaggi. La metodologia adottata ha richiesto una sostanziale revisione dei rilievi geologici disponibili, con l'acquisizione di una notevole mole di nuovi dati di terreno, ben al di là di quanto previsto per gli studi di primo livello. Tale necessità è nata

dall'esigenza di dettagliare maggiormente le informazioni contenute nella cartografia pregressa che, a prescindere dalla scala di dettaglio, è in genere basata su suddivisioni dei terreni lavici in unità litostratigrafiche, piuttosto che in singole unità di flusso, ad eccezione delle colate storiche per le quali sono stati tracciati i limiti con estremo dettaglio. Le integrazioni dei rilievi sono consistite nella delimitazione delle singole colate e, dove possibile, dei singoli flussi lavici all'interno di campi complessi, al fine di individuare i contorni di campi lavici semplici, assimilabili ad una geometria semplificata con la sovrapposizione di un orizzonte scoriaceo su un orizzonte massivo. La revisione delle carte geologiche di base ha inoltre fornito gli elementi utili per definire l'ordine di sovrapposizione tra le varie colate. Tale informazione, poco dettagliata nella cartografia disponibile, ha permesso di individuare la presenza di barriere morfologiche sepolte, generalmente riferibili a strutture tettoniche o edifici vulcanici antichi, che hanno condizionato il flusso delle colate laviche recenti. I dati di superficie così evidenziati hanno avuto positivi riscontri con i dati di sottosuolo, con il risultato di localizzare topografie sepolte, prima non conosciute (Fig. 2). L'inserimento nelle carte geologico-tecniche di un simbolo relativo ai bordi di colata è stato inoltre motivato dal fatto che sia i fianchi che il fronte delle colate sono discontinuità che possono costituire elementi di concentrazione dell'amplificazione sismica in quanto generalmente caratterizzati da una notevole quantità di materiale scoriaceo fittamente alternato a livelli di lave massive, in contrapposizione alle porzioni centrali di riempimento di canali, dove possono prevalere lave massive sormontate da uno spessore variabile di scorie.

Per quanto attiene i profili di velocità delle onde sismiche nei terreni vulcanici etnei, le indagini geofisiche (down-hole) preesistenti indicano la presenza nella successione litostratigrafica di orizzonti lavici caratterizzati da Vs superiori a 1000 m/s al di sotto dei quali si osservano sempre livelli, presumibilmente clastici, in cui la Vs è ben inferiore a 800 m/s (Fig.

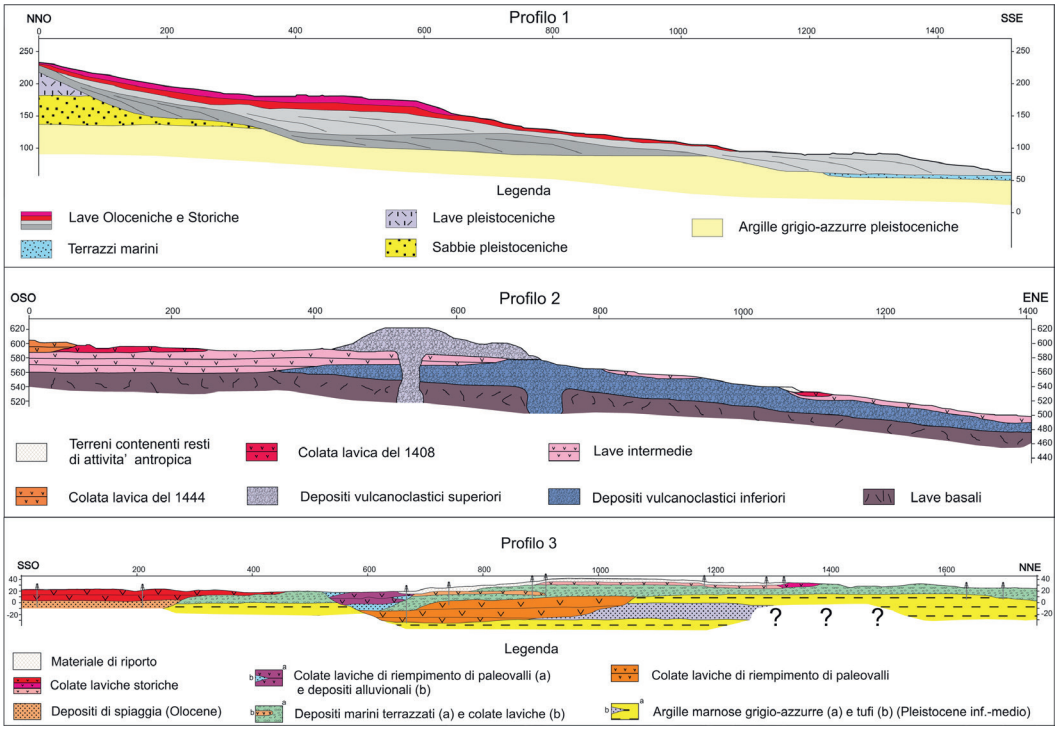


Fig. 2 – Profili geologici realizzati nelle aree comunali di Aci Castello (profilo 1), Trecastagni (profilo 2) e Catania (profilo 3).

1 A e B). Inoltre, indagini di sismica a rifrazione hanno evidenziato considerevoli variazioni orizzontali di velocità delle onde sismiche, legate a discontinuità o eterogeneità laterali (Fig. 1 C). Tali condizioni impediscono una individuazione univoca del bedrock sismico, così come definito negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Il "vero" bedrock sismico probabilmente è da ricercare all'interno della potente successione argilloso-marnosa che costituisce il substrato sedimentario pre-vulcanico. In mancanza di misure dirette sulla velocità delle onde sismiche, facendo riferimento a dati raccolti nell'area di Catania, i valori delle Vs all'interno dei livelli più superficiali delle argille sono di circa 500-600 m/s, per cui il bedrock sismico va ricercato nei livelli più profondi della successione, in corrispondenza dei quali si raggiungono stabilmente velocità superiori agli 800 m/s.

Casi di studio. I risultati degli studi condotti nell'area etnea hanno permesso di definire una serie di geometrie tipo delle sequenze vulcaniche che sono state sintetizzate, prendendo spunto da alcuni casi di studio illustrati da altrettanti profili geologici realizzati lungo il basso versante orientale del Monte Etna (Fig. 2). La chiave di interpretazione adottata per la ricostruzione del modello di sottosuolo parte dal presupposto che nelle aree sommitali il grande volume di materiale vulcanico accumulato ha rapidamente fossilizzato la morfologia pre-esistente, rendendola di fatto ininfluente sulla distribuzione dei prodotti eruttivi successivi. Questi hanno dunque risentito esclusivamente della presenza di barriere topografiche costituite da edifici piroclastici o da lineamenti morfostrutturali connessi a faglie e campi di fratture. Al contrario, si è tenuto conto che nelle aree periferiche del vulcano, dove la frequenza delle invasioni laviche è stata inferiore e le colate laviche si sono accumulate con spessori limitati, i bassi morfologici hanno esercitato un controllo permanente, canalizzando le colate laviche, i depositi di flusso piroclastici e i depositi epiclastici di smantellamento degli edifici pre-esistenti. Pertanto, nelle aree periferiche del vulcano, morfologie superficiali apparentemente monotone, possono nascondere in sottosuolo notevoli spessori di lave, in corrispondenza di paleovalli oggi completamente sepolte, cui si contrappongono le zone degli originari alti morfologici, dove la copertura lavica recente è estremamente sottile o addirittura assente.

Profilo 1. Il profilo 1 mostra le geometrie dei campi lavici distribuiti su un versante costiero terrazzato, nelle aree di Acicastello. In questo caso il substrato geologico è rappresentato dalle argille marnose pleistoceniche con la loro copertura sabbiosa. Nel caso specifico, le lave più antiche (Lave pleistoceniche) poggiano al tetto della successione sedimentaria e possono essere omolagate al substrato geologico. Il resto delle coperture laviche, rappresentate dalle colate laviche oloceniche e storiche, pur ricoprendo le superfici di abrasione modellate sulle argille senza l'interposizione di depositi clastici, sono state attribuite alle coperture. Tra le lave di copertura sono state distinte con un soprassegno rappresentativo della forma i prodotti lavici che compongono i ventagli di lava, rispetto alle colate che mostrano una distribuzione areale più uniforme. Le due differenti geometrie sono direttamente riconducibili alle caratteristiche reologiche degli originali flussi lavici, al gradiente della paleotopografia che esse hanno ricoperto e all'orientazione degli elementi morfologici pre-esistenti, rispetto alla direzione del flusso. Il versante sepolto dalle lave nel profilo 1 è stato raggiunto da flussi lavici circa ortogonali. In questo caso, le singole colate laviche tendono a mantellare, con spessori generalmente esigui, le porzioni di versante ad elevata acclività circa ortogonali al flusso, presentando spessori minimi in corrispondenza di orli di scarpata. In questi tratti, generalmente le colate si restringono e la loro morfologia è caratterizzata da una potente copertura scoriacea o a lastroni, connessa alla frammentazione delle porzioni più esterne raffreddate causata dall'accelerazione del flusso interno in corrispondenza del cambio di pendenza. Il risultato è che gli apici delle scarpate sepolte e tutti i tratti più acclivi dei versanti sono sepolti da una successione di lave poco spessa e costituita da una fitta alternanza di livelli scoriacei e massivi circa paralleli al versante sepolto. Una netta differenziazione delle geometrie delle lave di copertura contraddistingue le rotture di pendio al piede dei versanti sepolti. Nel caso di colate poco alimentate e di elevata viscosità, la colata tende a formare ventagli, caratterizzati da una fitta alternanza di

scorie e banchi massivi clinostratificati, caratterizzati da notevole discontinuità sia laterale che verticale. I ventagli di lava sono caratterizzati da spessori minimi all'apice e al piede, mentre raggiungono spessori massimi di oltre 50 m nella parte centrale, in corrispondenza della verticale del piede del pendio sepolto dalle lave. Nel caso di colate ben alimentate e molto fluide, la colata tende ad espandersi lateralmente sulle superfici sub-pianeggianti, dando luogo a banchi massivi metrici sub-orizzontali, con notevole continuità laterale, generalmente interessati da intensa fessurazione verticale, con copertura scoriacea limitata o assente. In alcuni casi, gli espandimenti possono raggiungere anche spessori fino a circa 25 m. Nel settore mediano del profilo sono riprodotti più ventagli di lava sovrapposti che hanno colmato una depressione morfologica e che sono stati mantellati dalle colate laviche più giovani che si sono espanse su una morfologia più blanda.

Per rendere in pianta quanto rappresentato nel profilo, si è fatto ricorso ad una serie di simboli, lineari e areali, per indicare l'ubicazione delle scarpate e dei terrazzi sepolti dalle lave, la cui localizzazione è stata in gran parte desunta dalla morfologia dei campi lavici. Tutti gli elementi hanno contribuito, insieme alle forme delle lave, a definire l'estensione delle microzone omogenee, nell'accezione specificata nell'introduzione.

Profilo 2. Nel profilo 2, relativo al comune di Trecastagni, illustra gli effetti di una barriera morfologica sulla distribuzione dei flussi lavici. Nel profilo si riconoscono lave basali di incerta attribuzione che, per la loro continuità laterale sono assimilabili al substrato geologico. Le sovrastanti colate laviche di copertura si sono accumulate sul fianco di un vecchio rilievo costituito da piroclastiti, interpretato come un originario edificio vulcanico oggi sepolto. In questo caso, la dettagliata ricostruzione della successione verticale delle colate laviche è stata decisiva per l'individuazione degli elementi topografici sepolti. In particolare, la presenza dell'edificio sepolto, precedente a quello estesamente affiorante nell'area, è stata riconosciuta dalla notevole riduzione dello spessore delle lave indicate come "intermedie" che si apprezza da nord-ovest verso sud-est. Tale fenomeno è conseguenza dell'effetto barriera esercitato dall'edificio stesso sui flussi lavici che, invece di proseguire secondo la direzione NO-SE, determinata dalla pendenza del fianco sud-orientale dell'Erna, sono stati in gran parte deviati verso SO (ortogonalmente al profilo), lungo il fianco dell'edificio sepolto. I rilievi originali effettuati nell'area hanno confermato la notevole estensione dei prodotti piroclastici dell'edificio sepolto, raggiunti anche da alcune perforazioni. Il notevole accumulo di lave a monte dell'edificio ha del tutto annullato la paleotopografia, sostituendola con un'area di accumulo sub-pianeggiante. In questo caso, per segnalare la presenza del fianco sepolto, che costituisce una discontinuità meccanica di primo ordine, è stato introdotto un simbolo lineare, che indica l'orlo del versante sepolto, ed un simbolo areale, che indica l'estensione in sottosuolo dell'edificio. Nel caso specifico, il fianco dell'edificio rivolto a valle è, invece, ancora oggi in parte scoperto o nascosto sotto una sottile coltre di lave recenti e corrisponde al versante a forte acclività posto tra gli abitati di Trecastagni e Viagrande, rappresentato nella porzione orientale del profilo. La presenza dell'edificio sepolto nell'area di Trecastagni ha imposto che venisse definita una microzona rappresentativa dell'appoggio delle lave contro il fianco che difficilmente può essere inquadrata nel concetto di omogeneità di comportamento. In questo caso si sono manifestati enormi gradi di incertezza riguardo l'ubicazione del limite stesso della microzona, in funzione delle variazioni laterali della successione dei terreni, determinata dalla concomitante variazione di spessore tra lave di copertura ed piroclastici dell'edificio. La ricostruzione del modello geologico di Trecastagni evidenzia una geometria, con la presenza di più edifici vulcanoclastici di età diversa separati da orizzonti di lave, che è risultata molto diffusa nel versante meridionale dell'Etna, anche se non segnalata né nella letteratura geologica né nella cartografia disponibile. Infatti, è stato possibile verificare che le aree di distribuzione dei coni piroclastici recenti sono state sede di attività esplosiva più antica, i cui prodotti sono stati interamente seppelliti dalla copertura lavica recente. Le discontinuità geometriche determinate dalla presenza di barriere topografiche che ostacolano i flussi lavici, costituisce un

target principale, la cui risoluzione dovrà necessariamente richiedere una sostanziale revisione di tutta la cartografia accompagnata da una massiccia raccolta di dati di sottosuolo.

Profilo 3. Il profilo 3 attraversa il centro urbano di Catania ed è significativo dell'articolazione della morfologia sub-vulcanica nelle aree costiere, caratterizzata dalla presenza di ampi terrazzi marini interrotti da valli che generalmente risultano interamente sepolte da notevoli spessori di prodotti di riempimento. La tematica delle paleovalli sepolte costituisce uno degli aspetti più complessi nella definizione sia del modello geologico che di risposta di sito. Le forme vallive sepolte sono molto diffuse in tutte le aree periferiche del vulcano. L'evoluzione delle valli sepolte può essere ricondotta a due distinte condizioni tipo. In aree distanti dalla costa, l'approfondimento delle valli ha sommato gli effetti delle diverse fasi di reincisione, scandite dalle variazioni climatiche e regolate dal sollevamento tettonico regionale. Il risultato finale è quello di valli generalmente molto approfondite e sepolte sotto un riempimento costituito da colate laviche e alluvioni, il cui spessore è direttamente collegato all'esposizione dell'area alle invasioni laviche. Pertanto, è frequente trovare sia paleovalli del tutto nascoste in superficie, perché interamente riempite da flussi lavici, che valli solo parzialmente sepolte. Nel caso di Catania, estendibile a tutte le aree prossime alla costa che, nel corso del Pleistocene superiore rientravano nella fascia soggetta al ciclo regressivo-trasgressivo delle oscillazioni glacio-eustatiche, ciascuna fase di approfondimento fluviale è stata seguita dal riempimento delle paleovalli sia da parte dei terreni trasgressivi del successivo alto eustatico. Parte del riempimento può essere anche costituito parzialmente dalle lave, messesi in posto fra il momento dell'incisione e quello del colmamento della valle, che da depositi continentali, tra i quali prevalgono i terreni argillosi lacustri rispetto ai depositi alluvionali grossolani. È interessante notare che nel caso di Catania, l'intera successione della paleovalle viene sigillata da depositi costieri di un terrazzo marino che si estendono in continuità anche alle zone delle antiche dorsali spartiacque, dove poggiano direttamente sul substrato argilloso. Di fatto, quindi, le paleovalli possono risultare del tutto nascoste o addirittura i dati di superficie potrebbero indicare geometrie di sottosuolo completamente differenti da quelle realmente riscontrate dai dati di sottosuolo. Nell'area di Catania, i terreni di colmamento delle paleovalli relative ad un determinato ciclo eustatico, risultano generalmente reincise da forme vallive, riempimente da depositi alluvionali e lave e sigillate dai depositi del terrazzo del ciclo eustatico successivo. La presenza delle paleovalli nel sottosuolo di diverse aree urbane alla periferia dell'Etna è un aspetto caratteristico che determina condizioni di estrema variabilità laterale dell'assetto geologico. I fianchi delle valli, infatti, sono in gran parte modellati su successioni argillose, generalmente sormontate da depositi sabbiosi terrazzati, affioranti in corrispondenza della cresta degli antichi spartiacque, in gran parte sepolti. Su tali dorsali, la copertura lavica è estremamente ridotta di spessore o del tutto assente. Al contrario, le valli sepolte sono riempite da alternanze di litotipi caratterizzate da elevatissimi contrasti di impedenza tra i diversi orizzonti, con frequenti inversioni di velocità. Generalmente, il contatto tra riempimento e fianco della paleo valle corrisponde anche ad un limite di permeabilità che canalizza il flusso delle acque sotterranee in corrispondenza dell'asse della paleovalle. Dai caratteri peculiari delle due tipologie di riempimento delle paleo valli, è prevedibile una differente risposta sismica dei riempimento accumulati in aree interne e prossime alla costa.

Per visualizzare le valli sepolte sono stati prevalentemente utilizzati elementi di rappresentazione lineari, indicanti l'orlo dei fianchi sepolti e l'ubicazione dell'asse della paleo valle, rispettivamente. L'ampiezza della valle sepolta è quindi desumibile dalla distanza in pianta tra i due simboli. Come nel caso degli edifici piroclastici sepolti da lave, anche per le valli sepolte è stata definita una microzona, all'interno della quale è facilmente prevedibile un comportamento estremamente eterogeneo, molto diverso dalla risposta attesa nelle aree di culminazione degli spartiacque di natura sedimentaria, dove è prevedibile una maggiore omogeneità. L'assetto geologico del sottosuolo di Catania, pone una questione di carattere locale, che può avere comunque risvolti di interesse generale. Le valli sepolte da lave creano le condizioni di

brusche variazioni litologiche laterali che interessano non i singoli orizzonti stratigrafici, come può accadere all'interno di una colata, ma intere successioni di terreni. I fianchi delle paleovalli agiscono quindi come barriere meccaniche di primo ordine che separano successioni a comportamento molto differente anche fino ai 50 m di profondità. In questo caso, il limite in superficie tra le microzone adiacenti potrebbe costituire un elemento critico di debolezza, legato al comportamento fortemente disomogeneo registrato ai suoi due lati. Queste considerazioni sono estendibili non solo a tutti i contatti a giacitura inclinata che, raggiungendo la superficie, separano successioni a diversa competenza, ma in generale andrebbero verificate lungo tutti i limiti tra microzone omogenee che, per definizione, separano aree che rispondono diversamente alle sollecitazioni di un evento sismico.

Bibliografia

Catalano S., Torrisi S., Ferlito C.; 2004: The relationship between Late Quaternary deformation and volcanism of Mt. Etna (eastern Sicily): new evidence from the sedimentary substratum in the Catania region, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **132**, 311-334.

Catalano S., Tortorici G.; 2010: La carta geologica del basso versante orientale del Monte Etna: nuovi vincoli per la ricostruzione del sottosuolo. In: AUTORI VARI. Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. p. 113-141, CATANIA:Le nove Muse

Dolce M., Albarello D., Castellaro S., Castenetto S., Colombi A., Compagnoni M., Di Filippo M., Di Nezza M., Eva C., Foti S., Martini G., Naso G., Pergalani F., Santucci de Magistris F., Mugnozza Scarascia G., Silvestri F.; 2011: *Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica"*. Ingegneria Sismica XXVIII, n. 2. Supplemento alla rivista trimestrale.

Gillot P.Y., Kieffer G., Romano R.; 1994: *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. Acta Vulcanol.*, **5**, 81-87.

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. 3° Vol. e DVD.

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, Glossario.*

EFFETTI DI SITO INDOTTI DA VALLI SEPOLTE NELLE AREE PERIFERICHE DEL MONTE ETNA: IL CASO DEL TERREMOTO DI SANTA VENERINA

S. Catalano[1], S. Imposa[1], G. Tortorici[1], A. Torrisi[2], G. Romagnoli[1], S. Grassi[1]

[1]Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali - Sezione di Scienze della Terra, Università di Catania
[2]Regione Sicilia - Dipartimento Regionale di Protezione Civile - Servizio Regionale per la Provincia di Catania

Introduzione. Studi di microzonazione sismica condotti in aree colpite da recenti eventi sismici offrono l'opportunità di poter confrontare i risultati ottenuti con lo scenario dei danni effettivamente causati dal terremoto. Tale opportunità è ancora più rilevante se riguarda aree vulcaniche, per le quali i modelli di risposta di sito generalmente risultano non immediatamente applicabili (Catalano *et al.*, 2013a). Nel caso del comune di Santa Venerina, nel basso versante orientale dell'Etna, i risultati degli studi di microzonazione di primo e secondo livello possono essere confrontati con la distribuzione dei danni censiti in seguito all'evento sismico del 28 ottobre 2002 (Autori Vari, 2010). L'area di maggior danneggiamento risulta concentrata in una fascia ristretta, allungata secondo la direzione di un ampio campo di fratture al suolo che si è sviluppato in occasione dell'evento. La coincidenza dei due fenomeni è stata interpretata come il risultato dell'attivazione di un segmento di circa 1 km di lunghezza della Faglia di Santa Venerina (Azzaro, 2004), intorno alla quale si sarebbe sviluppata l'area mesosismica dell'evento. Gli studi geologici condotti nell'area (Catalano *et al.*, 2013b) hanno rilevato l'impossibilità di collegare il campo di fratture al suolo ad una struttura radicata in profondità ed evidenziato che l'area mesosismica è, in effetti, concentrata all'interno dei terreni di riempimento di una valle sepolta, costituiti da una alternanza di depositi alluvionali e colate laviche, che attraversa l'abitato in direzione circa NO-SE. Gli stessi studi hanno evidenziato che i danni si riducono drasticamente laddove affiorano le successioni che costituiscono le dorsali spartiacque, che delimitano la valle sepolta. Questo caso di studio costituisce quindi una opportunità per poter investigare quali siano i parametri che influenzano la diversa

risposta sismica in corrispondenza dell'asse e dello spartiacque di una valle sepolta da lave. A tale scopo vengono descritti e discussi i dati geologici, geofisici raccolti nel corso degli studi di microzonazione di secondo livello, sulla base dei quali si propone una possibile chiave di lettura per le future modellazioni del problema.

Assetto geologico e risposta sismica a santa venerina. Il sottosuolo di Santa Venerina è costituito da una successione di prodotti lavici, intercalati ad ingenti volumi di epiclastiti, caratterizzata dalla presenza di una discordanza stratigrafica principale, corrispondente ad una superficie di erosione profondamente incisa. La discordanza separa le colate laviche recenti, riferibili all'attuale stratovulcano (< 15 ka; Gillot *et al.*, 1994), con i depositi alluvionali ad esse associati, da un substrato costituito prevalentemente da una potente successione epiclastica, poggiante, a sua volta, su lave antiche. I dati di sottosuolo disponibili per l'area hanno consentito di ricostruire l'andamento in sottosuolo della superficie della discordanza angolare, corrispondente

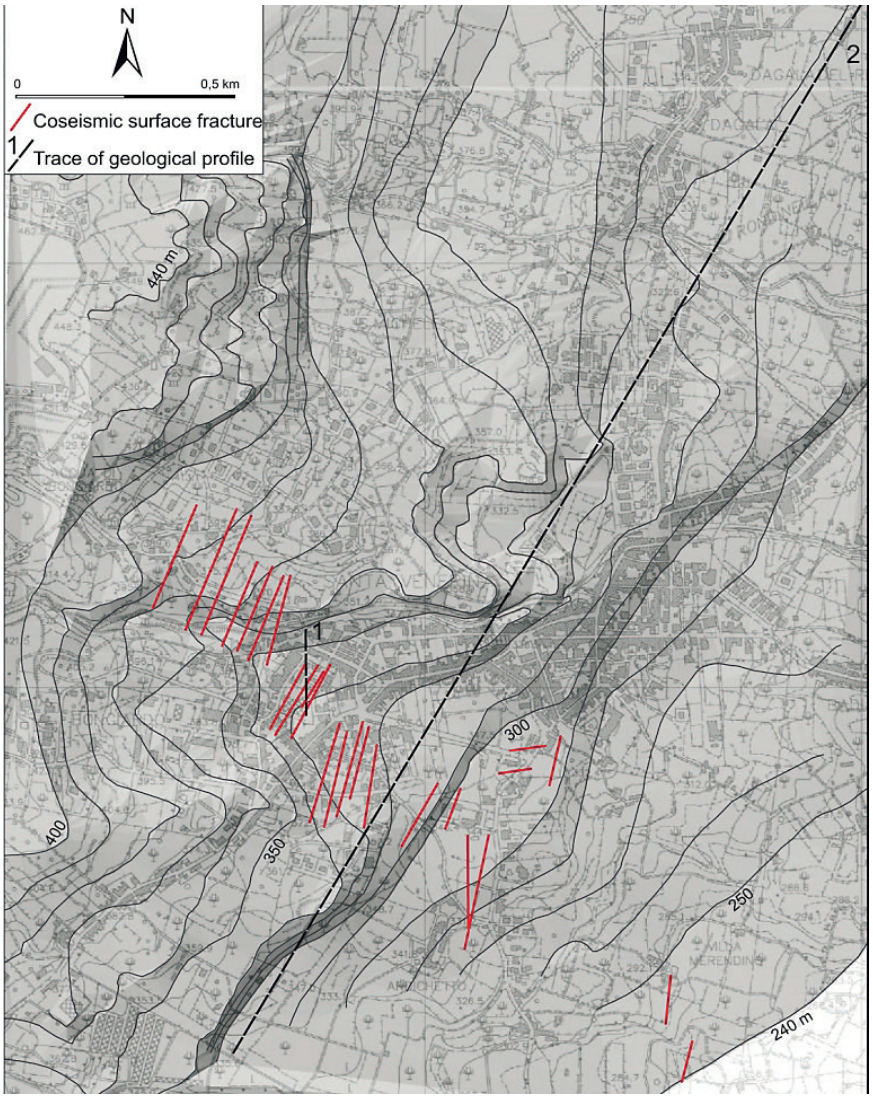


Fig. 1 – Modello digitale 3D dell'andamento della paleotopografia sepolta dalla coltre lavica recente (< 15 ka) nella zona di Santa Venerina. Nel modello è riportata la proiezione del sistema di fratture al suolo sviluppatosi durante l'evento sismico del 28 ottobre 2002. Nella carta sono ubicati i profili di Fig. 2.

alla paleotopografia dell'area al momento della messa in posto delle lave recenti (Fig. 1). La superficie è stata ricostruita mediante l'interpolazione dei dati contenuti in una griglia di profili geologici alla scala 1:5000, basati sui risultati di un rilievo geologico di dettaglio che hanno permesso di definire i vincoli per poter correlare lateralmente le stratigrafie di numerose perforazioni utilizzate. La paleotopografia è stata rappresentata come modello digitale 3D, basato su curve di livello con equidistanza a 10 m. Il modello 3D evidenzia chiaramente la presenza di una valle, con asse orientato NO-SE, il cui sbocco è sospeso al tetto di una scarpata lineare, ad orientazione NE-SO e di altezza pari a circa 20 m, che separa i settori nord-occidentali, topograficamente più elevati, da quelli sud-orientali dell'abitato. In corrispondeza della scarpata, è stata riconosciuta una faglia normale che, nel suo lato sud-orientale, ribassa i terreni del substrato per circa 150 m. Pertanto l'approfondimento della valle raffigurata nel modello 3D può essere messo in relazione con i movimenti di sollevamento tettonico del letto della faglia ad orientazione NE-SO. Se proiettato sul modello digitale 3D, il campo di fratture sviluppatosi durante l'evento sismico del 2002 appare centrato sull'asse della paleovalle, andandosi ad annullare sia verso il coronamento, a monte, che in corrispondenza del suo sbocco lungo la scarpata, verso valle. La zona di fatturazione mostra una lunghezza complessiva di circa 1 km ed è composta da una serie di fratture molto ravvicinate, orientate da N10° a N20° e lunghe da 100 a 300 m.

I profili geologici ricostruiti attraverso la zona di fatturazione (Fig. 2, per la localizzazione vedi Fig. 1), evidenziano la chiara continuità degli orizzonti del substrato, verificata sulla base dei dati geologici di superficie e confermata dai logs delle perforazioni e dai dati della sismica attraverso la zona di frattura. Il profilo 2, esteso attraverso tutto il sottosuolo dell'abitato con direzione NE-SO, taglia trasversalmente l'asse della paleovalle, rimanendo in gran parte nel letto della faglia ad orientazione NE-SO, che viene incrociata, con un basso angolo di incidenza, in corrispondenza della porzione sud-occidentale. Lungo il profilo è possibile riconoscere la presenza di due principali valli sepolte, entrambe modellate su una successione costituita dalle Lave Alkaline pre-Tirreniane e dai sovrastanti Lahars di Acireale (Catalano *et al.*, 2013b). La valle più settentrionale attraversa è sepolta dai depositi alluvionali della conoide del "Chiancone" (Calvari e Groppelli, 1996), mentre quella più meridionale, oggetto di studio, è riempita da lave oloceniche e da alluvioni, correlabili lateralmente con il tetto dell'adiacente conoide. Il dettaglio del riempimento della valle è rappresentato nel profilo 1, all'interno del quale sono stati separati gli orizzonti lavici massivi, attraversati dai sondaggi, da quelli a prevalenza scoriacea che sono stati assimilati e rappresentati insieme ai livelli clasti di natura alluvionale. Il risultato è un profilo di carattere litotecnico da poter confrontare con i risultati delle misure del microtremore.

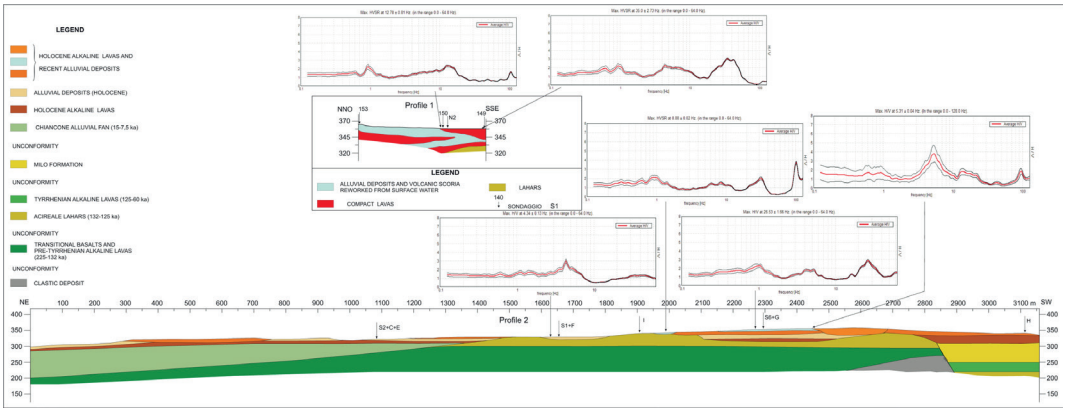


Fig. 2 – Profilo litotecnico attraverso la paleo valle sepolta (profilo 1) e profilo geologico del sottosuolo di Santa Venerina (profilo 2) (per l'ubicazione vedi Fig. 1). I profili sono corredati dai diagrammi delle curve dei rapporti spettrali H/V derivanti da misure di microtremore effettuate in siti ubicati lungo i profili, ed indicati dalle frecce.

Lungo i due transetti è stata effettuata, infatti, una serie di misure di microtremore per evidenziare se, nell'estrema variabilità della geometria di sottosuolo, il metodo è risolutivo per la individuazione di zone soggette ad effetti di amplificazione, corrispondenti alle zone interessate dal danneggiamento. A tal proposito va rilevato, come lo studio del microtremore ambientale (noise), attraverso le prove di sismica passiva a stazione singola H/V (o HVSR), sia in grado di mettere in luce le frequenze alle quali il moto del terreno viene amplificato per risonanza stratigrafica; tale prova, comunemente nota con il termine H/V (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali, H e verticale, V) fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e resa popolare da Nakamura (1989). Nella letteratura internazionale è ampiamente riconosciuto che le curve H/V ottenute dai microtremori indicano le frequenze di risonanza del sito così come è altrettanto riconosciuto che le ampiezze di detti rapporti spettrali H/V sono l'indicatore dell'amplificazione "minima" attesa al sito in caso di terremoto. Si ricorda che in un sistema stratificato semplice a due strati, caratterizzati da due diverse velocità (V1 e V2) e da due diverse densità (ρ1 e ρ2), la formula che lega la frequenza di risonanza *"f"* allo spessore *"H"* dello strato che risuona dipende dalla velocità delle onde di taglio nel mezzo nel modo seguente:

$$f = n\frac{Vs}{4H} \qquad n = 1,3,5,\ldots \qquad (1)$$

dove *n* indica l'ordine del modo di vibrare (fondamentale, primo superiore ecc.), *Vs* ed *H* rappresentano rispettivamente la velocità delle onde di taglio e lo spessore dello strato che risuona.

Da ciò deriva che l'Eq. (1) permette di comprende come la tecnica H/V possa fornire anche indicazioni di carattere stratigrafico dato che partendo da una misura di microtremore che fornisce f, nota la Vs delle coperture, si può infatti stimare la profondità dei riflettori sismici principali o viceversa; la prima applicazione in questo senso risale al 1999 ad opera di Ibs-von Seht e Wohlenberg, che ricostruirono la profondità del bedrock lungo il bacino del Reno in Germania a partire da misure di risonanza del sottosuolo.

I siti delle misure, effettuate mediante l'uso del sismografo portatile Tromino secondo gli standard fissati in SESAME (2004), sono state ubicate in maniera da campionare le frequenze di oscillazione proprie dei siti caratterizzate dalle differenti successioni riconosciute.

Il rumore sismico ambientale è stato acquisito ad una frequenza di campionamento di 128 Hz, amplificato, digitalizzato a 24 bit equivalenti e registrato per circa 20 di minuti in corrispondenza di ciascuna delle stazioni di misura ubicate. Gli strumenti sono stati posizionati sul terreno naturale o pavimentazione assicurando un buon posizionamento (con l'orientazione dell'asse maggiore dello strumento nella direzione N-S) con relativo centraggio della bolla d'aria nella livella dello strumento stesso; in taluni casi, per meglio accoppiare gli strumenti al suolo ed evitare dannose interferenze, i sensori sono stati posizionati su un "cumulo" di materiale fine. I segnali sono stati, quindi, processati mediante un software dedicato (Grilla – Tromino) per valutare i rapporti spettrali tra le componenti del moto del suolo.

L'analisi H/V di sette misurazioni dei microtremori effettuati nella zona di S. Venerina ha mostrato che sei di essi soddisfano pienamente i criteri definiti dal progetto europeo SESAME [SESAME, 2004]. Tre di questi criteri per una curva affidabile HVSR sono basati sulla relazione della frequenza di picco alla lunghezza della finestra, al numero di cicli significativi e alla deviazione standard della ampiezza di picco. I successivi sei criteri sono basati sul rapporto dell'ampiezza di picco al livello della curva HVSR e deviazioni standard della frequenza di picco e della sua ampiezza.

Le curve HVRS evidenziano che le frequenze di picco registrate attraverso la paleovalle sembrano essere collegate alla profondità del contatto tra lave recenti e substrato, variando da 5 Hz, in corrispondenza delle sottili coltri laviche che ricoprono le dorsali spartiacque, a circa 1 Hz, in corrispondenza dell'asse. La curva non sembra invece risentire dei contrasti di impedenza a piccola profondità esistenti tra i diversi orizzonti che costituiscono il riempimento.

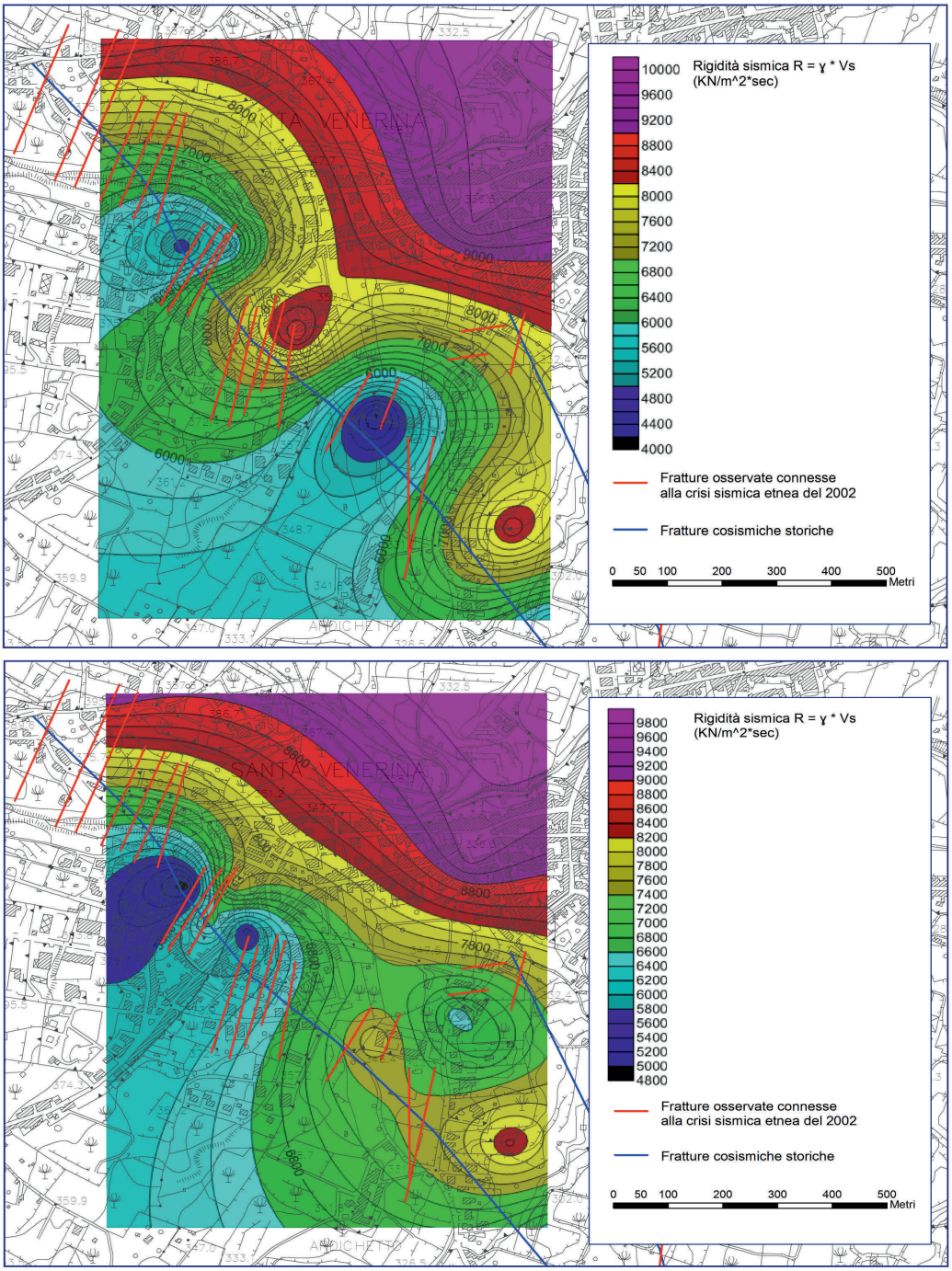


Fig. 3 – Mappe della variazione del valore della rigidità simica attraverso il fianco settentrionale della valle sepolta nel sottosuolo di Santa Venerina, ottenuto dalla media dei valori di γ e Vs misurati nei diversi orizzonti stratigrafici attraversati dai sondaggi nei primi 10 m di profondità (mappa in alto) e dalla media dei valori misurati dalla superficie fino alla prima discontinuità litologica caratterizzata da un contrasto di impedenza significativo, esclusi quelli compresi nei primi 3 m (mappa in basso).

Ciò suggerisce che nel complesso l'alternanza che ha seppellito la valle, a fronte dell'estrema variabilità verticale ed orizzontale della litologia, può essere assimilata ad un orizzonte unico con comportamento omogeneo. Dall'insieme delle misure puntuali del rumore ambientale, sembrerebbe che la presenza della paleovalle non produca comunque effetti di amplificazione tali da giustificare da soli la concentrazione del danno riscontrata nell'area. Fa eccezione una misura locale, con picco di frequenza intorno ai 5 Hz, che però sembra più risentire dell'effetto di bordo di una colata che della distribuzione verticale degli orizzonti stratigrafici.

Un quadro coerente con la distribuzione del danno e con l'ubicazione delle fratture al suolo si ottiene, invece, se si visualizza la differenza di rigidità sismica che caratterizza, nel suo complesso, il riempimento della valle sepolta rispetto alle successioni limitrofe. I dati utilizzati si riferiscono alle misure di γ e Vs ottenuti da indagini in situ in numerose perforazioni. Per ciascuna perforazione è stato misurato il valore medio della rigidità sismica, pesata in funzione degli spessori dei singoli orizzonti stratigrafici attraversati, con lo stesso criterio adottato per il calcolo della Vs_{30}. Per ciascun sondaggio, la rigidità sismica media è stata calcolata sia per i primi 10 m di successione attraversata che per l'intero spessore di strati compresi al tetto della prima discontinuità litologica caratterizzata da un contrasto di impedenza significativo, escluse quelle eventualmente comprese nei primi 3. Con i valori ottenuti sono state ricostruite due mappe della variazione areale del valore medio della rigidità simica (Fig. 3): nella figura in alto è illustrato l'andamento ottenuto dall'interpolazione della media dei valori di γ e Vs nei prmi 10 m di profondità; nella mappa in basso è riportato l'andamento della rigidità sismica media, riferita alla successione compresa al tetto della prima discontinuità meccanica significativa. Entrambe le mappe evidenziano che le zone di fatturazione e l'area di danneggiamento ad esse associata sono centrate lungo un allineamento di minimi di rigidità sismica che caratterizza i terreni di riempimento della paleovalle.

Discussione e conclusioni. I dati raccolti nel corso delle indagini di microzonazione condotte a Santa Venerina hanno evidenziato una stretta correlazione tra la distribuzione del danno registrato a seguito del terremoto del 2002 e la presenza nel sottosuolo dell'abitato di una valle sepolta. Ad influenzare la concentrazione del danno in corrispondenza della paleovalle non sembrano essere stati effetti di amplificazione locale, non registrati dall'analisi dei microtremori, ma piuttosto pare abbia concorso in maniera decisiva la repentina variazione laterale della rigidità sismica dei terreni, apprezzabile all'interno dei primi 10 metri di profondità e comunque interamente risolvibile nei primi 30 m. In questo contesto, lo sviluppo stesso delle aree di fatturazione, escludendone la natura tettonica, va interpretata come effetto della risposta di sito in corrispondenza della valle sepolta. La distribuzione delle fratture circa ortogonali all'asse della paleovalle suggerisce una loro possibile genesi da fenomeni di deformazione gravitativa, indotta dal disaccoppiamento tra il riempimento della valle e i terreni circostanti. Le evidenze raccolte a Santa Venerina confermerebbero il ruolo decisivo della stratigrafia dei terreni nei primissimi metri dalla superficie nella determinazione della risposta di sito. I risultati ottenuti possono essere avvalorati solo mediante il confronto con casi di studio analoghi, ampliando la casistica ed estendendo le indagini ad altre zone delle aree pedemontane etnee, dove la notevole diffusione di valli sepolte, spesso in aree a forte urbanizzazione, compreso il centro di Catania, rende impellente la definizione del loro ruolo nella determinazione della risposta di sito.

Bibliografia

AUTORI VARI; 2010: Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello. Ed. Le nove Muse, Catania.

Azzaro R.; 2004: Seismicity and active tectonics in the Etna region:constraints for a seismotectonic model. In: Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S. (eds.), «Mt. Etna: volcano laboratory», American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **143**, 205-220.

Calvari S. and Groppelli G.; 1996: *Relevance of the Chiancone Volcanoclastic deposit in the recent history of Etna volcano (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **71**, 239-258.

Catalano S., Romagnoli G., Tortorici G., Pavano F., Sturiale G., Torrisi A., Bennici C., Rosa S.; 2013a: La microzonazione sismica di primo livello in aree vulcaniche: l'esperienza delle aree etnee. Stesso Volume.

Catalano S., Tortorici G., Torrisi A., Romagnoli G., Pavano F.; 2013b: The significance of the "hidden" faults of the eastern flank of Mt. Etna and their seismogenic potential: new geological constraints. Stesso Volume.

Gillot P.Y., Kieffer G., and Romano R.; 1994: *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating.* Acta Vulcanol., **5**, 81-87.

Ibs-von Seht, J. Wohlenberg 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89 n. 1, 250-259.

Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. Rept., 30, 25-33.

Nogoshi M., Igarashi T. 1970. On the propagation charactestics of the microtremors. Journal of the Seismological Society of Japan, 24, 24-40.

SESAME [2004] Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation, 62 pp., http://sesame-fp5.obs.ujfgrenoble. fr/Delivrables/Del-D23 HV_ User_Guidelines.pdf

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 DELLA CITTÀ DI RIETI

A. Colombi[1], G. Scarascia Mugnozza[2], G. Martini[3], A. Paciello[3], S. Martino[2], L. Salvatori[4], S. Hailemikael[3], V. Verrubbi[3], A. Peloso[3], A. Porchia[2]

[1]Regione Lazio, Direzione Regionale Infrastrutture, Ambiente e Politiche Abitative, Roma
[2]Dipartimento Scienze della Terra, Università "Sapienza" di Roma
[3]ENEA, Agenzia Nazionale per le Nuove Tecnologie, l'Energia e lo Sviluppo Economico Sostenibile, Roma
[4]Dipartimento della Protezione Civile e Centro di Ricerca CERI-Università "Sapienza" di Roma

Introduzione. In attuazione dell'art. 11 del Decreto Legge n. 39/2009 convertito in Legge n. 77/2009 e in particolare nell'ambito delle attività promosse dal DPC e dalla Regione Lazio a seguito dell'OPCM n. 3907/10, il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza" di Roma, in collaborazione con ENEA UTPRA-PREV e CERI, ha eseguito lo studio di Microzonazione Sismica (MS) di Livello 1 del Comune di Rieti, seguendo le indicazioni metodologiche previste in "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica" (ICMS, GdL MS, 2008), nelle Linee Guida per la MS della Regione Lazio (DGR 545/10) e negli Standard di informatizzazione (CTMS, 2012). Il territorio comunale presenta caratteristiche geologiche e morfologiche tipiche delle aree intra-montane dell'Appennino Centrale, con la presenza, alla fine del ciclo deposizionale in ambiente marino, di depositi continentali eterogenei che hanno generato forti eteropie laterali e verticali.

In relazione alla sismicità dell'area, il territorio del Comune di Rieti è stato riclassificato dalla Regione Lazio in due zone sismiche, 2A e 2B (DGR 387/09).

Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 1 del Comune di Rieti fa parte dei sedici Comuni finanziati congiuntamente da DPC e Regione Lazio ai sensi dell'OPCM n. 3907/2010. Lo Studio è stato validato dalla Commissione Nazionale di Microzonazione Sismica (OPCM 3907) nella seduta dell'ottobre scorso.

Informazioni pregresse o integrative e modello geologico. Le informazioni cartografiche pregresse sono costituite da: cartografia geologica a scala 1:100.000 e 1:50.000; Carta Geologica informatizzata della Regione Lazio (ver. 2012); carte geologiche allegate a relazioni geologiche redatte da professionisti, tra le quali quella allegata al PRG redatto nel 2002.

Per quanto riguarda le indagini geognostiche pregresse, sono stati raccolti e analizzati i dati di circa 200 sondaggi a carotaggio continuo, prevalentemente localizzati nella Conca di Rieti, 135 prove SPT, e di circa 90 prove penetrometriche tra statiche e dinamiche e circa 130 prove di laboratorio.

Come indagini geofisiche sono state reperite 7 prove DH, una decina di indagini di tipo MASW e REMI e circa 50 indagini di sismica a rifrazione. A queste sono da aggiungere 146 indagini HVSR eseguite dallo scrivente Gruppo di Lavoro sia in occasione di precedenti indagini nel centro storico di Rieti (Scarascia Mugnozza *et al*., 2011), sia per il presente studio. Sono state inoltre appositamente eseguite 3 indagini MASW ad integrazione delle

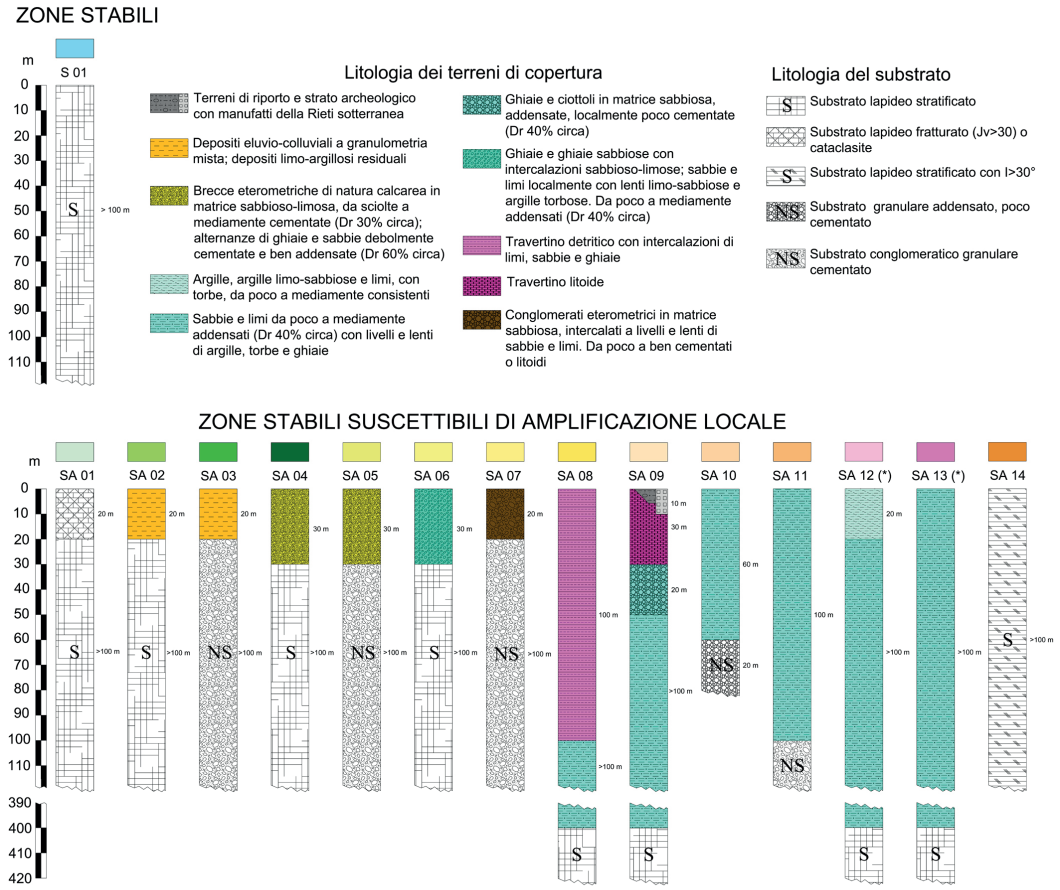
informazioni pregresse. Le indagini geofisiche e geotecniche pregresse sono state gentilmente messe a disposizione dagli Uffici Tecnici del Comune di Rieti.

Per la realizzazione della Carta Geologico-Tecnica, le unità litologiche e litostratigrafiche definite nella cartografia pregressa sono state accorpate seguendo un criterio litotecnico tale da facilitare la successiva individuazione di microzone a comportamento sismico omogeneo.

In particolare, sono state definite le seguenti unità: successioni detritiche; successioni ghiaioso-sabbioso-argillose con medio-basso grado di addensamento; successioni travertinose; depositi vulcanici e successioni conglomeratiche da poco a molti cementate; successioni lapidee.

Sintesi dei risultati della analisi di MS di Livello 1 per il Comune di Rieti. La caratterizzazione delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) si è basata sulle indicazioni di ICMS (GdL MS, 2008) e sulle disposizioni regionali in materia (DGR 545/10), ed è avvenuta incrociando le informazioni geologico-tecniche con i risultati delle indagini geofisiche disponibili. Sono state così definite (Fig. 1): 1 Zona Stabile; 14 Zone Stabili suscettibili di Amplificazione; 3 Zone Instabili.

Nel dettaglio, la Zona Stabile S01 (affioramento del substrato lapideo integro con velocità di onde di taglio >700 m/s) è stato considerato bedrock sismico secondo quanto previsto dalla DGR Lazio n. 545/10 che si disallinea, in questo caso da ICMS; tale zona occupa il 14% del



(*) Zona in cui, prima di successivi studi e/o progettazioni, dovrà essere valutata la suscettibilità a fenomeni di liquefazione.

Fig. 1 – Colonne litotecniche di riferimento per le MOPS del Comune di Rieti.

territorio comunale. Nell'ambito delle Zone Stabili suscettibili di Amplificazione, sono da segnalare i seguenti casi: una Zona ad alta fratturazione (Jv> 30) suscettibile di fenomeni di canalizzazione dell'energia sismica (SA01), pari al 4% del territorio; una Zona suscettibile di amplificazione topografica (SA14) con substrato integro affiorante e pendenza dei versanti > 30° (DGR 545/10), pari al 17% del territorio; 12 Zone suscettibili di amplificazione stratigrafica (da SA02 a SA13) pari al 62% del territorio. Tra queste ultime, due Zone (SA12 ed SA13) presentano localmente caratteristiche tali da renderle potenzialmente suscettibili di fenomeni di liquefazione.

A questo proposito, considerando le condizioni necessarie affinché si possano verificare fenomeni di liquefazione previste in ICMS (GdL MS, 2008) e nelle disposizioni regionali (DGR 545/10), per il Comune di Rieti risulta quanto segue: a) la magnitudo massima calcolata mediante la disaggregazione delle stime della pericolosità sismica per una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Meletti e Montaldo, 2007; Montaldo e Meletti, 2007) è compresa nell'intervallo 5.19 – 5.42 per una distanza epicentrale di circa 13 km mentre il massimo terremoto con epicentro all'interno del territorio comunale è l'evento del 27/06/1898 per i quale il Catalogo CPTI11 (Rovida *et al.*, 2011) riporta una magnitudo Mw 5.49 ± 0.12 stimata sulla base dei dati macrosismici; b) l'accelerazione massima di riferimento (Ag_{0rif}), calcolata su roccia e in condizioni pianeggianti e di *free-field* (DGR 545/10), è pari a 0.193 g; c) la falda idrica media stagionale è posizionata ad una profondità minore di 15 m dal piano campagna; d) sono presenti depositi granulari sciolti con bassa consistenza e distribuzione granulometrica all'interno dell'intervallo di attenzione. Per tutte le Zone suscettibili di amplificazione stratigrafica sono stati calcolati i valori medi delle velocità delle onde sismiche di taglio e gli spessori massimi delle singole unità litotecniche.

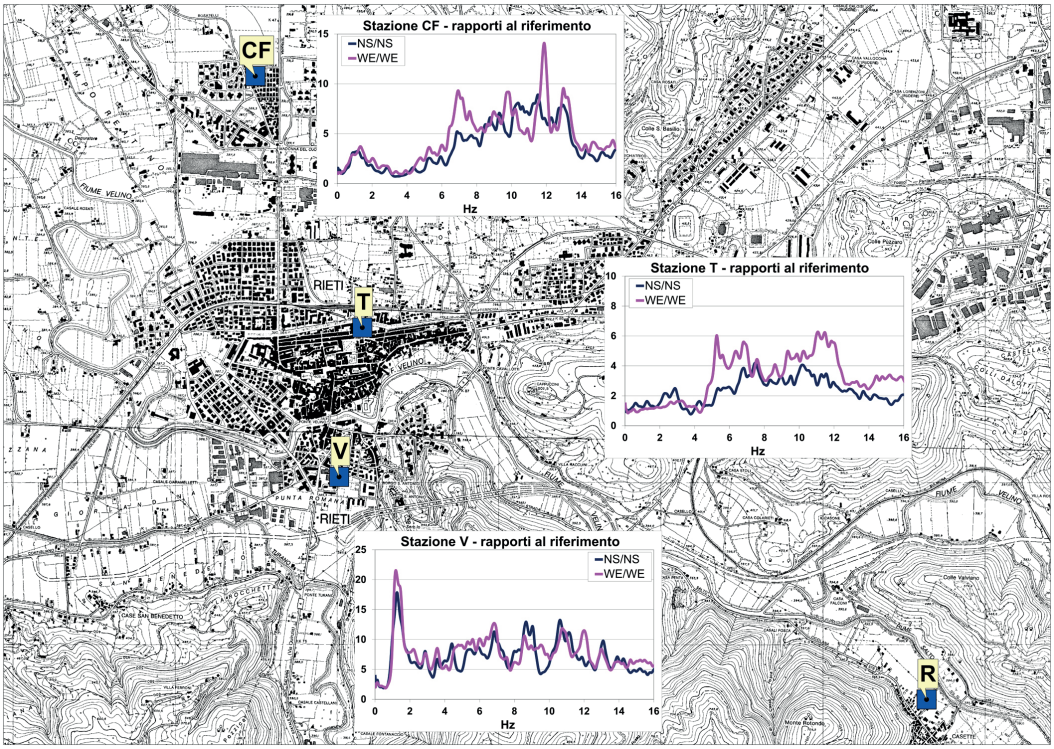


Fig. 2 – Localizzazione delle stazioni della rete ENEA e relativi rapporti spettrali al riferimento.

Per quello che riguarda le Zone sismicamente Instabili, sono stati identificati una ventina di fenomeni franosi attivi, quattro elementi strutturali affioranti con caratteristiche di faglie attive e capaci come da catalogo ITHACA ed infine sette aree interessate da *Sinkhole*.

Per la valutazione della qualità della carta di Livello 1 di MS, secondo le indicazioni fornite dalla Regione Lazio, sono stati ottenuti i seguenti risultati: la cartografia geologica soddisfa le condizioni all'88%; i sondaggi a carotaggio continuo soddisfano le condizioni al 55%; le prove geofisiche soddisfano le condizioni al 27%; le prove geotecniche soddisfano le condizioni al 14%; le misure di rumore ambientale soddisfano le condizioni al 41%.

Nel complesso il Fattore di Qualità calcolato per l'analisi di MS di Rieti risulta pari al 56.2%, corrispondente alla Classe di Qualità "B", ma la mole di dati in possesso e il grande lavoro di interpretazione eseguito ha sopperito ad un valore non così elevato, anche in considerazione del fatto che tale valore è calcolato per l'intero territorio del comune.

Considerazioni sull'interpretazione delle misure di rumore ambientale a stazione singola. Seguendo le indicazioni contenute in ICMS (GdL MS, 2008) e le disposizioni regionali in materia (DGR 545/10), per la definizione delle MOPS sono state effettuate misure di rumore ambientale elaborate secondo la tecnica dei rapporti spettrali HVSR (Nakamura, 1989). Si riportano nel seguito alcune osservazioni relative a tali misure.

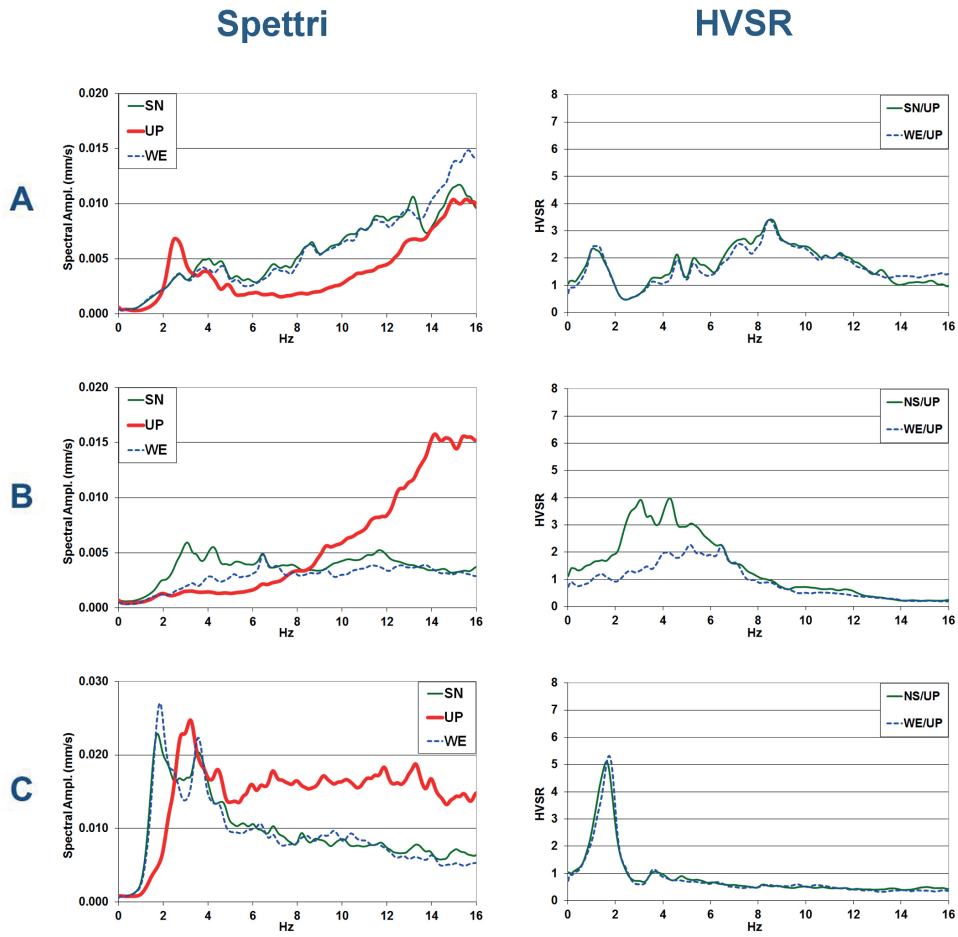


Fig. 3 – Confronto tra gli spettri delle singole componenti e dei rapporti H/V in 3 contesti litotecnici. A) travertino detritico; B) travertino litoide; C) depositi alluvionali.

Gran parte delle registrazioni effettuate in corrispondenza del centro storico sono risultate non utilizzabili in quanto non hanno raggiunto i requisiti minimi dettati dai criteri di classificazione definiti da Albarello e Castellaro (2011), malgrado siano state ripetute in periodi differenti e anche in orario notturno.

In tutto il territorio del Comune di Rieti si osserva complessivamente un comportamento peculiare delle ampiezze spettrali della componente verticale del moto, con picchi elevati o con livelli superiori a quelli dei corrispondenti spettri delle componenti orizzontali a partire da frequenze di qualche *hertz*. In questa situazione, l'applicabilità del metodo HVSR alle misure di *noise* poteva essere dubbia, ma il contributo fornito dai dati registrati da una rete velocimetrica temporanea ha permesso di validarne i risultati.

Infatti, nel periodo aprile-ottobre 2010 l'ENEA ha installato una rete velocimetrica temporanea finalizzata alla registrazione di eventi *weak motion* nel centro storico di Rieti e in corrispondenza delle principali situazioni litologiche presenti nel territorio comunale (Scarascia Mugnozza *et al*., 2011).

La rete (Fig. 2) era composta da quattro stazioni Kinemetrics, ciascuna equipaggiata con un acquisitore digitale K2, una terna di velocimetri SS1 con frequenza propria di circa 1Hz orientati in direzione NS, WE, UP e un'antenna GPS per la temporizzazione assoluta.

In Fig. 2 sono mostrati anche i rapporti spettrali medi alla stazione di riferimento, ottenuti dalla elaborazione di un centinaio di eventi registrati (magnitudo 1.1-4.0).

Un aspetto particolarmente significativo della interpretazione delle misure di rumore ambientale è emerso dall'analisi delle singole componenti spettrali del moto, oltre che dei rapporti H/V (Fig. 3). Questa analisi ha permesso di evidenziare alcuni comportamenti "ricorrenti", vale a dire:

1. un marcato picco dello spettro verticale intorno a 3 Hz e assenza di picchi a bassa frequenza negli spettri orizzontali (Fig. 3A) in corrispondenza delle aree di affioramento del travertino detritico;
2. uno spettro verticale che non mostra picchi significativi a bassa frequenza, ma presenta un'ampiezza crescente con la frequenza e supera gli spettri orizzontali intorno a 7-8 Hz (Fig. 3B) nelle aree di affioramento del travertino litoide;
3. un marcato picco degli spettri orizzontali intorno a 2 Hz e dello spettro verticale intorno a 3 Hz (Fig. 3C) nelle aree con i depositi alluvionali.

Questa osservazione ha contribuito alla definizione dei limiti delle MOPS individuate, in particolare nel settore settentrionale del centro storico di Rieti.

Conclusioni. Attraverso il finanziamento congiunto del Dipartimento di Protezione Civile (OPCM 3907/10), della Regione Lazio (DGR 545/10) e del Comune di Rieti è stato realizzato lo studio di Livello 1 di Microzonazione Sismica del territorio comunale di Rieti. Dalla lettura e rielaborazione dei dati geognostici e geofisici pregressi e dall'esecuzioni di indagini geofisiche ex-novo sì sono potuti identificare diversi assetti geologici del terreno rappresentativi della complessità del contesto geologico locale.

Tra i risultati di questo studio si evidenzia l'alta percentuale di microzone suscettibili di amplificazione sismica, circa il 66% del territorio, che rappresenta l'estrema variabilità dei depositi presenti nella conca intra-montana reatina e le caratteristiche peculiari delle ampiezze spettrali del rumore ambientale, in particolare un elevato picco dello spettro verticale a circa 3 Hz in corrispondenza dei depositi alluvionali e un differente comportamento dello spettro verticale ottenuto rispettivamente su travertino litoide e travertino detritico. Tali particolarità hanno contribuito alla ricostruzione del modello di sottosuolo e alla distinzione delle microzone omogenee nell'area di studio.

Ringraziamenti. Si ringrazia l'Amministrazione Comunale di Rieti e i Liberi Professionisti che messo mettendo cortesemente a disposizione le indagini e gli studi pregressi hanno permesso la predisposizione dello studio di Microzonazione Sismica di Livello 1.

Bibliografia

Albarello D. & Castellaro S.; 2011: *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. Supplemento a Ingegneria Sismica, anno XXVIII, **2**, 32-62.

CTMS; 2012*: Microzonazione sismica - Standard di rappresentazione e archiviazione informatica, Vers. 2.0*. Sito Web Dipartimento Protezione Civile.

DGR Lazio n. 387 del 18 Maggio 2009: *Nuova riclassificazione sismica del territorio della Regione Lazio in applicazione dell'OPCM n. 3519/2006*. BUR Lazio n. 24 del 27 giugno 2009 Supplemento 106.

DGR Lazio n. 545 del 26 Novembre2010: *Approvazione delle Linee Guida per l'utilizzo degli Indirizzi e Criteri generali per gli studi per gli studi di Microzonazione Sismica nel territorio della Regione Lazio di cui alla Deliberazione 387/09.* Bollettino Ufficiale Regione Lazio n. 48 del 28 dicembre 2010. Supplemento 212.

Gruppo di Lavoro MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e DVD.

Meletti C.& Montaldo V.; 2007: *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag.* Progetto DPC-INGV S1, Deliverable D2, http://esse1.mi.ingv.it/d2.html.

Montaldo V., Meletti C.; 2007: *Valutazione del valore della ordinata spettrale a 1sec e ad altri periodi di interesse ingegneristico.* Progetto DPC-INGV S1, Deliverable D3, http://esse1.mi.ingv.it/d3.html.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the round surface*. Quarterly Rept. of Railway Tech. Res. Inst., Jpn, **30**, 25-33.

OPCM n. 3907 del 13 novembre 2010: contributi per gli interventi di prevenzione del rischio sismico. *Gazzetta Ufficiale n. 281 dell'1 dicembre 2010 - Supplemento ordinario n. 262*.

Rovida A., Camassi R., P. Gasperini P. & Stucchi M. (a cura di); 2011: *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani.* Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.

Scarascia Mugnozza G., Di Filippo M., Di Nezza M., Hailemikael S., Martino S., Morrone R., Martini G., Paciello A., Paolini S. & Verrubbi V.; 2011: *Indagini di Microzonazione Sismica della Città di Rieti. Relazione finale*. Documento tecnico.

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: ANALISI NUMERICA

M. Compagnoni, F. Pergalani

Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano

Premessa. Nella presente nota si illustrano i risultati della modellazione numerica per la valutazione dei fenomeni di amplificazione sismica eseguita nell'ambito del progetto di microzonazione sismica della Città di Umbertide, in collaborazione con il Servizio Geologico e Sismico della Regione Umbria con i fondi europei del Programma Operativo Regionale (POR) del Fondo Europeo di Sviluppo Regionale (FESR) 2007-2013.

Le fasi fondamentali dello studio sono cosi riassunte:

1. esecuzione del rilevamento geologico di 5 sezioni della carta tecnica regionale (scala 1:10.000) e redazione di carte geologiche e di pericolosità sismica locale, raccolta dati geologici, geomorfologici, geofisici e geotecnici sia esistenti sia provenienti da indagini in sito e in laboratorio effettuate nell'ambito del progetto, studio storico e d'archivio sul danneggiamento da terremoti della città di Umbertide (Boscherini *et al.*, 2013);
2. costruzione del modello geologico-geofisico ed individuazione delle sezioni rappresentative (Boscherini *et al.*, 2013);
3. individuazione dell'input sismico;
4. modellazione numerica 1D e 2D e determinazione dei fattori di amplificazione e degli spettri di risposta elastici in accelerazione;
5. confronti con i risultati dell'analisi strumentale (Priolo *et al.*, 2013) in punti significativi;
6. prime proposte per un uso dei risultati sia in ambito pianificatorio sia in ambito progettuale (Boscherini *et al.*, 2013).

In particolare nella presente nota si illustrano le seguenti attività:

- definizione del moto sismico di input al bedrock secondo le normative più recenti, congiuntamente alle più recenti valutazioni sulle accelerazioni su suolo rigido nell'area del Comune di Umbertide.
- valutazione della risposta sismica locale.

Definizione del moto sismico di input al bedrock. Per quanto riguarda questa attività, al fine di effettuare la modellazione numerica per la valutazione degli effetti di sito, si è reso necessario avere a disposizione accelerogrammi e spettri di risposta in accelerazione, da utilizzare come inputs sismici nella modellazione stessa. In questo progetto sono stati utilizzati 5 accelerogrammi registrati opportunamente selezionati e scalati, così come previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008). Per ottenere questi risultati ci si è basati sui risultati ottenuti dal Gruppo di Lavoro, 2004, per la determinazione della mappa di pericolosità sismica, nei quali sono riportati, per diversi periodi di ritorno, i valori di accelerazione massima attesa (a_{max}) e delle ordinate spettrali degli spettri di risposta in accelerazione su una griglia regolare. Il tempo di ritorno considerato è stato quello di 475 anni, in quanto valore convenzionalmente utilizzato per studi di pericolosità. Per il Comune di Umbertide si sono scelti i 4 punti della griglia di riferimento che racchiudono il punto di ubicazione secondo l'ISTAT del comune e calcolate le relative distanze: il valore di a_{max} assegnato al Comune è stato ottenuto come media ponderata, con l'inverso della distanza, dei valori assegnati ai quattro punti della griglia che è risultato essere 0.222 g. Per la scelta degli accelerogrammi registrati è stata utilizzata la Banca dati ITACA (Working Group ITACA, 2010). Per la selezione delle 5 storie accelerometriche utilizzate nelle analisi numeriche è stato seguito quanto previsto dalle NTC ed in particolare: (meccanismo distensivo – faglia normale); magnitudo (Mw) compresa tra 4.5-5.0 e distanza epicentrale compresa tra 0-10 km; massima accelerazione orizzontale attesa (0.222 g); spettro-compatibilità con lo spettro di target; registrazioni effettuate su substrato rigido. Le registrazioni scelte sono state oggetto di scalatura.

Le principali caratteristiche delle 5 registrazioni selezionate sono riportate in Tab. 1, inerenti la sigla della stazione di registrazione, la latitudine e longitudine della stazione, la distanza della stazione dall'epicentro dell'evento, il nome dell'evento, il nome della stazione, la componente del moto, la litologia su cui è posta la stazione e il valore del picco di accelerazione registrato e il fattore di scalatura utilizzato.

Tab. 1 – Principali caratteristiche delle registrazioni selezionate.

Sigla	Lat (°)	Long (°)	Distanza epicentrale (km)	Evento	Stazione	Comp.	Litologia	Pga (g)	SC
CSC	42.719	13.013	9.3	VAL NERINA	Cascia	W-E	Roccia	0.203	1.4
PTL	43.427	12.449	26.1	GUBBIO	Pietralunga	W-E	Roccia	- 0.177	1.3
ASS	43.075	12.604	24.1	UMBRIA-MARCHE 1° SHOCK	Assisi	N-S	Roccia	0.155	1.3
ASS	43.075	12.604	21.4	UMBRIA-MARCHE 2° SHOCK	Assisi	W-E	Roccia	0.188	1.3
BSC	41.010	15.376	28.0	IRPINIA	Bisaccia	NS	Roccia	0.096	2.3

In Fig. 1 sono riportati gli spettri elastici di risposta in accelerazione dei 5 accelerogrammi selezionati, opportunamente scalati, lo spettro mediato e lo spettro di risposta previsto dalle NTC per il Comune di Umbertide e per sottosuolo di categoria A.

Valutazione della risposta sismica locale. La valutazione della risposta sismica locale dell'area in esame ha previsto i seguenti passi:

1. reperimento dei dati di base geologici, geotecnici e geofisici (Boscherini *et al.*, 2013); in particolare sono state analizzate 5 sezioni geologiche rappresentative dell'area in studio (Fig. 2a). I parametri geotecnici e geofisici utilizzati nella analisi sono riportati in Tab. 2, in particolare: la sigla utilizzata per ogni unità litotecnica individuata, il peso di volume (g), i valori della velocità delle onde S (Vs), delle onde P (Vp), il coefficiente di Poisson, il rapporto di smorzamento iniziale ed il campione di riferimento per le

curve di degrado utilizzate. I parametri derivano da indagini effettuate nell'ambito di questo progetto (SOTEC, 2012; GEOLOGIA Territorio e Ambiente, 2012) e da progetti effettuati precedentemente (Toma Abele Trivellazioni, 2009). Le curve dell'andamento del modulo di taglio normalizzato (G/G0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione tangenziale, per ogni unità litotecnica analizzata, sono rappresentate in Fig. 2b. In particolare tali curve derivano sia da indagini effettuate nell'ambito di questo progetto, sia da dati di bibliografia (Crespellani *et al.*, 2001; Laboratorio Geotecnico GEST, 2009).

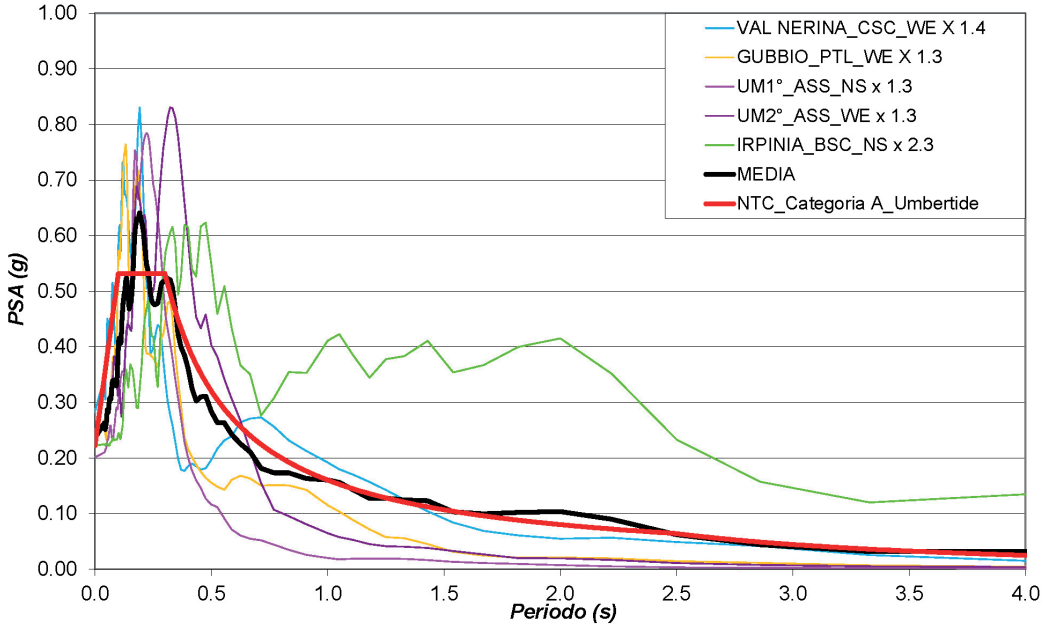


Fig. 1 – Spettri di risposta elastici in accelerazione dei 5 accelerogrammi scelti, spettro mediato e spettro di norma per Umbertide (NTC).

Tab. 2 – Parametri geotecnici e geofisici utilizzati.

LITOTIPO	Peso di volume (kN/mc)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Coefficiente di Poisson	Rapporto smorzamento iniziale %	Campione di riferimento per curve di degrado
b	20.3	300	1200	0.47	3.19	S9C1- GeoStudi, 2012
bn	19.9	340	1450	0.47	3.82	S11C1 – GeoStudi, 2012
STO4a	20.9	460	1740	0.46	5.26	S9C3 – GEST,2009
CTA1-2(<40m)/MUM1	20.4	480	1850	0.46	3.54	S7C2 – GeoStudi, 2012
CTA1-2 (>40m)/TA	21.0	540	2120	0.47	5.26	S9C3 – GEST, 2009
CTA1-2 alterato	19.0	200	1000	0.48	3.64	S4C1 – GeoStudi, 2012
CTA2c	19.9	460	1970	0.47	5.26	S9C3 – GEST,2009
FGH	20.5	700	2300	0.45	1.86	Crespellani *et al.*, 2001
TA	20.0	540	2120	0.47	5.26	S9C3 – GEST, 2009
SUBSTRATO RIGIDO	22.0	800	2400	0.44	0.05	-

2. modellazioni numeriche finalizzate alla valutazione delle amplificazioni attese. In relazione alle caratteristiche morfologiche, geologiche, geotecniche e geofisiche dell'area in esame, che presentano un andamento tipico di valle, è stato scelto di utilizzare un codice di calcolo bidimensionale nato dalla revisione del programma QUAD4M (Hudson *et al.*, 1993); esso permette di modellare qualsiasi sezione caratterizzata da diversi materiali con qualsiasi andamento geometrico.

Risultati. Le analisi numeriche sono state effettuate nei punti di indagine, riportati nelle sezioni, scelti in modo da avere una rappresentatività dei profili caratterizzati da diverse sequenze di unità geofisiche e diversi spessori. I risultati, finalizzati alla valutazione delle amplificazioni attese, sono stati espressi in termini sia di fattori di amplificazione Fa, sia in termini di spettri di risposta elastici in accelerazione al 5% dello smorzamento critico. In particolare sono stati calcolati 3 valori di Fa definiti come il rapporto tra le intensità spettrali calcolate sugli spettri di risposta in pseudo-velocità al 5% dello smorzamento critico del moto in superficie e del moto di input, calcolati per i diversi intervalli di periodo ($Fa_{0.1\text{-}0.5}$, $Fa_{0.5\text{-}1.5}$, $Fa_{0.1\text{-}2.5}$). Le modellazioni sono state eseguite applicando i 5 accelerogrammi di input all'intera sezione, i risultati sono stati poi mediati sui valori dei 5 accelerogrammi applicati. Come esempio (Fig. 3) vengono riportati i risultati della sezione 1 analizzata ed in particolare:

- la sezione con l'indicazione dei punti analizzati,
- la tabella dei valori dei fattori di amplificazione medi nei vari punti,

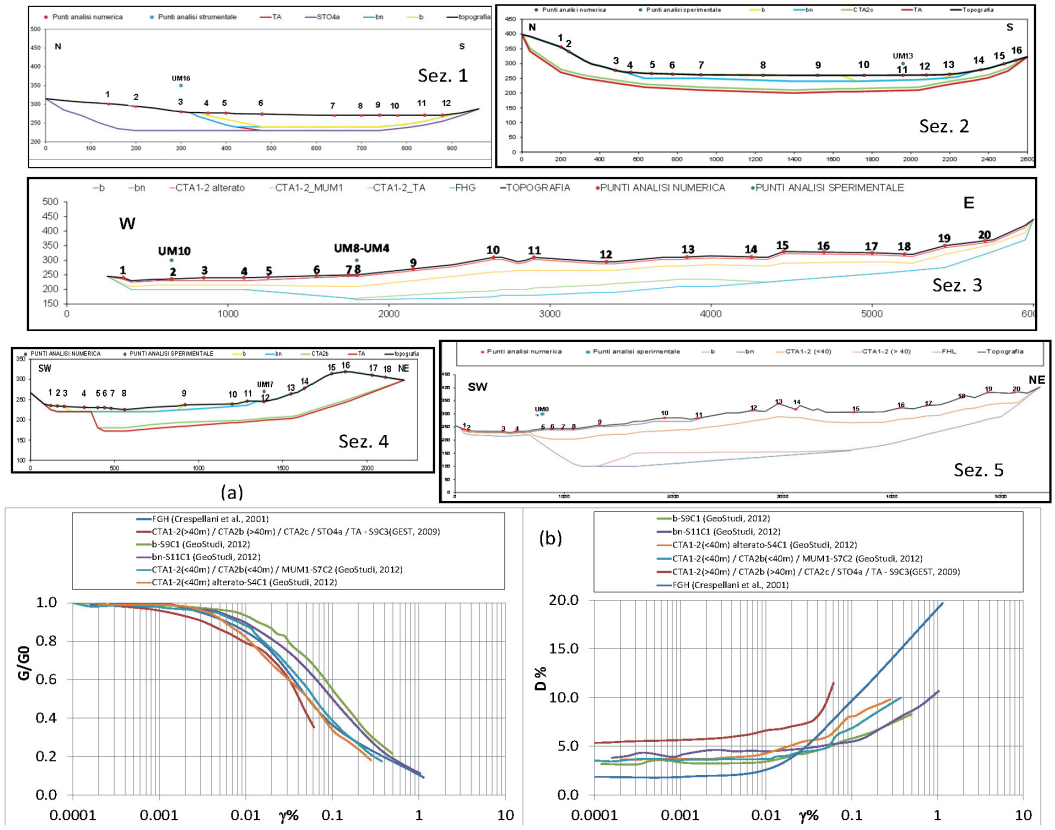


Fig. 2 – a) Sezioni analizzate; b) curve dell'andamento del modulo di taglio normalizzato e del rapporto di smorzamento con la deformazione tangenziale.

- i grafici, per ogni punto analizzato, degli spettri elastici di risposta in accelerazione di output medi al 5% dello smorzamento critico calcolati utilizzando i 5 accelerogrammi scelti, lo spettro di input medio e lo spettro di norma (NTC) per Umbertide, con riferimento alla categoria di sottosuolo,
- i grafici degli spettri elastici di risposta in accelerazione di output medi e "lisciati" e lo spettro di norma (NTC) per Umbertide, con riferimento alla categoria di sottosuolo,
- i grafici dei confronti degli spettri di risposta ottenuti attraverso l'analisi numerica e l'analisi sperimentale.

Analisi dei risultati. La sezione 1 mostra valori del fattore di amplificazione da medi ad alti, in particolare nel tratto a nord della sezione (punti 1-7) risultano essere più alti i valori dell'$Fa_{0.5\text{-}1.5}$, mentre nel tratto a sud della sezione (punti 8-11) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$. Per quanto riguarda gli spettri di risposta elastici risultano compatibili con quelli della norma (NTC) nel caso della categoria di sottosuolo di tipo B, mentre la norma non risulta essere sempre cautelativa nel caso di sottosuolo di tipo C. I risultati delle analisi sperimentali e numeriche, nel punto analizzato (3-UM16), sono concordi sia in termini di fattore di amplificazione sia in termini di spettri di risposta.

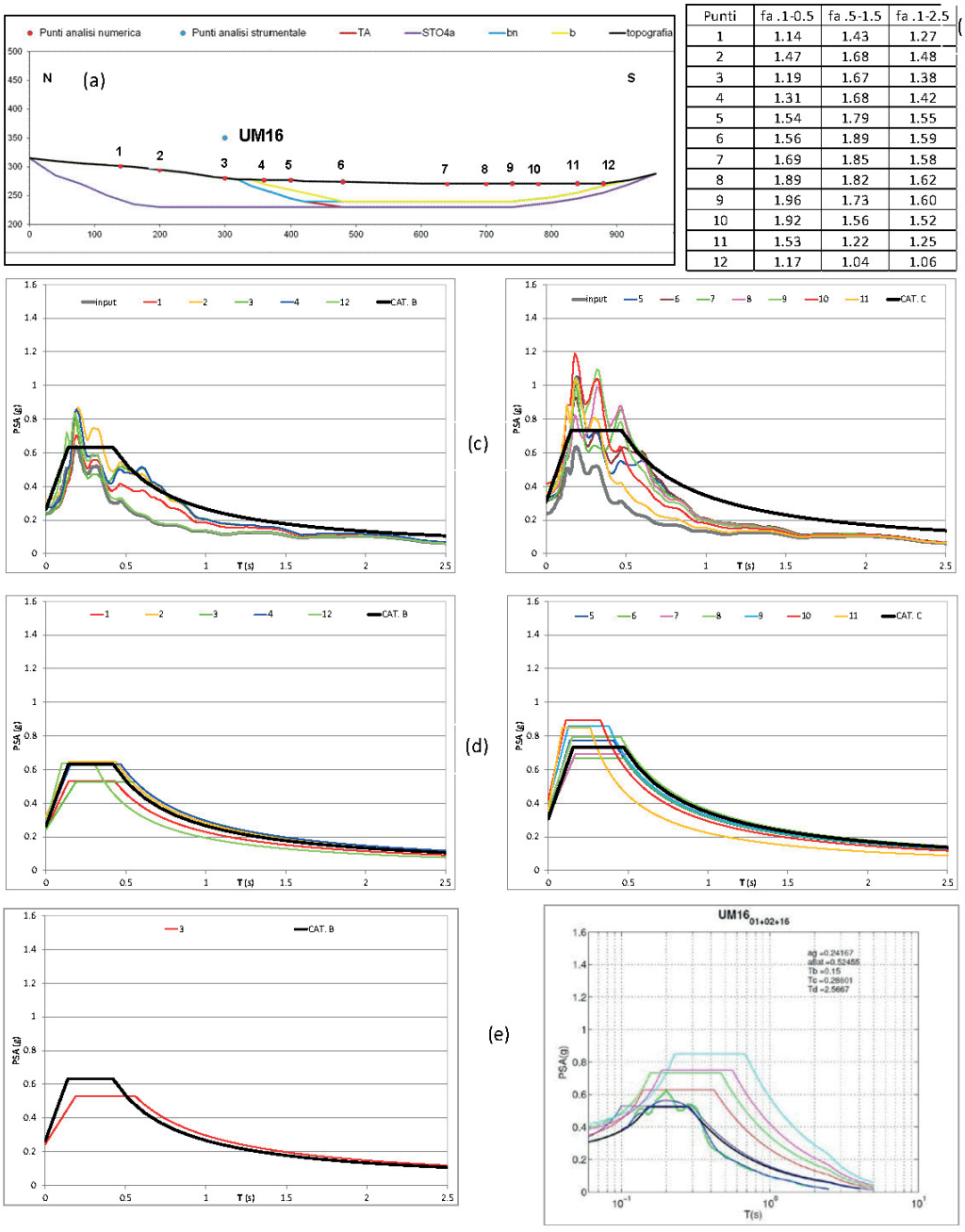
La sezione 2 mostra valori del fattore di amplificazione da medi ad alti, in particolare nel tratto nord della sezione (punti 1-11) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.5\text{-}1.5}$, mentre nel tratto sud (punti 12-16) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$. Per quanto riguarda gli spettri di risposta, la norma (NTC) non risulta essere sempre cautelativa, in questo caso si ha la presenza della categoria di sottosuolo B; in particolare gli spettri ottenuti dall'analisi risultano essere più severi per i punti 9,10,11,12,13,14,15. I risultati delle analisi sperimentali e numeriche, nel punto analizzato (11-UM13), non risultano essere concordi in quanto lo spettro sperimentale risulta essere più severo.

La sezione 3 mostra valori del fattore di amplificazione da medi ad alti, in particolare nel tratto a ovest della sezione (punti 1-5) e nei punti finali della sezione ad est (punti 18 e 20) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$, mentre nel tratto centrale della sezione (punti 6-17) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.5\text{-}1.5}$. Per quanto riguarda gli spettri di risposta, la norma (NTC) non risulta essere sempre cautelativa, in questo caso si ha la presenza della categoria di sottosuolo B; in particolare gli spettri ottenuti dall'analisi risultano essere più severi per i punti 1, 3, 12, 13, 14, 18, 20. I risultati delle analisi sperimentali e numeriche, nei punti analizzati, non risultano essere concordi, ad esclusione del punto (2-UM10), gli spettri sperimentali risultano essere più severi.

La sezione 4 mostra valori del fattore di amplificazione da medi ad alti, in particolare nel tratto a SO della sezione e nella parte finale (punti 1-7 e punti 17-18) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$, mentre nel tratto centrale della sezione (punti 8-11) i due valori di Fa sono equivalenti, infine nella parte terminale della sezione a NE (punti 12-16) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.5\text{-}1.5}$. Per quanto riguarda gli spettri di risposta, la norma (NTC) risulta essere cautelativa solo per il punto 1 nel caso della categoria di sottosuolo di tipo E, mentre non risulta cautelativa per i punti 7,16,17,18 nel caso della categoria di sottosuolo B. I risultati delle analisi sperimentali e numeriche, nel punto analizzato (12-UM17), non risultano essere concordi in quanto lo spettro sperimentale risulta essere più severo.

La sezione 5 mostra valori del fattore di amplificazione da medi ad alti, in particolare nel tratto a SO della sezione (punti 1-5) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.1\text{-}0.5}$, mentre nel tratto centrale della sezione (punti 6-19) risultano essere più alti i valori di $Fa_{0.5\text{-}1.5}$, in questo stesso tratto e per i punti 8-18 si nota una deamplificazione per $Fa_{0.1\text{-}0.5}$, infine nella parte terminale della sezione a NE (punto 20) i due valori di Fa sono equivalenti. Per quanto riguarda gli spettri di risposta, la norma (NTC) risulta essere cautelativa per tutta la sezione ad esclusione dei punti 3 e 4 per periodi compresi tra 0.1-0.3s, mentre non risulta cautelativa per i punti da 9 a 16 se si considerano gli alti periodi (maggiori di 1s); in particolare per i punti 9-14 non è stata effettuata la lisciatura degli spettri in quanto, la presenza di alti valori

delle ordinate spettrali agli alti periodi, non ha permesso questa applicazione. I risultati delle analisi sperimentali e numeriche, nel punto analizzato (5-UM07), sono concordi sia in termini di fattore di amplificazione sia in termini di spettri di risposta.



Punti	fa .1-0.5	fa .5-1.5	fa .1-2.5
1	1.14	1.43	1.27
2	1.47	1.68	1.48
3	1.19	1.67	1.38
4	1.31	1.68	1.42
5	1.54	1.79	1.55
6	1.56	1.89	1.59
7	1.69	1.85	1.58
8	1.89	1.82	1.62
9	1.96	1.73	1.60
10	1.92	1.56	1.52
11	1.53	1.22	1.25
12	1.17	1.04	1.06

Fig. 3 – Risultati per la sezione 1: sezione (a), la tabella degli Fa medi (b), spettri di risposta di output medi, spettro di input medio e spettro di norma (c), spettri di risposta lisciati di output medi, spettro di input medio e spettro di norma (d), confronti degli spettri di risposta ottenuti attraverso l'analisi numerica e l'analisi sperimentale (curva rossa punto 3 e curva nera punto UM16) (e).

Per completare l'indagine numerica, in alcuni punti delle sezioni, è stata condotta un'analisi monodimensionale, finalizzata alla valutazione dell'influenza, sui risultati, della geometria delle valli analizzate. In particolare l'analisi monodimensionale è stata condotta applicando il codice di calcolo SHAKE91 modificato (Idriss e Sun, 1992), che è finalizzato ad analizzare siti caratterizzati da strati piano paralleli, ipotizzando lateralmente omogenea la stratigrafia presente ai lati della verticale di analisi.

Nella sezione 1 sono stati analizzati due punti (3 e 7), nella sezione 2 è stato analizzato un punto (11), nella sezione 3 è stato analizzato un punto (8), nella sezione 4 sono stati analizzati due punti (4 e 10). L'analisi ed i confronti hanno mostrato come l'influenza della geometria delle valli porta, in alcuni casi in modo evidente ed in particolare in presenza di valle larga e profonda, ad una diminuzione ed un filtraggio dei valori delle ordinate spettrali nei bassi periodi ed ad un conseguente aumento dei valori delle ordinate spettrali negli alti periodi.

Per il sito di Umbertide, quindi, un'analisi monodimensionale non sarebbe stata esaustiva in quanto l'effetto geometrico risulta preponderante.

Bibliografia

Boscherini A., Barluzzi M., Motti A., Natali N., Simone G., Pergalani F.; 2013: Microzonazione sismica di Umbertide: modello geologico-geofisico e possibile utilizzo dei risultati finali in ambito di pianificazione e progettuale. 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Trieste 19-21 novembre 2013

Crespellani T., Madiai C., Simoni G.; 2001: Indagini geotecniche per la valutazione degli effetti di sito in alcuni centri dell'Alta Valtiberina.

GEOLOGIA Territorio e Ambiente; 2012: Sondaggi a carotaggio continuo per il sito di Umbertide.

GeoStudi; 2012: Prove geotecniche di laboratorio per il sito di Umbertide.

Gruppo di Lavoro; 2004: Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, pp 65 + 5 appendici, aprile 2004.

Hudson M.B., Idriss I.M., Beikae M.; 1993: QUAD4M, A computer program for evaluating the seismic response of soil structure by variable damping finite element procedures. Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis

Idriss I.M., Sun J.I.; 1992: User's manual for SHAKE91, A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits. Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis

Laboratorio Geotecnico GEST; 2009: Prove geotecniche di laboratorio per il sito di Perugia

NTC - Norme Tecniche per le Costruzioni. DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it), 2008.

Priolo E., de Franco R., Barnaba C., Boniolo G., Caielli G., Corsi A., Laurenzano G., Morrone A., Motti A. Ragazzo P., Romanelli M., Tento A.; 2003: Microzonazione sismica di Umbertide: analisi sperimentale. 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Trieste 19-21 novembre 2013

SOTEC; 2012: Indagini sismiche tipo DH per il sito di Umbertide.

Toma Abele Trivellazioni; 2009: Sondaggi e indagini sismiche tipo DH per il sito di Perugia.

Working Group ITACA; 2010: Data Base of the Italian strong motion records: http://itaca.mi.ingv.it.

ANALYSIS OF AMBIENT NOISE INSTANTANEOUS POLARISATION FOR SITE RESPONSE CHARACTERISATION

V. Del Gaudio

Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi "Aldo Moro", Bari, Italy

Introduction. Ambient noise analysis is commonly used to investigate site response properties. The most popular technique is the HVNR (horizontal-to-vertical noise spectral ratio) or Nakamura method (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989), which analyses the H/V spectral ratios between horizontal and vertical components of noise recordings to infer site resonance properties. It is generally acknowledged that, at least in case of simple site conditions (assimilable to 1D layering), H/V peak frequencies can provide a reliable estimate of site resonance frequencies (Bard, 1999). On the contrary, reliable estimates of spectral

amplification factors cannot be derived from H/V ratio amplitude because of the uncertain composition of noise wavefield, including a mix of contributions from body and surface waves (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006). In principle, the H/V curve could be inverted to derive shear wave velocity vertical profiles (Castellaro and Mulargia, 2009), which, in turn could be used to derive amplification factors from numerical simulations. However, data interpretation would require a correct identification of the nature of noise wavefield, considering that H/V ratio amplitude varies according to the proportion of Rayleigh, Love or body waves present in the ambient noise (cf. Albarello and Lunedei, 2009).

The standard application of the HVNR technique, for the calculation of the H/V ratios, makes use of an averaging of the horizontal components, which, for the case of flat horizontal layering, is justified by the assumption of site response isotropy. However, under more complex site conditions (e.g. on slopes affected by landslides) resonance often shows pronounced directional variations (e.g. Del Gaudio and Wasowski, 2007) which can be revealed by an analysis of H/V azimuthal variations (Del Gaudio *et al.*, 2008). Among noise wave trains, Rayleigh waves appear to better reflect site response directivity (Del Gaudio *et al.*, 2013), but, on geological bodies having a 3D geometry, noise wavefield generally presents a mix of different kinds of waves. The energy distribution among such wave types depends on measurement site characteristics (e.g. presence of a more or less large impedance contrast, deviation of interface geometry from 1D layering) and on noise source distance (cf. Haghshenas *et al.*, 2008).

On the whole, for a reliable determination of site response properties from noise analysis, it would be desirable to distinguish different kinds of noise wave packets, possibly isolating the Rayleigh wave contribution. Some workers (e.g. Fäh *et al.*, 2001; Poggi *et al.*, 2012) have made attempts in this direction, using a time-frequency analysis to identify signal portions for which the presence of a noteworthy energy on the vertical component leads to exclude a significant contribution from SH-type polarised signals (Love or body waves).

In this paper a different approach is presented, which is based on a technique of analysis of instantaneous polarisation of the noise signal. After a brief description of the methodology, the results of some preliminary tests are presented and discussed. These tests were carried out on data recorded on slopes affected by a landslide, where the presence of site response directivity had been revealed by previous analysis of seismic events and noise recordings. Thus, the pre-existing available data provides a possibility of validating the outcome of this new approach.

Methodology. Polarisation properties of ambient noise recording can be estimated instant by instant through its analytic representation, which, for a single component signal *u(t)*, is given by

$$u_c(t) = u(t) + j\hat{u}(t) = A(t)e^{j\Phi(t)} \qquad (1)$$

where j is the imaginary unit and $\hat{u}(t)$ is the Hilbert transform of $u(t)$.

The Eq. (1) allows to represent the signal as a complex quantity characterised by a complex amplitude $A(t)$ and a real phase $\Phi(t)$ (both changing instant by instant), i.e. as a vector in a complex space, whose real component coincides with the observed instantaneous signal.

Considering i) the combination of the two horizontal components or ii) of all the three spatial components, their analytic representation allows to describe the ground motion as a vector in a multidimensional complex space. Its real components at each instant describe in the real space a time-variant elliptical trajectory lying, in the case i), in the horizontal plane and, in the case ii), in a plane of the three-dimensional space (Morozov and Smithson, 1996). With regard to these "instantaneous" ellipses, one can determine modulus and orientation of their major and minor axes by finding the phase angle $\Phi_o(t)$ that, subtracted from the phases of the components of the analytic signal, maximises the modulus of the vectorial composition of the real components. $\Phi_o(t)$ is quite simply obtained by the equation (Morozov and Smithson, 1996):

$$\Phi_o = \frac{1}{2}\arg\left[\frac{1}{2}\sum_k (u_k + j\hat{u}_k)^2\right] \qquad (2)$$

where the summation in the square brackets is extended over all the 2 (case i) or 3 (case ii) u_k components of the ground motion from which the analytic vector $\vec{u}_c(t)$ is derived. The ellipse major $\vec{a}(t)$ and minor $\vec{b}(t)$ semi-axes can then obtained from

$$\vec{a}(t) = \mathrm{Re}\left[e^{-j\Phi_o} \cdot \vec{u}_c(t)\right] \qquad (3)$$

$$\vec{b}(t) = \mathrm{Re}\left[e^{-j\left(\Phi_o + \frac{\pi}{2}\right)} \cdot \vec{u}_c(t)\right] \qquad (4)$$

and their vectorial product $\vec{p}(t)$, named "planarity vector", is normal to the plane containing the instantaneous ellipse (Schimmel and Gallart, 2003). This ellipse can degenerate in a rectilinear ground motion if $|\vec{a}(t)| >> |\vec{b}(t)|$. Thus one can use a parameter defined "rectilinearity" (Schimmel and Gallart, 2004), given by

$$l = 1 - \frac{|\vec{b}(t)|}{|\vec{a}(t)|} \qquad (5)$$

to define the closeness of ground motion to linear polarisation.

On the basis of these theoretical principles, an approach was developed to calculate the instantaneous values of the H/V ratios of a noise recording and for the identification, within the recording, of Rayleigh wave packets. According to this approach, Eq. (1) is applied to the vertical component to obtain the instantaneous amplitude $A_Z(t)$ of the vertical ground oscillation. Then Eqs. (2) and (3) are applied to the two horizontal components to obtain, from the calculation of the vector $\vec{a}(t)$, the instantaneous direction and the modulus $A_H(t)$ of the maximum horizontal ground oscillation. The ratio $A_H(t)/A_Z(t)$ provides an instantaneous estimate of the ratio between horizontal and vertical ground motion amplitude and the direction of $\vec{a}(t)$ gives the direction of maximum horizontal ground motion.

The identification of possible Rayleigh wave packets is then obtained on the basis of the recognition of a minimum number n of consecutive ground motion samples for which the planarity vector is close, within an optionally defined approximation, to an horizontal direction and, simultaneously, the $\vec{a}(t)$ and $\vec{b}(t)$ vectors are close to horizontal/vertical directions (or viceversa). The identification of possible SH-type polarisation can be derived as well from the closeness of $\vec{a}(t)$ to horizontality and from the exceedance of rectilinearity (5) over an optionally defined threshold.

This kind of analysis can be carried out on the complete recording, but also on signals filtered to analyse the variation of polarisation properties with frequency. It should be underlined, however, that the same data samples could result compatible with both the identification criteria of Rayleigh and SH-type waves under resonance conditions, for which Rayleigh wave vertical component vanishes (Bard, 1999). One can then obtain some statistics on instantaneous H/V amplitude and orientation as function of frequency and azimuth for the entire signal and, separately, for the portions identified as Rayleigh or SH-type wave packets. Furthermore, the average and the standard deviation of the H/V ratios can be estimated as function of frequency-azimuth intervals.

Tests. Some preliminary tests of application of the outlined methodology were carried out on ambient noise recordings acquired in a study area located in the municipality of Caramanico Terme (Abruzzi region - central Italy). Here an experiment of long term accelerometer monitoring of landslide prone slopes is ongoing to investigate the characteristics of slope dynamic response to seismic shaking under different topographic and lithologic site conditions (Del Gaudio and Wasowski, 2007, 2011). Data accumulated in this study area offer the opportunity of validating the outcome of ambient noise analyses aimed at determining site response properties. In previous studies the HVNR technique was applied here to ambient noise recordings acquired at the sites of the accelerometer stations, repeating measurements at different times to check result stability (Del Gaudio *et al.*, 2008, 2013).

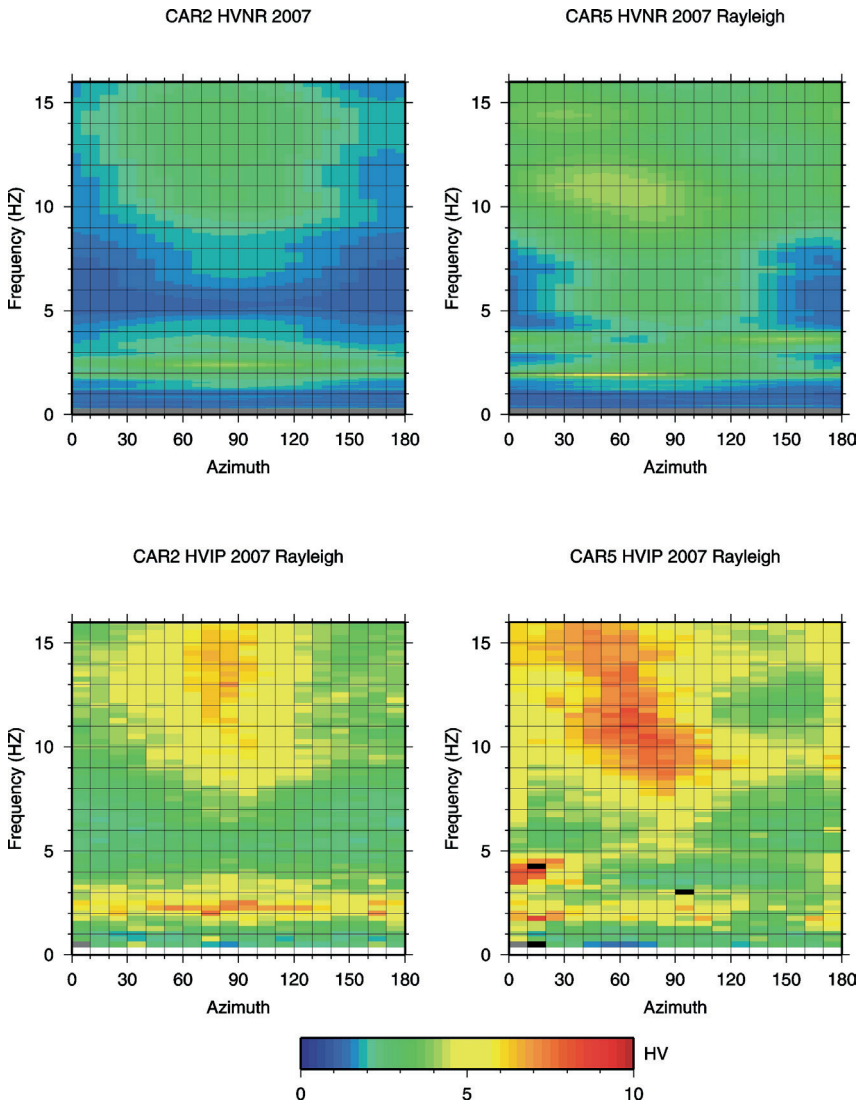


Fig. 1 – Comparison between HVNR (top) and HVIP (bottom) values of noise recordings carried out at the sites CAR2 (left) and CAR5 (right) in 2007: both kinds of H/V ratios are represented as function of azimuth and frequency (in Hz).

To test the new technique two sites were taken into consideration: one site (named CAR2) is located on the head of a now quiescent landslide, that in 1989 mobilised an about 40 m thick Quaternary colluvial deposit overlying Pliocene mudstone; the other site (CAR5) is located on the same kind of material, but about 150 m upslope of the landslide crown, on a weakly inclined area not involved in recent mass movements. The analysis of recordings of seismic events with different location and mechanism, compared with recordings at a nearby reference site, revealed that the site CAR2 is affected by an anisotropic amplification with a maximum approximately parallel to the maximum slope direction (about EW): along this direction amplification presents multiple spectral peaks, the major being observed at a frequency of about 2.5 Hz. On the contrary, CAR5, although affected by a comparable amplification factor, does not show evidence of site response directivity (Del Gaudio and Wasowski, 2011).

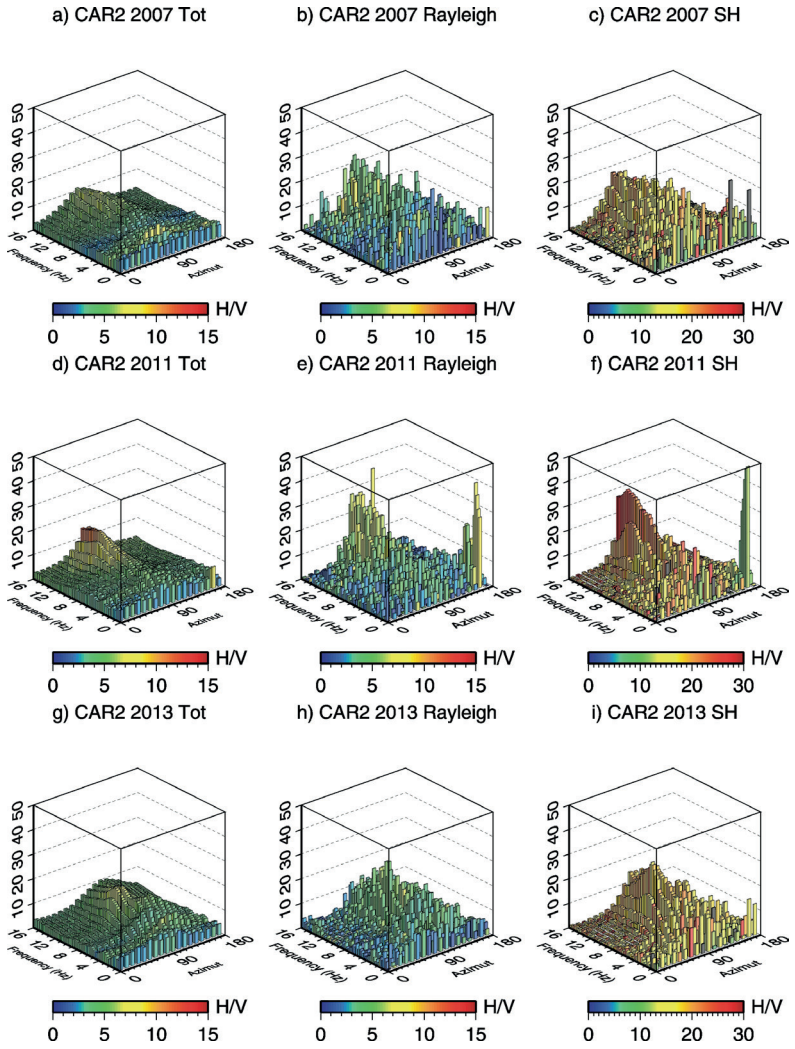


Fig. 2 – 3D histograms relative to the site CAR2 showing, for each filtering central frequency, the percentage of data samples having polarisation azimuths within intervals of 10°. The colour scale represent the mean H/V ratio amplitude for data samples belonging to each frequency-azimuth bin: dark columns represent H/V ratios exceeding the colour scale maximum. The different histograms are relative to the entire data set (left), the Rayleigh type wave packets (centre) and the SH-type wave packets (right). Data relatives to measurements carried out in 2007 (top), 2011 (middle) and 2013 (bottom) are reported.

Ambient noise measurements carried out in 2007 at these two sites provided quite consistent results in terms of identification of site response directivity and resonance frequency (Del Gaudio *et al.*, 2008), even though measurement repetitions have pointed out variations on H/V ratio amplitude, possibly related to seasonal change of site conditions (Del Gaudio *et al.*, 2013). The same noise recordings have been now re-analysed using the approach described in the previous section: in particular data acquired in July 2007, May 2011 and July 2013 were examined. Noise recordings, acquired by Tromino tromographs with a sampling frequency of 128 Hz, had different duration for different campaigns and sites, thus the analysed time series lengths are variable from a minimum of 15.5 minutes to a maximum of 1 hour.

The analysis of instantaneous polarisation was conducted both on the complete unfiltered signals and on time series obtained by applying Gaussian filters: these were centred on 64 frequencies (spaced by 0.25 Hz from 0.5 to 16.25 Hz) and shaped adopting for the Gaussian curve a standard deviation equal to 10% of the central frequency. For the identification of Rayleigh and SH-type wave packets, after some tests carried out on synthetic signals, the criterion was adopted of selecting series of not less than 5 consecutive data samples that

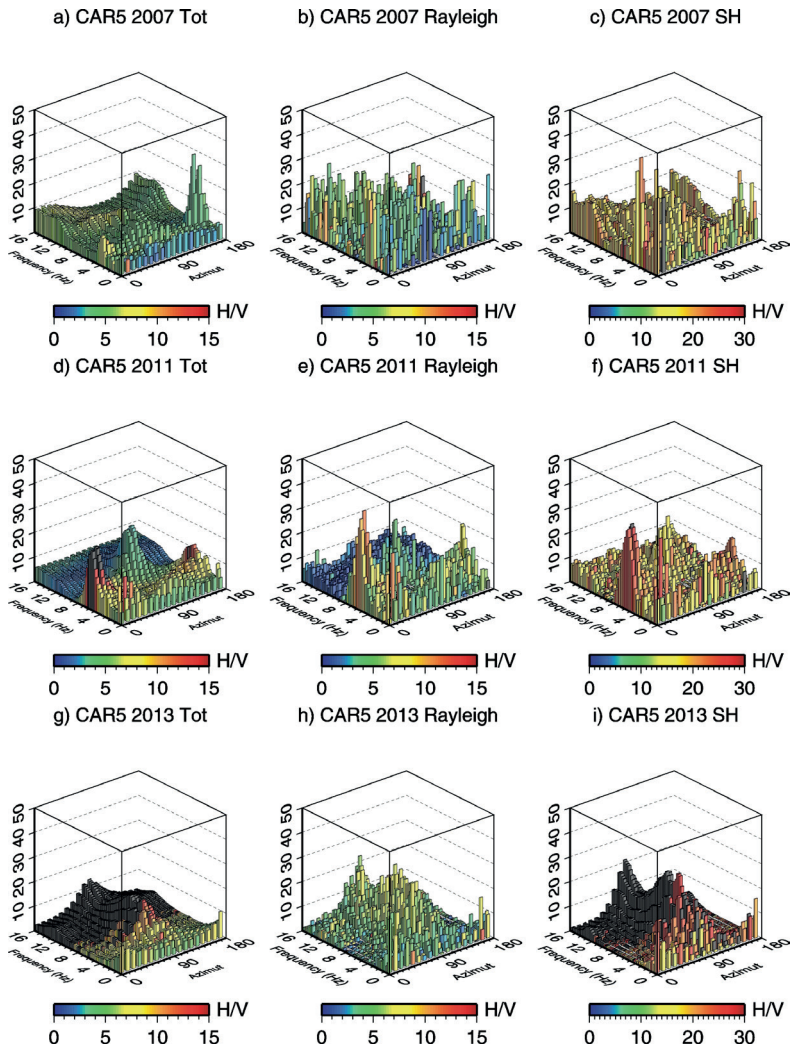


Fig. 3 – As Fig. 2 for the site CAR5.

satisfy the following requirements: for Rayleigh waves, a maximum deviation by 5° of the planarity vector from horizontality and, simultaneously, of $\vec{a}(t)$ and $\vec{b}(t)$ from horizontality and verticality (or viceversa), respectively; for SH-type waves, a maximum deviation of $\vec{a}(t)$ from horizontality by 5° and a minimum rectilinearity value [Eq. (5)] of 0.85.

For each filtered signal, following the procedure described in the previous section, the H/V ratio amplitudes and orientations of all the data samples were calculated, then grouping together those falling into azimuth intervals of 10°. The percentages of data samples with polarisation comprised within each azimuth interval were calculated together with the average and the standard deviation of their H/V ratios. Percentages and H/V mean ratios were then represented as function of azimuth and filtering central frequency. This calculation was carried out for all the data samples and, separately for only those satisfying the criteria of identification of Rayleigh and SH-type wave packets. A synthetic representation of results was adopted making use of 3D histograms where, as function of filtering central frequencies, columns are reported with height proportional to the percentage of data samples falling into each azimuth bin, and colour assigned according to a chromatic scale to represent the corresponding H/V mean ratio.

Results. A comparison of the mean H/V ratios obtained following the HVNR technique with those obtained from instantaneous polarisation analysis (hereafter, HVIP) was first extended to all the recording data samples. HVNR and HVIP show a similar pattern of relative maximum distribution as function of frequency and azimuth (Fig. 1), but the amplitude of the HVIP values are generally quite larger (e.g. 7.3 against 4.2 for the CAR2 H/V peak value). Standard deviation of HVIP is much larger as well, but this reflects the fact that, for the HVNR values, the averaging of spectral ratios calculated on time windows, typically of some tens of second, implies a minor variability of results in comparison to the averaging of instantaneous H/V estimates.

The application of criteria for the identification of Rayleigh or SH-type wave packets leads to select a much smaller subset of data samples. Starting from data sets including from a minimum of about 100000 to a maximum of almost 500000 data, samples classified as Rayleigh type were at most in the order of 1% and were arranged in packets from less than 10 to several tens of data. A larger number of samples were classified as SH-type (in some cases and for some frequencies up to 30 %) arranged in packets including from about 10 to several hundreds of consecutive data samples. For both the polarisation types, longer wave packets tends to appear at lower frequencies, whereas the highest percentages of classified data can be found at variable frequencies. These results indicate that only a small fraction of the recordings shows a well defined polarisation of Rayleigh or SH type: this is probably due to the fact that, for most of the noise recording, there is an overlapping of signals of different polarisation. Thus, the instantaneous polarisation analysis allow to select wave packets only when signals with a specific kind of polarisation are dominant.

The values of H/V mean ratios are obviously much higher for SH-type than for Rayleigh type wave packets. However, although the former kind of polarisation appear more common than the latter, the mean H/V ratios for the entire recording are generally of the same order of those of Rayleigh type packets. This is probably due to the fact that a large majority of data samples not presenting a well defined polarisation has low values of H/V ratios, thus balancing, on the average, the very high values of the SH-type data samples. Furthermore standard deviation of H/V ratios for Rayleigh type packets, are generally lower than for the SH-type or for the entire signals, which indicates that Rayleigh waves tend to show more coherent properties.

Interesting observations can be derived from the examination of 3D histogram that synthesise information on polarisation distribution and H/V mean values for different azimuth intervals, at different frequencies. In the case of the site CAR2, characterised by site response directivity (Fig. 2), it is apparent the preferential concentration of data samples having an

approximately E-W directed polarisation, which is consistent with the indications about site response directivity, derived from seismic event recordings. This preferential concentration is just outlined in the total dataset (Fig. 2 a, d, g) and is more pronounced for Rayleigh and SH type polarisations. The presence of a certain dispersion in azimuth frequency distribution around the preferential orientation and the variation among results obtained for different campaigns suggest that polarisations controlled by noise source properties can alter polarisations depending on site response. This could explain: 1) the slight deviation of the preferential polarisation azimuth (e.g. the modal azimuth interval for the entire dataset was 80°-90° in 2007-2011 measurements and 90°-100° in 2013); 2) the occasional burst of a maximum in data polarisation distribution along a different azimuth at some frequencies (e.g. at azimuth of 160°-170° and frequency below 1 Hz for Rayleigh and SH-type packets in the 2011 recording: see Fig. 2 e, f). The latter case likely reflects the excitation of a strongly polarised signals by temporary noise source. thus, such signals cannot be considered representative of site response properties.

The dependence of the CAR2 preferential polarisations on site effects is demonstrated by the comparison with the results obtained analysing noise recordings acquired at the same times at the nearby site CAR5 (located outside the 1989 landslide boundary). No common preferential polarisation is observed at different times and among differently classified signals (see Fig. 3). A possible preferential orientation of polarisation may be recognised for the 2013 campaign along an azimuth whose value is slightly larger than that observed at CAR2 in previous measurements (Fig. 3 g, h, i). However this is probably due to the presence of a polarisation controlled by sources acting on a wide frequency band: this can perhaps explain also the slight deviation of the modal azimuth interval observed at CAR2 for the 2013 measurements. It is also noteworthy that, in 2013 CAR5 measurements, H/V ratios larger than 10^3 appear starting from 5 Hz and become common to all azimuth at frequencies higher than 9 Hz, with values up to the order of 10^6 (Fig. 3 g). This appears due to the presence of strongly linearly polarised signals of SH-type, which show even higher H/V ratios with maximum up to the order of 10^7 (Fig. 3 i). Despite of the presence of abnormally high H/V values in the general dataset, Rayleigh type wave packets show H/V values in the same range as in the results of the previous campaigns (Fig. 3 h), confirming that H/V ratios derived from Rayleigh waves appear more coherent in different measurements and less influenced by peculiar condition of noise wavefield excitation.

The presence of a preferential polarisation in the noise recording does not necessarily imply the existence of a directional resonance. Indeed, a high percentage value of data samples that, at a given frequency, show a common polarisation is not necessarily associated to high values of the H/V ratios (represented in Figs. 2 and 3 by the colour scale). Thus, for the recognition of directional resonance phenomena, both the presence of high H/V values and of a significant percentage of data samples showing a common orientation should be verified. A further support to resonance properties identification can derive from the observation of a moderate standard deviation of H/V values and by the consistency of results derived from measurement repetitions. Such a condition is observed, for example, at the site CAR2 for the peak values of H/V ratios found at 2.75 Hz for azimuth of 70°-90° (in quite good agreement with the observations on directional resonance from seismic event analysis), whose amplitude was relatively consistent among the results obtained from different campaigns, i.e. 7.0 ± 4.1 in 2007, 6.6 ± 4.8 in 2011 and 7.6 ± 4.7 in 2013. These values were quite higher than those (in the order of 3-5) derived from the HVNR technique (see Del Gaudio *et al.*, 2013).

Conclusions. The analysis of ambient noise instantaneous polarisation offers interesting prospects as tool to investigate site response to seismic shaking, particularly in the case of complex site conditions, where resonance properties can be characterised by multiple anisotropic peaks. In particular one can select, in a noise recording, wave packets of consecutive data samples showing a Rayleigh-type polarisation, determining for them the particle motion ellipticity and the polarisation orientation.

From some preliminary tests carried out at a site located on a slope affected by landslides, only a small fraction of data samples (in the order of 1%) was found to satisfy the criteria of Rayleigh type wave identification: this is likely due the fact that most of the noise recording was characterised by an overlapping of signals with different kinds of polarisation. Thus, it was possible to recognise Rayleigh polarisation only when the energy of this kind of wave was prevalent. However, on a sufficiently long recording one can obtain a considerably high number of estimates of H/V amplitude and azimuth.

The test results showed that, on sites where directional resonance properties had been verified through the analysis of seismic event recordings, more coherent observations were obtained for H/V ratios and directivity by selecting Rayleigh type data samples, rather than analysing the entire data set or SH-type wave packets. This can increase the confidence in the inferences derivable from noise analysis and, in addition, in view of the employment of numerical simulations for data interpretations, offers the possibility of reducing the uncertainties related to the influence of the nature of the noise wavefield.

References

Albarello D. and Lunedei E.; 2009: *Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: new insights from theoretical modeling.* B. Earthq. Eng., **8**, 519-534 doi: 10.1007/s10518-009-9110-0.

Bard P.-Y.; 1999: *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?* In: Irikura K, Kudo K, Okada H, Sasatani T (eds) The effects of surface geology on seismic motion. Balkema, Rotterdam, 1251-1279.

Bonnefoy-Claudet S., Cotton F. and Bard, P.-Y.; 2006: *The nature of seismic noise wavefield and its implications for site effects studies – A literature review.* Earth Sci. Rev., **79**, 205-227.

Castellaro S. and Mulargia F.; 2009: *VS_{30} Estimates Using Constrained H/V Measurements*. B. Seismol. Soc. Am., **99**, 761-773.

Del Gaudio V. and Wasowski J.; 2007: *Directivity of slope dynamic response to seismic shaking.* Geophys. Res. Lett., **34**, L12301, Doi: 10.1029/GL029842.

Del Gaudio V. and Wasowski J.; 2011: *Advances and problems in understanding the seismic response of potentially unstable slopes*. Eng. Geol., **122**, 73-83.

Del Gaudio V., Coccia S., Wasowski J., Gallipoli M. R. and Mucciarelli M.; 2008: *Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis*. Nat. Hazards Earth Sys. Sci., **8**, 751-762.

Del Gaudio V., Wasowski J. and Muscillo S.; 2013: *New developments in ambient noise analysis to characterise the seismic response of landslide prone slopes*. Nat. Hazards Earth Sys. Sci., **13**, 2075-2087, doi:10.5194/nhess-13-2075-2013, 2013.

Fäh D., Kind F. and Giardini D.; 2001: *A theoretical investigation of average H/V ratios*. Geophys. J. Int., **145**, 535-549.

Haghshenas E., Bard P.-Y., Theodulis N. and SESAME WP04 Team; 2008: *Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio.* B. Earthq. Eng., **6**, 75-108.

Morozov I. B. and Smithson S. B.; 1996: *Instantaneous polarization attributes and directional filtering.* Geophysics, **61**, 872-881.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface*. Q. Rep. Rail. Tech. Res. Inst., **30**, 25-30.

Nogoshi, M. and Igarashi T.; 1971: *On the amplitude characteristics of microtremor* (part 2) (in japa-nese with english abstract). J. Seismol. Soc. Jpn., **24**, 26-40.

Poggi V., Fäh D., Burjánek J. and Giardini D.; 2012: *The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: application to the city of Lucerne, Switzerland*. Geophys. J. Int., **188**, 1154-1172.

Schimmel M. and Gallart J.; 2003: *The use of instantaneous polarization attributes for seismic signal detection and image enhancement*. Geophys. J. Int., **155**, 653-668.

Schimmel M. and Gallart J.; 2004: *Degree of Polarization Filter for Frequency-Dependent Signal Enhancement Through Noise Suppression*. B. Seismol. Soc. Am., **94**, 1016-1035.

INTEGRATION OF STRATIGRAPHIC DATA WITH HVSR MEASURES FOR STUDIES OF SEISMIC MICROZONATION: THE CASE OF OLIVERI (ME)

P. Di Stefano, D. Luzio, P. Renda, R. Martorana, P. Capizzi, A. D'Alessandro, N. Messina, G. Napoli, M. Perricone, S. Todaro, G. Zarcone
DiSTeM Department, University of Palermo, Italy

Introduction. The seismic microzoning is a technique of analysis of a territory which aims to recognize, at a small scale, the local geological and geomorphologic conditions that may significantly affect the characteristics of the seismic motion, generating stress on structures that could produce permanent and critical effects. In other words, this technique has the objective to predict and evaluate possible site effects as a result of an earthquake. The first phase of the seismic microzoning is the detailed partition of the territory in homogeneous areas with respect to the expected behavior of soils during an earthquake. The seismic micro-zoning is a tool for prevention and reduction of seismic risk particularly effective when used already in the process of planning. The present paper focus on a recent study applied to the Oliveri, a coastal village settled on a coastal plain in north-eastern Sicily.

Geological setting (Tectonic outline of the urban area of Oliveri). The area of Oliveri is part of the Peloritani Mountains, a segment of the Maghrebian chain that is mainly constituted by a pile of tectonic units consisting of Hercynian metamorphic rocks and their Meso-Cenozoic sedimentary covers. According to Giunta *et al.* (1998), the tectonic pile of the Peloritani Mountains is formed by the Longi-Taormina Unit, Fondachelli Unit, Mandanici Unit, Mela Unit and Aspromonte Unit. These units are overlapped by Oligo-Miocene siliciclastic turbidites pertaining to the Stilo-Capo d'Orlando Fm. upward follow, by a tectonic contact, the Antisicilide Units, represented by the Argille Variegate, that are capped unconformably in turn by the Floresta Calcarenites (Lower Miocene).

In the Peloritani Mountains different deformation steps related to the Alpine orogeny follow the Hercynian ductile deformations. The Oligo-Miocene contraction has been characterized by

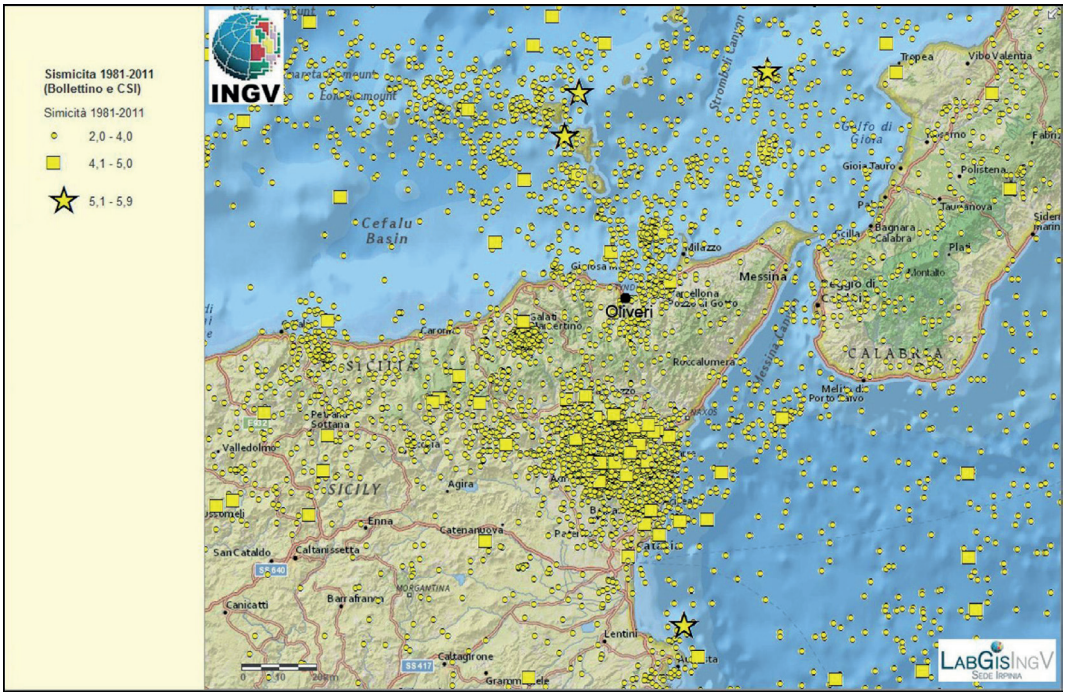


Fig. 1 – Distribution of epicenters of instrumental earthquakes located by the INGV between 1981 and 2011.

several phases in which there has been the formation of folds associated with thrust systems that have fragmented and stacked the crystalline rocks and their sedimentary covers in different tectonic units. The deformations are still actives and result in thrust, within the chain, and crustal thinning in the Tyrrhenian area (Finetti, 1982; Giunta *et al.*, 2000). The geometry of thrusts are ramp-flat-ramp like (Nigro, 1994) or, in some cases, are the result of duplex structures (Nigro, 1994).

Reverse fault systems (breaching) affected the area since the Upper Miocene resulting in moderate shortening (Giunta and Nigro, 1998). At the end of the Miocene the Tyrrhenian rifting produced a series of extensional low angle faults that resulted in a thinning of the chain. During Plio-Pleistocene times the area occupied by the Peloritani Mountains was affected by a strike-slip tectonic phase that generated two different systems: the first one synthetic with right cinematic oriented NW-SE and E-W; the second one antithetical, mainly sinistral, and oriented N-S and NE-SW (Ghisetti and Vezzani, 1977, 1984; Boccaletti *et al.*, 1986; Malinverno and Ryan, 1986; Giunta, 1991; Nigro and Renda, 2005).

The neotectonic deformation is partly still active and to shear zones related to it are to be ascribed the seismic events and the high uplift rates (up to 5.5 mm/year) of the area (Di Stefano *et al.*, 2012).

The morphological features of Oliveri town are represented mainly by an alluvial plain, where lies the town itself, and by a hilly landscape that surrounds the southern and western part of the plain. Both the hills and the plain are incised by two fluvial valleys (Torrente Castello and Torrente Elicona) that are partly filled by silty-sandy and pebbly sediments.

The lithostratigraphic framework of the substrate of the urban area is made up by the metamorphic basement of the Aspromonte Unit that is covered unconformably by the arenaceus member of the Capo D'Orlando Flysch. Upwards the flyschoid sediments are tectonically overlain by the Argille Scagliose Antisicilide. The previous deposits are capped by sands and calcarenites of Plio-Pleistocene age. The most recent sediments consists of alluvial and beach deposits.

Seismological history. The town of Oliveri is located in an area characterized by an intense seismic activity generated by seismogenic faults in the surrounding territory. Fig. 1 shows the distribution of the epicenters of earthquakes occurred in the area between 1981 and 2011 with an indication of the magnitude class. The seismic activity is characterized by a high frequency of events of low energy (only three events with epicenters far less than 20 km from Oliveri in the last 30 years are characterized by a local magnitude greater than 4 and hypocenter depths ranging from a few to some tens of kilometers.

The first historical earthquake that interested Oliveri occurred in March 10, 1786. This seismic event was characterized by $M_W = 6.15$, maximum macroseismic intensity equal to IX MCS, and its epicenter at the town of Oliveri. The earthquake particularly damaged the towns of the Gulf of Patti in northern Sicily and nearly destroyed the town (Guidoboni *et al.*, 2007).

In more recent times Oliveri has suffered of macroseismic effects of the earthquake of April 15, 1978. This event of magnitude $M_W = 6.6$ was located in the Gulf of Patti and in the municipality of Oliveri its mean macroseismic intensity was estimated as VII MCS. The shock caused serious damage in some buildings and significant soil fractures were also observed (Barbano *et al.*, 1979).

Both the above mentioned earthquakes have been attributed to the "Patti - Aeolian" seismogenic structure that extends from the Peloritani Mounts to the Aeolian Islands (Basili *et al.*, 2008).

HVSR measurements. Microtremor is a very convenient tool to estimate the effect of surface geology on seismic motion when you do not have a lot of geological information in a studied area. The single-station passive techniques are based on the resonance phenomenon, caused by the entrapment of the waves between two surfaces with different acoustic impedances.

The HVSR technique was made popular at the end of the 80s by Nakamura (1989). They discovered that the relationship between the horizontal components H and the vertical components V of the ground motion, i.e. HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio), highlights the resonance frequencies of soil. Afterwards, theoretic explanation of the phenomenon given by the first authors, in which the resonance was caused only by the body waves, was abandoned in favor of theories that surface waves (Rayleigh and Love waves, and to a lesser shear waves) plays a key role in the phenomenon (Lachet and Bard, 1994; Konno and Ohmachi, 1998). Many researchers (e.g. Ohmachi *et al*., 1991; Lermo *et al*., 1992; Field and Jacob, 1993, 1995) showed that H/V ratio of noise can be used to identify the fundamental resonant frequency of a sedimentary layer. Besides the amplification factors are more realistic than those obtained from sediment to rock site ratios (Nakamura, 2000).

In order to define a preliminary subsurface model for the first level of microzonation, we performed 23 HVSR measurements, quite uniformly distributed in the area with a minimum spacing of 250 m. For each measurement 46 min of noise was registered using a sampling frequency of 256 Hz and processed using a cluster analysis technique (D'Alessandro *et al*., 2013), in order to identify all the significant peaks of the H/V spectra in the frequency range 0.1-20 Hz. Their attribution to resonance phenomena of buried structures has been validated in agreement with SESAME criteria (2005), by analyzing standard deviation of the spectral coefficients and independence from the azimuth. The HVSR measurements have revealed the presence of amplification of ground motion probably due to resonance phenomena over a large part of the urban area.

A simplified interpretation of the HVSR techniques can be made by assuming that the fundamental resonance frequency f of the overburden depends on its thickness h and on average shear-wave velocity V as follow: $f = V / (4h)$. This interpretation can be made only in cases of homogeneous two-layered media. It also requires during the acquisition and the analysis to comply with certain criteria listed in the guidelines of the European SESAME project (2005).

Using an appropriate inversion method the relationship between f and v_s permits to estimate the value of v_s versus depth from a H/V curve provided the inversion is constrained by information on a depth of a layer whose effect is recognizable in the H/V curve (Fäh *et al.* 2002; Bonnefoy-Claudet *et al*., 2006). The limits of this procedure reside in the still not clear and debated composition of microtremor. Furthermore, the amplitude of the H/V peaks depends on numerous factors and it is not always possible to identify the constraints on the H/V curve, especially in complex cases of velocity inversion.

Unfortunately, the limited number of boreholes and laboratory tests, useful to characterize in detail the stratigraphy and geometry of the bodies buried in the plain of Oliveri, did not allow to derive a detailed model of the subsurface. Consequently only a single borehole carried out to the eastern boundary of the municipality was used to constrain the HVSR inversions.

Peak frequency maps. Peak frequency maps, obtained from seismic microtremor measures, were performed considering the multiplicity of causes of HVSR amplification, in an attempt to discriminate peaks caused by different phenomena (seismic interfaces at various depths, high topographic gradients, anthropogenic causes). In this way, different frequency maps can be developed, each of them grouping and separately representing amplifications probably caused by the same source. Below are described the criteria used and the processing steps.

In each graph of HVSR spectral ratio all the significant peaks were identified and characterized by their center frequency and amplitude. The whole dataset of HVSR amplitude versus peak frequency was used to statistically identify clusters of points probably having a homogeneous source (D'Alessandro *et al*., 2013). Those clusters related to sets of points with significant coverage of the investigated zone can be used for the construction of a frequency map. This implies that for each area of investigation can be built from zero (e.g.. absence of peaks for substrate outcropping) to three maps, considering that the detection of a greater

number of clusters is not significant. The kriging algorithm applied to logarithms of the peak frequencies was used for the interpolation, obtaining a lattice of interpolated frequency values in which the equidistance between nodes is equal to 10 m. The frequency maps are plotted using a contour of logarithmic equidistance equal to eight contour lines per decade.

Considering these evaluations, clusters related to datasets of HVSR measurements with significant coverage compared to the studied area were used for the construction of two different maps (Fig. 2) of the resonance frequency of the urban area of Oliveri. The frequency of 2.5 Hz that separates the two clusters was chosen taking into account also the lithological correlations of the examined area.

For each measurement the amplitude of the HVSR peak is represented, if present, by means of circles of radius proportional to the owner amplitude class.

Authors also chosen not to extend the interpolation (and therefore the representation for contour lines) to those areas in which measures have no significant amplitude peaks in the frequency range represented by the map. Most of the measurement points show amplification of the seismic soil motion at low frequencies (0.7 - 2.2 Hz) and therefore of negligible engineering interest if not for very big buildings. A large area (south of the town) was also highlighted, characterized by amplification at higher frequencies (greater than 2.5 Hz) more interesting for the spatial planning. Finally some measurements does not show peaks in the range 0.1 - 20 Hz, confirming the basement outcropping in the area.

Seismic bedrock mapping. In almost all the HVSR measurements carried out on the alluvial material a maximum peak is evident in the range 0.7 - 1.4 Hz. This, by the inversions results, seems to be related to a variation of the shear-wave velocities that, under a depth of 40-60 meters reach values attributable to a seismic bedrock (about 800 m/s).

Analyzing the 1D inverse models derived by inverting HVSR measurements, estimates of the depth of the seismic bedrock have been obtained. These, together with other reliable data like drilling and other geophysical surveys, were used to construct the map of the thickness of the sedimentary cover (Fig. 3, left) and the map of the altitude of the top of seismic bedrock above sea level (Fig. 3, right). The estimates of the depth of the bedrock were interpolated by

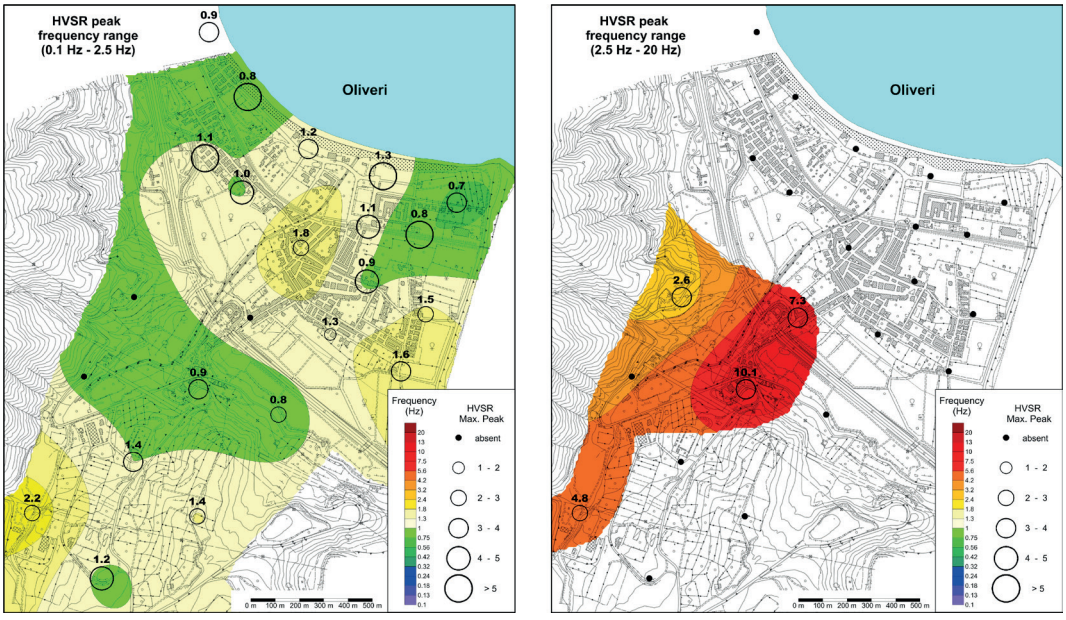


Fig. 2 – HVSR peak frequency maps for 0.1 Hz < f < 2.5 Hz (left) and for 2.5 Hz < f < 20 Hz (right).

imposing a constraint of a depth equal to zero in areas where geological strata with elastic characteristics of seismic bedrock outcrop. The kriging interpolation algorithm was used, obtaining a lattice with equidistance between nodes equal to 10 m.

The map of the bedrock depth contours was obtained by extracting from the Digital Elevation Model of the area a grid of points equidistant 50 m. From these the corresponding lattice of the depth of the bedrock were subtracted. This choice was made in order to obtain a trend of the isobaths that was not excessively tied to topographic detail but which, however, did not present unrealistic areas with higher elevations of the topographic surface. It should however emphasize that the real detail of the maps can't be higher than the sampling density of the HVSR measurements, which generally is not less than 300 m.

Considering the geological configuration of the subsoil and the values of shear-wave velocity (deduced from direct bore-hole measurements) a preliminary identification was made of the geological structures that can cause seismic resonance.

For the above mentioned reasons the inversion of HVSR curves and evaluation of the thickness of the cover did not take into account the available seismic down-hole data and instead, the mean values of shear-wave velocity of the cover, available in literature, were considered. In particular, we considered about 200 to 250 m/s for alluvium and about 350 to 400 m/s in correspondence of silty sands.

Geological-technical model. The geological-technical model of Oliveri plain's subsoil foresees the presence of a surface layer of clastic deposits consisting of incoherent sands with variable levels of gravels and silts. The thickness is defined only in the proximity of the Torrente Elicona, where is 16 - 17 m. In this area, below the alluvial layer, there are mixtures of fine sands and silts with bivalves. The groundwater level is placed in the borehole at a depth of 7.5 m. In the wide area of the plain which extends to the west of the Torrente Elicona data from direct tests are not available. However, based on hydrological maps added to municipality building plane, the presence of the groundwater level is attested at depths less than 15 m across the floodplain. The HVSR show the presence of a seismic bedrock at depths up to 70 m near the outfall of the Torrente Elicona.

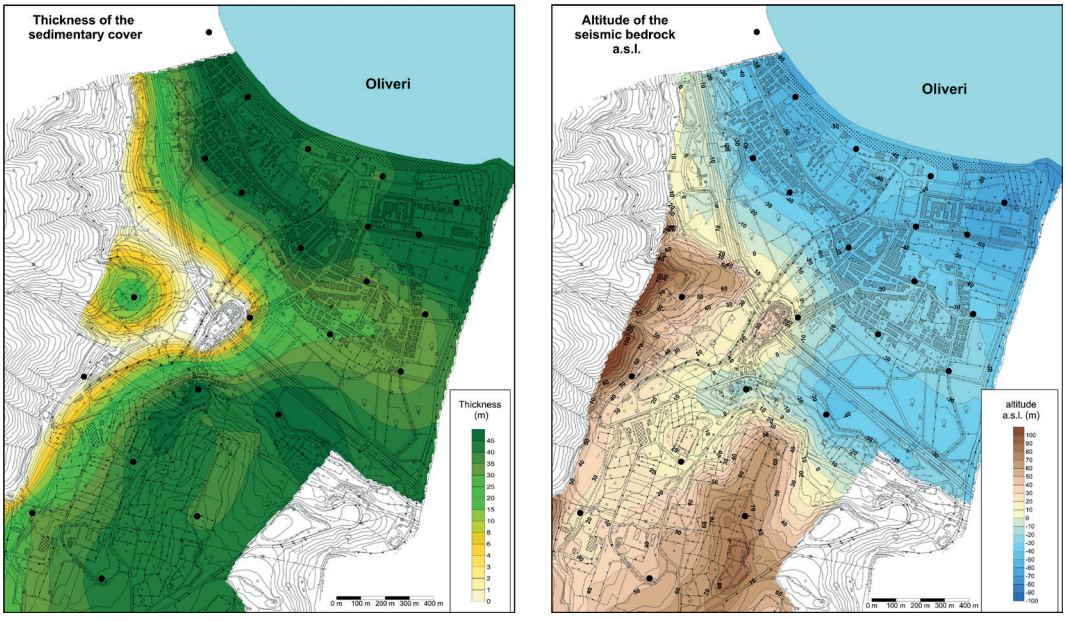


Fig. 3 – Oliveri. Map of the thickness of the sedimentary cover (left) and map of the altitude of the seismic bedrock above sea level (right).

References

Barbano M.S., Bottari A., Carveni P., Cosentino M., Federico B., Fonte G., Lo Giudice E., Lombardo G., Patanè G. (1979). *Macroseismc study of the gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of the North-Eastern Sicily*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 98, 155-174.

Basili R.G., Valensise P., Vannoli P., Burrato U., Fracassi S., Mariano M.M., Tiberti E., Boschi E. (2008). *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2007.04.014.

Boccaletti M., Tortorici L., Ferrini G. L. (1986). *The Calabrian Arc in the frame of the evolution of the Tyrrhenian Basin*. In: Boccaletti M., Gelati R. & Ricci Lucchi F. Eds. Pepe F.; *"Paleogeography and geodynamics of the Perityrrhenian Area"*, Giorn. Geol., 3a, 48 (1/2): 113-120.

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J., Fäh D. (2006). *H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations*, Geophys. J. Int., 167, 827-837.

D'Alessandro A., Capizzi P., Luzio D., Martorana R., Messina N. (2013). *Improvement of HVSR technique by cluster analysis*. Geoitalia 2013, IX FIST, Pisa, 16-18 Settembre 2013.

Di Stefano E., Agate M., Incarbona A., Russo F., Sprovieri R., Bonomo S. (2012). *Late Quaternary high uplift rates in northeastern Sicily: evidence from calcareous nannofossils and benthic and planktonic foraminifera*. Facies, volume 58, issue 1, pag 1-15.

Fäh D., Kind F., Giardini D. (2002). *Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site effects*. Journal of Seismology, 7, 449-467.

Field E.H. & Jacob K.H. (1993). *The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise*, Geophys. Res. Let., 20, 2925-2928.

Field E.H. & Jacob K.H. (1995). *A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three That Are Not Reference Site Dependent*, Bull. Seism. Soc. Am., 85:4, 1127-1143.

Finetti I., (1982). *Structural, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Apll., 24 (96): 247-312.

Giunta G. (1991). *Elementi per un modello cinematico delle maghrebidi siciliane*. Mem. Soc. Geol. It. 47: 297-311.

Giunta G. & Nigro F. (1998). *Some tectono-sedimentary constraints to Oligo-Miocene evolution of the Peloritani Thrust Belt*. Tectonophysics, 315: 287-299.

Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000). *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model*. Mem. Soc. Geol. It., 119: 553-565.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1977). *Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico*. Boll. Geodesia e Sc. affini, 36 (4): 411-437.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1984). *Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara Fault Zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., 103: 129-157.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G. (2007). *Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (CFTI), 461 B.C. - 1997 and Mediterranean Area 760 B.C. - 1500*, http://storing.ingv.it/cfti4med/.

Konno K. & Ohmachi, T. (1998). *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*, Bull. Seism. Soc. Am., 88:1, 228-241.

Lachet C. & Bard P.Y. (1994). *Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique*, J. Phys. Earth, 42, 377-397.

Lermo J., Francisco S. & Chavez-Garcia J. (1992). *Site Effect Evaluation using microtremors: a review (abstract)*, EOS 73, 352.

Malinverno A. & Ryan W. B. F. (1986). *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5: 227-245.

Nakamura Y. (1989), *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface*, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No.1.

Nakamura Y. (2000). *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applications*, 12WCEE, 2656.

Nigro F. (1994). *L'Unità Longi-Taormina. Stratigrafia e tettonica delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale*. Tesi di Dottorato, Palermo, 276 pp.

Nigro F. & Renda P. (2005). *Plio-Pleistocene strike-slip deformation in NE Sicily:the example of the area between Capo Calavà and Capo Tindari*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 124(2), 2005, pp. 377-394

Ohmachi T., Nakamura Y. &Toshinawa, T. (1991). *Ground Motion Characteristics in the San Francisco Bay Area detected by Microtremor Measurements*, Proc. 2nd. Int. Conf. on Recent Adv. In Geot. Earth. Eng. And Soil Dyn., 11-15 March, St. Louis, Missouri, 1643-1648.

SESAME Project (2005). *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation*, WP12, deliverable no. D23.12, http:// sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/ Papers/HV_User_Guidelines.pdf.

IL PERCORSO METODOLOGICO PER GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA

P. Imprescia[1], M. Coltella[1], G. Naso[2]
[1]Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma
[2]Dipartimento della Protezione Civile, Presidenza del Consiglio dei Ministri, Roma

Introduzione. Gli studi di Microzonazione Sismica (MS) hanno lo scopo di riconoscere le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

Per far ciò è necessario riuscire a definire un modello del sottosuolo che permetta di suddividere il territorio in microzone con comportamento qualitativamente e quantitativamente omogeneo. L'obiettivo del presente lavoro è di definire un percorso metodologico generale che funga da guida per la realizzazione dei diversi livelli di approfondimento previsti negli studi di MS.

Il percorso metodologico complessivo. Nel diagramma di flusso di Fig. 1 è sintetizzato il percorso metodologico per redigere carte di MS nei tre livelli di approfondimento degli studi previsti dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (nel seguito ICMS; Gruppo di lavoro MS, 2008). La chiave di lettura generale del processo è la complessità geologico tecnica del territorio che condiziona in maniera significativa le seguenti operazioni:

- stabilire il tipo di zona: stabile, stabile suscettibile di amplificazione locale e suscettibile di instabilità;
- valutare le amplificazioni per le aree suscettibili di amplificazione con metodi semplificati o con studi di risposta sismica locale;
- determinare il tipo di fenomeno cosismico atteso nelle zone instabili con metodi empirici o avanzati.

In questa ottica si può notare che la Carta Geologico Tecnica per la MS (nel seguito CGT_MS) e le sezioni geologico tecniche sono determinanti, ancor più se corredate dalla reinterpretazione dei dati di sottosuolo pregressi, nella stesura della Carta di livello 1 (Carta

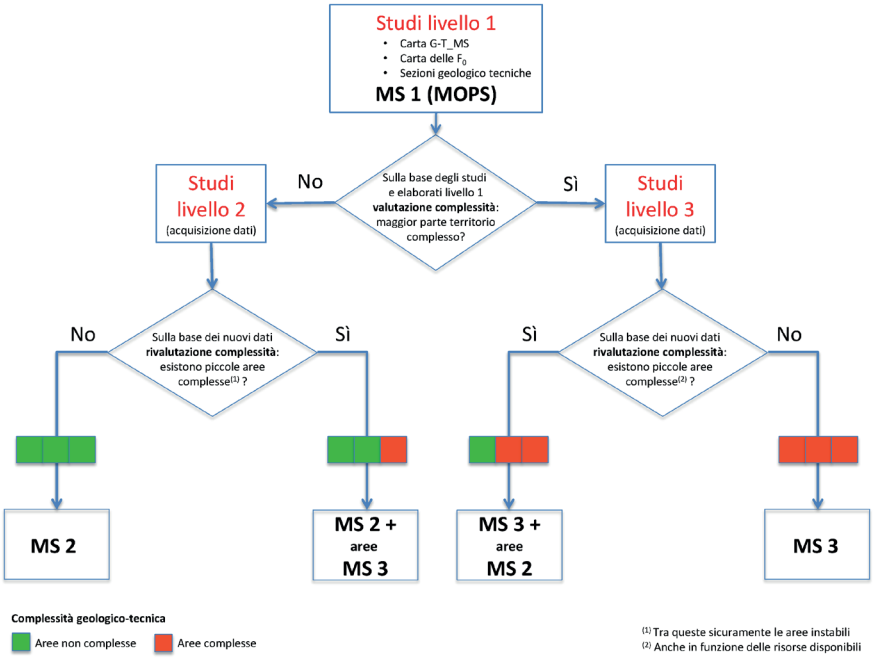


Fig. 1 – Diagramma di flusso che descrive il percorso metodologico che porta all'elaborazione delle carte di MS di livello 1, 2 e 3.

delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica, nel seguito Carta delle MOPS). Le indicazioni che gli elaborati geologico tecnici forniscono sono, inoltre, la base conoscitiva di alcune scelte che devono essere effettuate nelle successive fasi di approfondimento degli studi (livelli 2 e 3). Con un'attenta lettura della Carta delle MOPS (livello 1), di concerto con gli altri elaborati prodotti e i dati raccolti, sarà possibile individuare le aree per le quali è necessario effettuare ulteriori livelli di approfondimento e programmare un piano di indagini adeguato (MS di livello 2 e 3).

In particolare, gli studi di MS di livello 1 devono stabilire la possibilità di passare a studi di MS di livello 2 o, in alternativa, di livello 3 (Fig. 1). I criteri di questa scelta sono:

- il contesto geologico tecnico (complesso o non complesso);
- l'estensione delle porzioni di territorio sulle quali è possibile applicare i metodi semplificati del livello 2.

È possibile intraprendere studi di MS di livello 2 se le aree complesse rappresentano una percentuale minima dell'area studiata (sulla base dell'esperienza maturata, inferiore a circa il 25%, anche se risulta essere estremamente difficoltoso quantificarla in maniera assoluta). In caso contrario, se gli studi di livello 1 dimostrano che il contesto geologico del territorio urbanizzato o urbanizzabile è per la maggior parte complesso (es. territorio morfologicamente molto vario o con geologia sepolta notevolmente articolata), deve essere data indicazione di passare a studi di MS di livello 3.

Nel caso l'esecutore, dopo aver effettuato gli studi di MS di livello 2, verifichi che per una parte limitata del territorio sono effettivamente necessari ulteriori approfondimenti, e i metodi semplificati non possono essere applicati o non hanno fornito risultati che l'esecutore ritiene accettabili, lo indicherà nella relazione finale dello studio e chiederà di svolgere gli approfondimenti propri del livello 3. In questo caso gli studi di livello 2 non saranno considerati esaustivi. Con i risultati degli studi di livello 2, congiuntamente ai risultati ottenuti con gli approfondimenti, si produrrà una carta di MS di livello 2 con locali approfondimenti di livello 3.

Nel caso in cui, invece, dopo aver eseguito gli studi di livello 1 si debbano eseguire studi di livello 3, restano valide le indicazioni contenute negli ICMS.

In linea generale, gli studi di MS di livello 2 e livello 3 devono essere eseguiti nelle aree urbanizzate o urbanizzabili già oggetto degli studi di livello 1. Tuttavia, tali approfondimenti non dovranno interessare porzioni di territorio troppo piccole per evitare che la MS si trasformi in uno studio di risposta sismica locale, forzandone il significato e indirizzando le risorse verso obiettivi diversi dalla riduzione del rischio sismico ottenuta attraverso la pianificazione corretta del territorio.

Per le modalità con le quali vengono caratterizzate quantitativamente le amplificazioni, il livello 2 si presta a stabilire una graduatoria di idoneità utilizzabile ai fini prettamente urbanistici e pianificatori, mentre il livello 3 consente di discriminare tra l'applicabilità dell'approccio semplificato o delle specifiche analisi di Risposta Sismica Locale (RSL) previste dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008) per la progettazione, attraverso il confronto degli spettri di risposta elastici ottenuti con la MS e quelli di normativa (Colombi *et al.*, 2011).

Le instabilità cosismiche, per fornire risultati esaustivi, dovranno essere trattate con metodi di approfondimento propri del livello 3.

Dalla CGT_MS alla Carta delle MOPS. La CGT_MS è un dato di base di fondamentale importanza per la redazione della Carta delle MOPS, in quanto mostra la distribuzione delle unità litologiche affioranti, contiene gli elementi geologici, litostratigrafici, tettonico-strutturali (faglie e assi vallivi), geomorfologici e idrogeologici (profondità della falda e del substrato rigido), nonché le forme sepolte e di superficie e le aree in dissesto presenti nel territorio (vedi anche Castenetto *et al.*, 2013).

Utilizzando le informazioni contenute nella CGT_MS, di concerto con la Carta delle frequenze fondamentali e i dati raccolti con indagini geognostiche (sondaggi, dati geofisici

se disponibili, ecc.), è possibile definire un modello del sottosuolo che sarà sintetizzato nelle sezioni geologico tecniche. Per la realizzazione delle Carte di MS è necessario individuare aree a comportamento sismico omogeneo: tali aree faranno parte della stessa microzona. Nella Carta delle MOPS aree con litologie diverse, o di differente ambiente deposizionale, potranno essere caratterizzate da un medesimo comportamento dinamico (Fig. 2a); analogamente, aree con stesse litologie e con differente ambiente deposizionale potrebbero avere diverso comportamento dinamico (Fig. 2b).

Come già detto, utilizzando i dati acquisiti da misure di rumore ambientale (frequenze fondamentali) e da sondaggi geognostici, è possibile altresì ottenere informazioni utili per individuare l'andamento del substrato e, quindi, lo spessore dei depositi e dei terreni di copertura. Sebbene in alcune aree possa affiorare il medesimo litotipo, potrebbe essere necessario distinguere diverse microzone in funzione dello spessore delle coperture, causa di un comportamento dinamico differente.

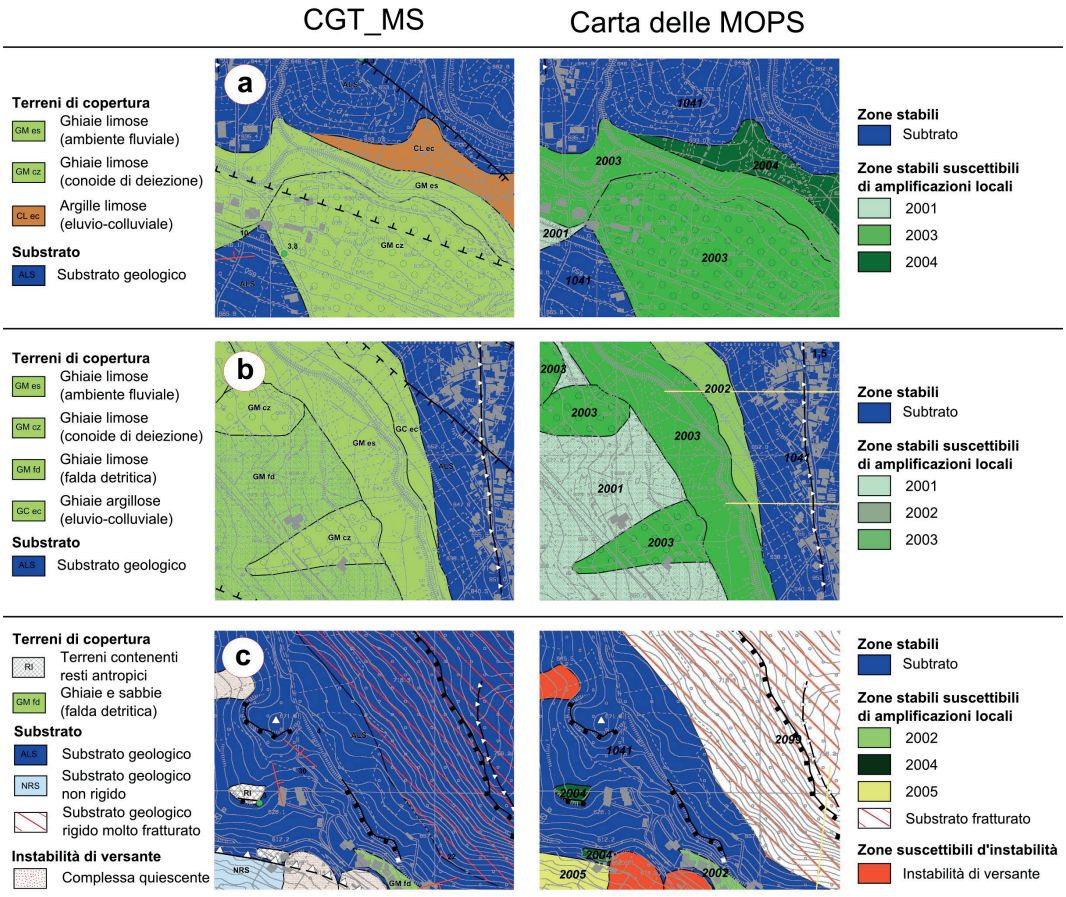


Fig. 2 – Dalla CGT_MS alla Carta delle MOPS: (a) esempio di aree con litologie di differente ambiente deposizionale, "GM es" e "GM cz", caratterizzate da un medesimo comportamento dinamico, zona "2003" (stralci tratti dalla CGT_MS e dalla Carta delle MOPS del Comune di Castelpetroso, Regione Molise); (b) esempio di aree con litologie di differente ambiente de posizionale, "GM fd" e "GM es", caratterizzate da un diverso comportamento dinamico, zone "2001" e "2003" (stralci tratti dalla CGT_MS e dalla Carta delle MOPS del Comune di Castelpetroso, Regione Molise); (c) esempio di aree in cui affiora la medesima litologia (substrato) ma con differente risposta sismica in funzione del grado di fatturazione (stralci tratti dalla CGT_MS e dalla Carta delle MOPS del Comune di Forlì del Sannio, Regione Molise).

Le stesse informazioni permettono, inoltre, di definire la tipologia del substrato presente (rigido/non rigido): alcune aree con medesima litologia potrebbero corrispondere a più microzone in funzione, ad esempio, del grado di fatturazione del substrato, responsabile della differente risposta sismica (Fig. 2c).

Devono inoltre essere individuate quelle aree dove sono presenti dei litotipi suscettibili a fenomeni di liquefazione, nelle quali dovrà essere valutata la possibilità che si inneschi un tale fenomeno, sulla base delle indicazioni riportate in ICMS (2008) e successive integrazioni. Allo stesso modo, eventuali aree interessate da deformazioni dovute a faglie attive e capaci, devono essere trattate come zone di instabilità, secondo quanto indicato in ICMS (2008) e successive integrazioni.

Attraverso opportune elaborazioni, è necessario individuare le aree con pendenze maggiori di 15° che, oltre ad eventuali problematiche connesse alle litologie interessate, in caso di evento sismico potrebbero essere soggette ad amplificazione del moto del suolo dovute ad effetti topografici. È fondamentale, inoltre, segnalare le aree interessate da fenomeni franosi attivi e le zone di contatto tra unità con caratteristiche litologiche e meccaniche molto diverse (cedimenti differenziali) che saranno classificate, nella Carta delle MOPS, come zone suscettibili di instabilità.

Dalla Carta delle MOPS alle Carte di MS (livello 2 e 3). Sulla base dei risultati ottenuti in occasione dello studio del livello 1 è necessario prendere delle decisioni su quali livelli di approfondimento realizzare nelle microzone individuate. In tal modo, si effettueranno degli studi di livello 2 e/o 3 sulla base delle caratteristiche del territorio e dei dati raccolti.

La scelta del livello di approfondimento da effettuare è funzione della complessità geologico tecnica del territorio (Fig. 1) che inevitabilmente avrà influenzato la stesura della carta di livello 1. La complessità geologico tecnica sarà valutata sulla base degli aspetti morfologici, dei litotipi e dei loro rapporti stratigrafici, degli eventuali processi tettonici e erosivi in atto, ecc.

Se il territorio risulta nella maggior parte non complesso, si procederà alla raccolta dei dati per la realizzazione di uno studio di livello 2 al fine di quantificare, con metodi semplificati, la modificazione del moto del suolo e dei fenomeni di deformazione permanente (Fig. 1, Fig. 3a). Le caratteristiche morfologiche, litostratigrafiche e geotecniche di ogni microzona saranno integrate con dati geologici, geomorfologici e geotecnici raccolti *ex-novo*. Nell'esempio di Fig. 3a, il territorio non presenta aree complesse per cui viene effettuata una raccolta dati per la realizzazione di un livello 2: i dati raccolti confermano l'assenza di aree geologicamente complesse, anche piccole, per cui è sufficiente effettuare una microzonazione sismica di livello 2.

Tuttavia, in fase di elaborazione dei dati raccolti, alcune microzone potrebbero sembrare caratterizzate in maniera non esaustiva, per la presenza di alcuni fenomeni che ne condizionano la complessità geologico tecnica. In questo caso si deciderà di effettuare su tali aree uno studio di livello 3, con l'obiettivo di quantificare meglio l'eventuale amplificazione del moto sismico (non risolta con l'utilizzo di metodi semplificati nel livello 2 di approfondimento) e l'instabilità di aree interessate da fenomeni complessi, non risolvibili con l'utilizzo di metodologie speditive (Fig. 1, Fig. 3b). Nell'esempio di Fig 3b i dati raccolti per la realizzazione del livello 2 indicano la presenza di piccole aree complesse dal punto di vista geologico tecnico, per cui è sufficiente effettuare una MS2 nella maggior parte del territorio (non complesso), ma è necessaria una MS3 nelle aree complesse.

Nel caso in cui, al completamento dello studio di livello 1, ci si renda conto che il territorio presenta numerose aree geologicamente complesse o di ampia estensione, a tal punto che la loro caratterizzazione potrebbe essere onerosa, si procederà nella raccolta dei dati per la stesura di un livello 3 di approfondimento. Nelle aree per la cui caratterizzazione è sufficiente l'utilizzo di abachi e metodologie speditive sarà sufficiente effettuare uno studio di livello 2. Verrà in tal modo prodotta una carta MS di livello 3 con la caratterizzazione della maggior parte del territorio microzonato e una carta di livello 2 delle piccole aree non geologicamente complesse (Fig. 1, Fig. 3c). Nell'esempio di Fig. 3c il territorio presenta aree complesse per cui

viene effettuata una raccolta dati per la realizzazione di un livello 3: i dati raccolti indicano la presenza di piccole aree non complesse dal punto di vista geologico tecnico in corrispondenza delle quali è sufficiente effettuare una MS2; studi di livello 3 sono invece necessari nella maggior parte del territorio, caratterizzato da aree a differente complessità.

Potrebbe essere inoltre necessario effettuare un'analisi di dettaglio in alcune microzone, ad esempio caratterizzate come zone stabili suscettibili di amplificazione locale nella carta MOPS, per la realizzazione di opere ingegneristiche di particolare importanza. Tali studi di dettaglio sono affrontati nel livello 3 di approfondimento.

La condizione maggiormente gravosa si realizza quando tutto il territorio è considerato geologicamente complesso, come aree ad esempio interessate da estesi fenomeni di liquefazione o nei quali sussistono diverse tipologie di instabilità (Fig. 1, Fig. 3d). In questo caso, data la gravosità delle operazioni, sarà necessario predisporre un piano di indagini ad hoc, con prove di tipo idoneo e in numero sufficiente, al fine di quantificare al meglio i potenziali effetti attesi. Nell'esempio di Fig. 3d il territorio presenta aree complesse per cui viene effettuata una raccolta dati per la realizzazione di un livello 3: i dati raccolti confermano l'estesa complessità geologico-tecnica per cui è necessario effettuare il massimo livello di approfondimento in tutta l'area.

Le amplificazioni litostratigrafiche. Gli studi di livello 1, chiarita la non sequenzialità obbligatoria dei livelli di approfondimento, devono concludersi stabilendo la possibilità di passare a studi di MS di livello 2 o, in alternativa, di livello 3. La possibilità di effettuare

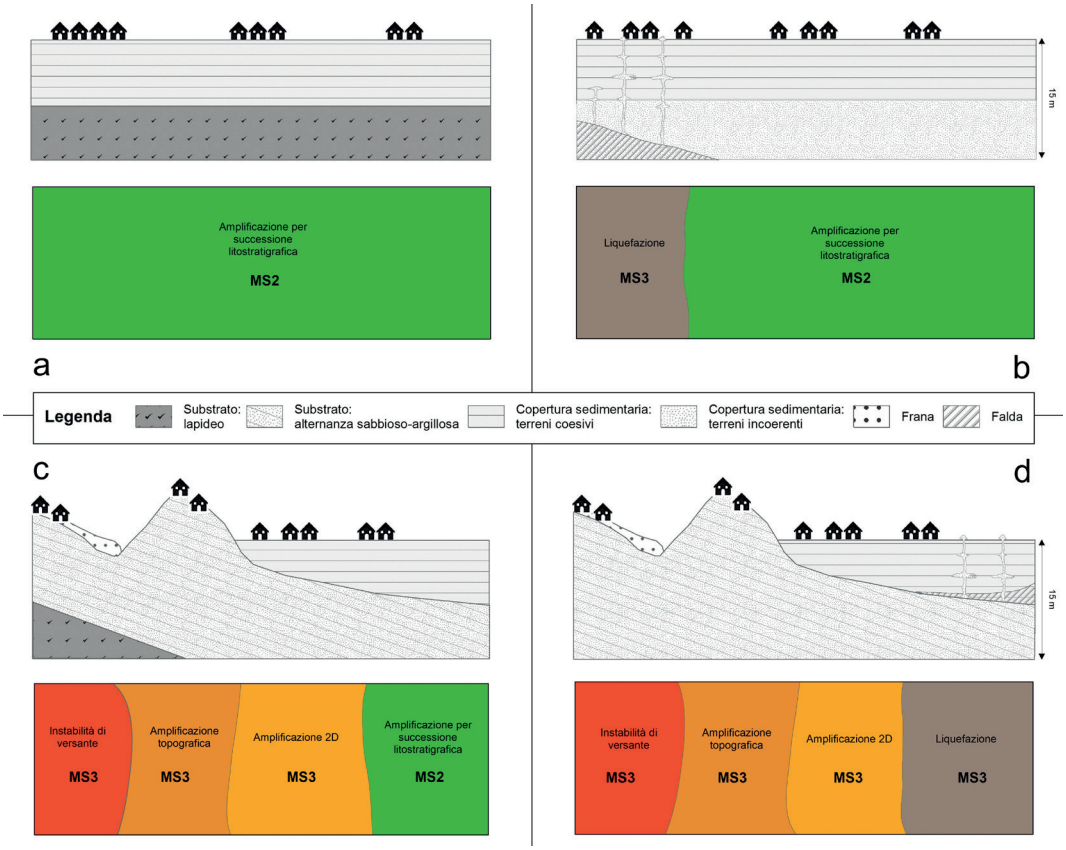


Fig. 3 – Casi di studio. Esempio di territorio dove è sufficiente effettuare: studi di livello 2 su tutto il territorio (a); studi di livello 2 su gran parte del territorio e studi di livello 3 in aree poco estese (b); studi di livello 3 su gran parte del territorio e studi di livello 2 in piccole aree (c); studi li livello 3 su tutto il territorio (d).

studi di MS di livello 2 è funzione della natura non complessa del contesto geologico tecnico. Tale livello di approfondimento viene effettuato al fine di definire esclusivamente l'entità delle amplificazioni litostratigrafiche; le instabilità saranno trattate nel livello 3. Da questo punto di vista, bisognerà porre particolare attenzione all'estensione delle porzioni di territorio sulle quali è incerta la possibilità di applicare metodi semplificati, che dovrà essere percentualmente minima rispetto all'area studiata. Se dagli studi di livello 1 è evidente che il contesto geologico del territorio urbanizzato o urbanizzabile è per la maggior parte complesso, deve essere data indicazione di passare a studi di MS di livello 3.

Le situazioni geologiche e morfologiche complesse per le quali è presumibile che l'approccio semplificato previsto dal livello 2 non sia applicabile, ovvero non sono utilizzabili gli abachi, sono:

- geometria articolata del substrato rigido sepolto alla scala di interesse (presenza di paleoalvei, substrato rigido deformato da strutture tettoniche, andamento del substrato a *Horst* e *Graben*, ecc);
- zona di raccordo tra rilievo e pianura (zona di unghia con substrato rigido sepolto in approfondimento sotto la pianura, in maniera continua o discontinua);
- geometria del substrato rigido che crea una valle stretta colmata da sedimenti soffici;
- profilo di Vs con inversioni di velocità;
- substrato rigido molto profondo;
- presenza di marcati contrasti di impedenza sismica;
- presenza di possibili cavità sepolte;
- eventuale presenza di aree soggette a instabilità.

Le instabilità cosismiche. Le instabilità cosismiche sono analizzate nel livello 1 di approfondimento, per una definizione qualitativa, e nel livello 3 per una definizione quantitativa che permetta di prendere decisioni circa la gestione del territorio.

Per ciò che concerne i dati utilizzabili, secondo gli ICMS, la carta di MS del livello 1 (carta delle MOPS) è redatta con l'utilizzo di dati pregressi. Questi ultimi, nella maggior parte dei casi, sono dati cosiddetti "poveri" per cui, in questo livello, le metodologie per lo studio dei fenomeni devono essere adeguate alla disponibilità di questo tipo di dati (raccolti *in situ* o presenti in letteratura o archiviati in database pubblici).

Per quanto riguarda invece le metodologie di elaborazione, queste devono necessariamente basarsi su documentazione tecnico-scientifica condivisa a livello nazionale (NTC, 2008; AGI, 2005), dal momento che non rientra nelle finalità degli ICMS (2008) applicare metodologie innovative, anche se potenzialmente più valide di quelle citate.

Le zone verranno individuate e classificate secondo quanto proposto in Scionti e Gruppo di lavoro (2013) come:

- Zone di Attenzione (ZA) nel livello 1: zone nelle quali i dati a disposizione non sono sufficienti, in quantità e tipologia, per definire se l'instabilità si verificherà effettivamente in caso di evento sismico;
- Zone di Suscettibilità (ZS) nel livello 3: zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifica per l'instabilità in esame e metodi di calcolo, il più delle volte semplificati (per permettere una estensione dei risultati a un'area estesa), è possibile anche stimare quantitativamente la pericolosità;
- Zone di Rispetto (ZR) nel livello 3: zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifica per l'instabilità in esame e metodi di calcolo, il più delle volte avanzati (per analizzare dettagliatamente aree limitate e particolarmente importanti), è possibile definire quantitativamente e con buona certezza la pericolosità.

Conclusioni. Dal presente lavoro emergono le seguenti conclusioni:

- La complessità geologico tecnica gioca un ruolo di fondamentale importanza per la corretta valutazione del livello di approfondimento degli studi di MS da effettuare.

- Ad ogni livello di approfondimento sarà necessario rivalutare la complessità geologico tecnica dell'area di studio.
- Successivamente allo studio di livello 1, potranno essere prodotti degli elaborati cartografici di livello 2 o 3 che contengano, rispettivamente, aree con approfondimenti di livello superiore (modellazioni numeriche) o inferiore (metodi semplificati).
- Le instabilità cosismiche devono essere quantificate nel livello 3 di approfondimento.

Riconoscimenti. Si ringraziano Sergio Castenetto e i colleghi Edoardo Peronace, Bruno Quadrio e Veronica Scionti per aver fornito spunti interessanti e utili osservazioni.

Bibliografia

AGI; 2005: *Linea guida. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*. Patron Editore, Bologna.

Castenetto S., Naso G., Coltella M., Imprescia P., Moscatelli M., Pagliaroli A., Peronace E., Scionti V.; 2013: *La carta geologico tecnica per gli studi di microzonazione sismica*. In questo volume.

Colombi A., Compagnoni M., Pergalani F.; 2011: *Risposta sismica locale: la MS come strumento discriminante per l'utilizzo di approcci semplificati o di specifiche analisi*. In "Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica", Ingegneria sismica, Anno XXVIII, 2.

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome, Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e DVD.

NTC; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni - DM 14 gennaio 2008*. Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it).

Scionti V., Gruppo di lavoro MS; 2013: *Proposte di integrazione degli ICMS (2008): le instabilità cosismiche negli studi di microzonazione sismica*. In questo volume.

STUDIO SISMOLOGICO PER LA CARATTERIZZAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA DI SITO AI FINI DELLA MICROZONAZIONE SISMICA DI ALCUNI COMUNI DELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA

G. Laurenzano[1], E. Priolo[1], C. Barnaba[1], M.R. Gallipoli[2], P. Klin[1], L. Martelli[3], M. Mucciarelli[1], M. Romanelli[1]

[1]OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), Centro di Ricerche Sismologiche, Trieste e Udine
[2]Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Tito Scalo (PZ)
[3]Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli, Bologna

Introduzione. Sono qui presentati i risultati ottenuti nell'ambito di uno studio geofisico-sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito di alcune località della Regione Emilia Romagna colpite dalla sequenza sismica del maggio 2012. La risposta sismica di sito è stata stimata attraverso l'integrazione di modelli teorici risolti numericamente e di dati sperimentali di terremoti registrati da un insieme di stazioni sismiche. Il lavoro fa parte di uno studio più ampio finalizzato alla microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto ML=5.9 del 20 maggio 2012 (Gruppo di lavoro MS Emilia, 2012).

Una delle maggiori difficoltà da superare con l'approccio sperimentale è quella della mancanza di siti di riferimento su roccia (classe A). Infatti, non solo per l'area di pianura ma anche per quella collinare appenninica non sono reperibili siti sufficientemente vicini alle stazioni di registrazione che possano fungere da riferimento con registrazioni rappresentative dell'input sismico su roccia. Questo è uno dei motivi per cui si è reso necessario l'uso di modelli numerici, i quali sono stati utilizzati per calcolare sismogrammi sintetici relativi a una serie di eventi sia presso i siti investigati, sia presso un "sito virtuale di classe A" che rappresentasse al meglio le caratteristiche dei siti rocciosi della catena appenninica emiliana. Calcolando le funzioni di trasferimento tra i siti studiati e il sito virtuale su roccia, è stato possibile convertire le registrazioni disponibili a registrazioni corrispondenti a un sito virtuale di riferimento con suolo di classe A. Queste sono state poi utilizzate per calcolare le risposte dei siti investigati sperimentalmente tramite il metodo dell'inversione Generalizzata GIT (Andrews, 1986) e,

successivamente, gli spettri di risposta specifici di sito e le curve di amplificazione spettrale di risposta, utili per la microzonazione sismica.

Dati sperimentali. Sono stati utilizzati i dati registrati dalle seguenti stazioni:

- 9 stazioni della una rete temporanea realizzata dall'OGS durante la sequenza sismica del 2012 (Priolo *et al.*, 2012; Moretti *et al.*, 2012) e re-installate in parte (4 stazioni) nel mese di marzo 2013.
- sito di Mirandola (MO), una stazione accelerometrica temporanea installata dal CNR durante la sequenza sismica del 2012;
- sito di Casaglia (FE), sismometro *very broad-band* (FERB) in pozzo a profondità di 135 m re-installato nel mese di marzo 2013 e una stazione temporanea in superficie (OG010) parte del gruppo di 4 stazioni installato a marzo 2013.

La Tab. 1 fornisce un quadro sintetico delle stazioni e della strumentazione installata. Il dataset di registrazioni comprende una serie di eventi della sequenza emiliana del 2012 e una serie di eventi del 2013 tra cui le scosse principali della sequenza occorsa in Garfagnana a fine giugno 2013.

Presso i siti strumentati in superficie sono state eseguite analisi di rumore sismico ambientale (microtremore) attraverso il calcolo dei rapporti spettrali tra componente orizzontale verticale H/V, con il metodo noto in letteratura come "metodo di Nakamura". I risultati di quest'analisi sono discussi in Priolo *et al.* (2012). In generale si riconosce una grande omogeneità di tutti i rapporti H/V: essi sono caratterizzati da un unico picco in bassa frequenza (compreso tra 0.6 e 1.2 Hz), più o meno accentuato ma comunque ben evidente mentre per nessuno dei siti, i rapporti H/V mostrano picchi nella banda medio-alta delle frequenze, segno della mancanza di importanti contrasti di impedenza acustica nei suoli più superficiali.

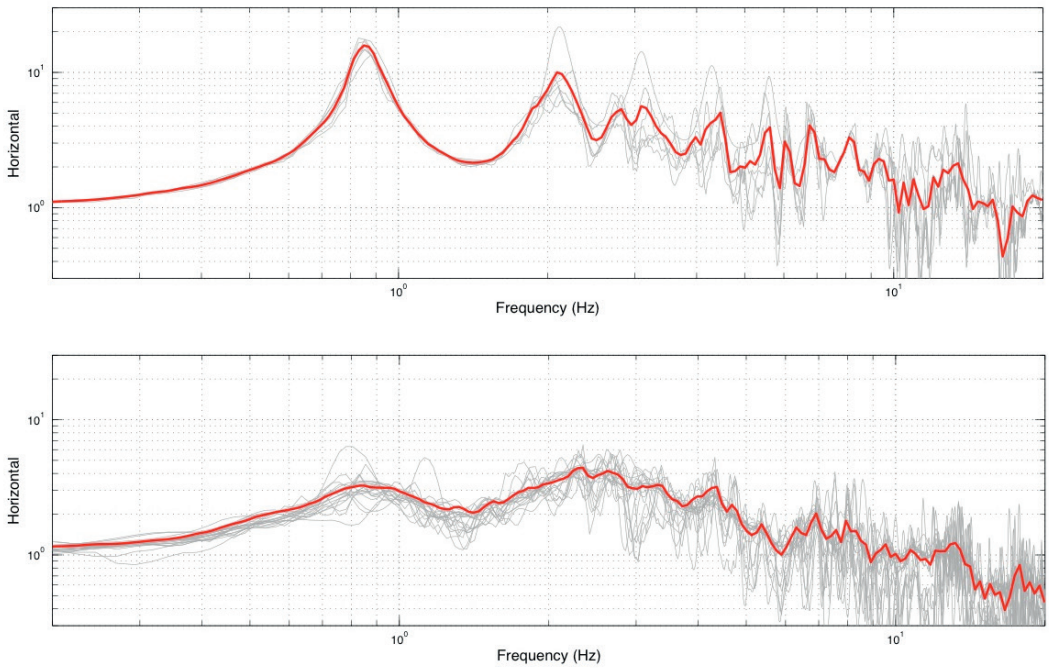


Fig. 1. – In alto: rapporti spettrali medi calcolati tra il ricevitore in superficie e quello posto in profondità (funzione interferometrica) per il modello di Casaglia. In basso: amplificazione spettrale stimata per il sito di Casaglia. Componente orizzontale. Le curve grigie in background mostrano i rapporti spettrali ottenuti singolarmente per le diverse sorgenti simulate.

Modellazioni numeriche e modelli strutturali. L'approccio numerico adottato per le modellazioni si basa sul metodo d'integrazione dei numeri d'onda [*Wavenumber Integration Method*, Herrmann (1996a, 1996b)]. Esso risolve l'equazione completa delle onde sismiche con attenuazione in un mezzo 3D stratificato orizzontalmente. In tutte le modellazioni dello studio è stato considerato un modello di sorgente puntuale, cioè la sorgente si concentra in un punto dello spazio.

Sono stati costruiti i modelli numerici presso due siti, rispettivamente Casaglia (FE) e Mirandola (MO), presso i quali erano disponibili delle registrazioni di terremoti. Al fine di validazione dei modelli sono state eseguite, in una fase preliminare, diverse modellazioni per alcuni eventi di riferimento sia a scenario (quindi su ricevitori posti a griglia su un'area estesa) che per singoli ricevitori.

Tutti i modelli descritti sono a strati piani paralleli e, mentre adottano la medesima struttura profonda ($z>1$ km), derivata dal modello di Malagnini *et al.* (2012), risolvono in dettaglio la parte più superficiale, caratterizzata da suoli a bassa velocità, definita tenendo conto di tutte le informazioni di tipo geologico-geofisico provenienti da diversi studi eseguiti nelle due aree (down hole, analisi ESAC, perforazioni, ...). Infine è stato definito un modello che simula un sito su roccia (Classe A) tipico dell'area Appenninica e caratterizzato basse velocità delle litologie rocciose e elevato degrado superficiale. Esso combina le caratteristiche di un suolo di classe A (valore di VS30 pari a 800 m/s) con una struttura superficiale rappresentativa di un gradiente di velocità crescente con la profondità.

I sismogrammi sintetici sono stati calcolati sia in superficie sia alla profondità di 135 metri, cioè sotto il tetto dei depositi marini consolidati, per tutti i modelli, sia quelli di sito di Casaglia e di Mirandola che del sito virtuale su roccia.

In questo modo è stato possibile valutare, attraverso la tecnica dei rapporti spettrali, sia le amplificazioni dei siti (di Mirandola e Casaglia) sia le funzioni di trasferimento medie tra ricevitori in profondità e superficie (funzioni interferometriche) e tra modelli rappresentativi di suolo e roccia. Alcune di queste funzioni di trasferimento teoriche sono state utilizzate, successivamente, per integrare nelle parti mancanti le risposte calcolate su base sperimentale.

Risultati delle modellazioni. Una prima fase delle modellazioni ha riguardato il confronto tra sismogrammi sintetici e registrazioni. In particolare sono stati messi a confronto i sismogrammi relativi ad un insieme di eventi della sequenza dell'Emilia del 2012 registrati alla stazione di Mirandola e alcuni eventi del 2013 (tra i quali quelli della Garfagnana) registrati invece a Casaglia con quelli calcolati dalle simulazioni numeriche. Presso Casaglia il confronto è stato eseguito sia in superficie sia in profondità, in quanto tale sito ha un sensore posto in superficie e uno in pozzo. Tenendo conto del fatto che i modelli strutturali sono a strati piani paralleli (per cui non tengono conto di eventuali effetti 3D) e che la sorgente è stata definita in modo semplificato, il confronto tra dati sperimentali e dati sintetici è molto buono sia in termini di ampiezze sia di polarità.

In seguito, dai sismogrammi sintetici sono stati calcolati i rapporti spettrali tra ricevitore in superficie e ricevitore in profondità per i due modelli rappresentativi dei siti di Casaglia e Mirandola e per il modello rappresentativo del sito di riferimento virtuale in classe A. La Fig. 1, nel pannello in alto mostra, per il sito di Casaglia, i rapporti spettrali medi della componente orizzontale calcolati tra il ricevitore in superficie e quello posto in profondità. Tale rapporto superficie/bedrock rappresenta il campo d'interferenza registrato in profondità e valutato rispetto a quanto osservato in superficie. Alla posizione del ricevitore in profondità, l'interferenza genera dei buchi spettrali molto evidenti (rappresentativi dei cosiddetti *ghost*) che nel rapporto tra i due ricevitori danno luogo ai picchi. Il pannello in basso mostra invece il rapporto spettrale calcolato per lo stesso modello tra il ricevitore posto alla superficie del sito e quello posto alla superficie del sito di riferimento virtuale in Classe A, cioè l'effettiva curva di amplificazione spettrale del sito, e costituisce pertanto uno dei principali risultati di questo studio. Si può notare come il sito abbia un livello di amplificazione tra 2 e 3 che si estende su tutta la banda 0.6-5Hz, con un picco a 0.8 Hz e un lobo più esteso centrato a circa 2.2 Hz.

Calcolo della risposta sismica spettrale. Come anticipato, una delle maggiori difficoltà da superare con l'approccio sperimentale è la mancanza di siti di riferimento su roccia (classe A). Questo è uno dei motivi per cui si è reso necessario l'uso di modelli numerici, i quali sono stati utilizzati per "trasferire" le registrazioni al sito di riferimento virtuale. Quest'operazione è stata effettuata facendo riferimento al sito di Casaglia, dove dai primi mesi del 2013 sono disponibili dati registrati da due stazioni poste rispettivamente in profondità (FERB) e superficie (OG010).

La Fig. 2 illustra lo schema secondo cui è stata definita la funzione di trasferimento che ha permesso di convertire le registrazioni effettuate dalla stazione FERB o dalla OG010 a registrazioni rappresentative del moto del suolo presso il sito di riferimento virtuale. La procedura per calcolare la funzione di trasferimento effettua i rapporti spettrali tra i rispettivi sismogrammi, ne considera lo spettro di ampiezza (per le due componenti orizzontali viene preso il massimo dei due valori), quindi i rapporti spettrali relativi a differenti eventi vengono mediati. La funzione utilizzata denominata **H1 è** una funzione a due tratti, ibrida sperimentale-sintetica. Il primo tratto, rapporto OG010/FERB, è interamente sperimentale, mentre il secondo è calcolato con le modellazioni numeriche. La funzione **H2** è invece una funzione a un tratto, interamente sintetica, e converte i sismogrammi del ricevitore in superficie del modello realistico in quelle corrispondenti al suolo in Classe A. H1, permette di utilizzare le registrazioni in pozzo di FERB come registrazioni di riferimento, mentre H2 permette invece di usare come riferimento le registrazioni di OG010. La stessa figura mostra altre configurazioni utilizzabili (funzioni H3-H5).

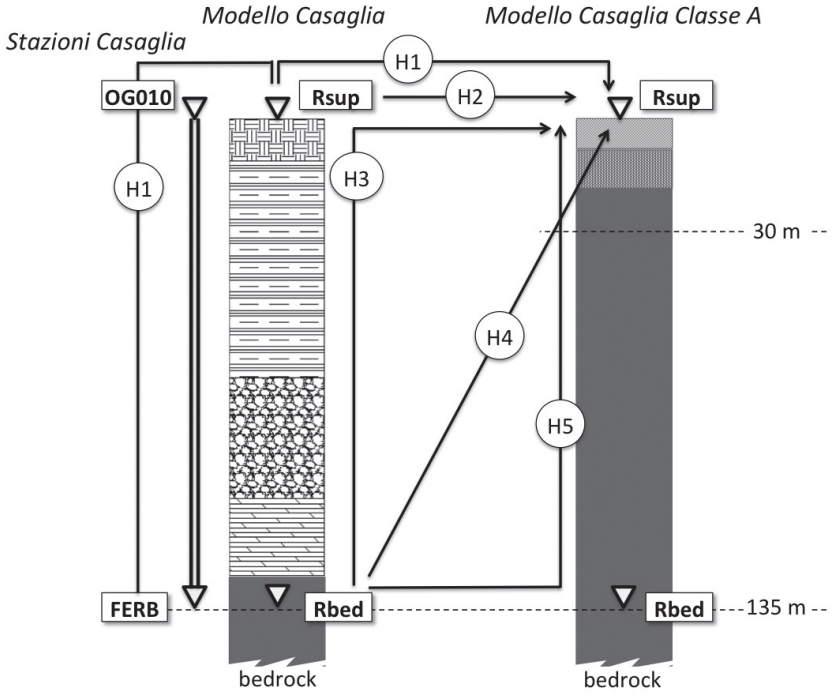


Fig. 2. – Schema di calcolo delle funzioni di trasferimento (H) verso il ricevitore in superficie rappresentativo del sito di riferimento virtuale. In figura sono rappresentati: il pozzo di Casaglia (linea doppia a sinistra) con le stazioni in pozzo (FERB) e in superficie (OG010); i due modelli numerici, rispettivamente "Modello Casaglia", che rappresenta la stratigrafia vera, e "Modello Casaglia Classe A", che simula il medesimo modello crostale ma con i 30 m superficiali rappresentativi di un solo classe A (roccia) per l'area appenninica emiliana; i ricevitori usati per il modelling rispettivamente nel bedrock e in superficie. Le funzioni di trasferimento che permettono di "trasferire" nel dominio spettrale le registrazioni da un ricevitore verso il sito di riferimento virtuale sono indicate con H#, dove # rappresenta un numero e corrisponde a un dato percorso.

Il calcolo dei rapporti spettrali da registrazioni di terremoti è il punto di partenza per definire le curve di amplificazione spettrale, gli spettri di risposta specifici per il sito e i fattori di amplificazione. Il metodo utilizzato in questo studio per il calcolo dei rapporti spettrali basato su procedure di inversione GIT (Andrews, 1986) che permettono l'utilizzo di registrazioni asincrone (ovvero di eventi diversi) e quindi l'utilizzo di un maggior numero di eventi. In questi ultimi anni, il metodo GIT è stato ulteriormente sviluppato con lo scopo di migliorare l'affidabilità dei rapporti spettrali (Laurenzano *et al.*, 2012). Operata la necessaria conversione delle registrazioni della stazione in pozzo FERB tramite la funzione di trasferimento H1, si è quindi applicato il GIT per il calcolo dei rapporti spettrali presso tutte le stazioni poste in superficie.

Spettri di risposta di sito e amplificazioni spettrali di risposta. Dopo aver stimato le amplificazioni spettrali di Fourier nel dominio delle frequenze, si procede con il calcolo degli spettri di risposta specifici di sito e dei fattori di amplificazione spettrale di risposta.

Questa fase si svolge seguendo la seguente procedura: 1) selezione dell'input sismico; 2) calcolo delle accelerazioni al sito attraverso convoluzione delle storie temporali con le amplificazioni spettrali specifiche di sito (GIT); 3) calcolo degli spettri di risposta; 4) calcolo dello spettro di risposta medio specifico di sito e dei fattori di amplificazione spettrale di risposta.

La selezione dell'input sismico, in accordo agli *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica* (Gruppo di Lavoro MS, 2008), consiste nel selezionare 5 registrazioni accelerometriche caratteristiche per l'area studio. Dalla convoluzione di ognuna delle serie temporali assunte come azione sismica con le amplificazioni spettrali calcolate con il GIT vengono ottenuti gli spettri di risposta e lo spettro di risposta medio specifico di sito.

Quindi, dagli spettri di risposta specifici di sito, si possono calcolare gli spettri lisciati. L'importanza degli spettri lisciati sta nel fatto che essi possono essere descritti in modo parametrico e possono essere confrontati direttamente con gli spettri di normativa. La procedura di lisciatura degli spettri di risposta medi adottata in questo studio è aderente a quanto riportato negli *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica* (Gruppo di Lavoro MS, 2008). Essa prevede, tra l'altro, che gli spettri di risposta di sito siano preventivamente sottoposti a uno *smoothing* in modo da ridurre eventuali irregolarità.

Le amplificazioni di risposta spettrale sono calcolate dal rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione specifici di sito e lo spettro di risposta medio relativo all'azione sismica utilizzata

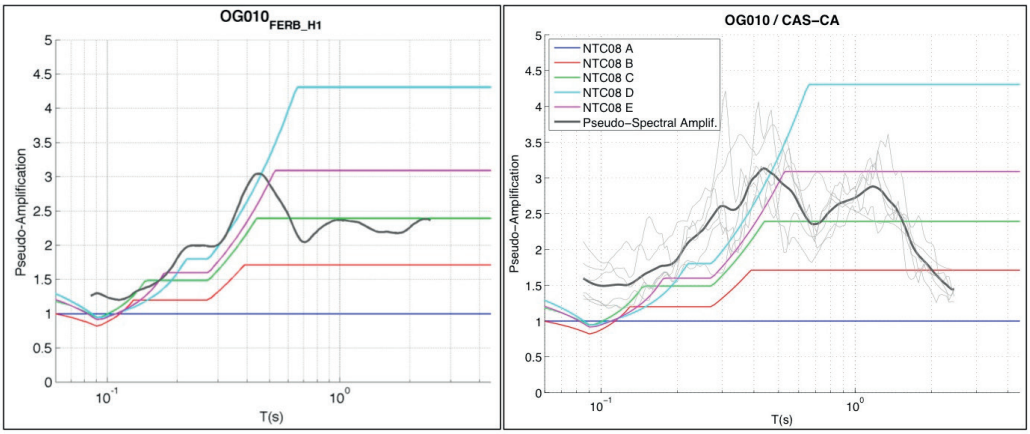


Fig. 3 – Amplificazione di risposta spettrale (linea grigia) stimata per il sito di Casaglia, stazione OG010, con il metodo GIT da registrazioni di terremoti (a sinistra) e con le modellazioni numeriche (a destra). Le curve colorate mostrano le amplificazioni dedotte dagli spettri di normativa per le varie classi di suolo. Le curve grigie in background mostrano le amplificazioni stimate per i singoli eventi modellati.

in input. Queste sono, a nostro parere, le quantità più importanti per la valutazione della risposta sismica locale. Infatti, queste amplificazioni possono essere confrontate direttamente con le amplificazioni dedotte dagli spettri di normativa per le differenti classi di suolo.

La Fig. 3, a sinistra mostra, come esempio, le amplificazioni di risposta spettrale stimate per il sito di Casaglia. L'amplificazione è consistente con quella di un suolo di classe C, tuttavia si riconosce un moderato picco di amplificazione a periodo 0.45 s (2.2 Hz) che raggiunge un fattore 3. È interessante confrontare le curve di amplificazione spettrale stimate attraverso le due diverse strade seguite in questo studio, ovvero l'approccio basato sull'uso di registrazioni di terremoti (metodo GIT) e quello basato sulla pura modellazione numerica. Questo secondo caso è mostrato in Fig. 3, a destra. Ricordiamo che la differenza tra i due approcci sta non solo nel come sono state calcolate le curve di amplificazione di Fourier ma anche nei sismogrammi usati come input. Nel primo caso questi sono costituiti da vere registrazioni la cui media definisce l'azione sismica di riferimento; nel secondo caso si sono considerati un insieme di sismogrammi sintetici che riproducono alcuni eventi effettivamente avvenuti, ma che non rappresentano nel loro complesso un livello di input sismico necessariamente consistente con il livello di pericolosità sismica atteso per l'area. Confrontando le due figure si riconosce che le stime ottenute su base numerica predicono un'amplificazione maggiore ai lunghi periodi. Per il resto le curve sono molto coerenti tra loro. Nell'immediato sono in fase di revisione alcuni aspetti dello studio tra i quali un ulteriore controllo di qualità dei dati sperimentali e un ulteriore aggiornamento del modello strutturale utilizzato per Casaglia al fine di ridurre le discrepanze osservate in alcuni casi.

Un commento generale è che le stime effettuate in questo studio sia per via sperimentale sia per via teorica non tengono in considerazione fenomeni dissipativi/isteretici del suolo. Rispetto a quanto è lecito attendersi per moti forti del suolo, queste curve tendono a sovrastimare l'amplificazione nella banda dei periodi corti (orientativamente minori di 1 s) e sottostimare quella nei periodi lunghi (maggiori di 1 s).

Conclusioni. Sono stati presentati i risultati ottenuti nell'ambito dello studio geofisico-sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito di alcune località della Regione Emilia Romagna colpite dalla sequenza sismica del maggio 2012, per finalità di microzonazione sismica. La risposta sismica di sito è stata stimata attraverso l'integrazione di modelli teorici risolti numericamente e di dati sperimentali di terremoti registrati da un insieme di stazioni sismiche. Lo studio ha costruito e risolto i modelli locali per i siti di Mirandola e Casaglia e ha introdotto un modello rappresentativo di un sito di riferimento virtuale in classe A per l'area emiliana.

Per calcolare la risposta di sito sono state usate registrazioni di terremoti registrati da un insieme di stazioni installate nell'area. Attraverso coppie di registrazioni superficie/pozzo disponibili per il sito di Casaglia, è stata costruita la funzione interferometrica sperimentale per il sensore in profondità. Dall'altra parte, con le modellazioni numeriche sono state calcolate l'amplificazione spettrale per i due siti di Casaglia e di Mirandola e le funzioni di trasferimento tra ricevitori in profondità e in superficie (funzioni interferometriche) e ricevitori in superficie tra i siti studiati e il sito virtuale in classe A. Sono state poi calcolate le funzioni di trasferimento che permettono di convertire le registrazioni su suolo in registrazioni su sito di riferimento virtuale con suolo in classe A, sono state calcolate le risposte di sito dalle registrazioni di terremoti con il metodo GIT, gli spettri di risposta specifici di sito e le curve di amplificazione spettrale di risposta, elementi questi ultimi di diretto utilizzo per la microzonazione sismica.

La peculiarità di questo studio sta nel fatto che esso combina l'utilizzo di dati sperimentali con modelli numerici, non solo per estendere e generalizzare il più possibile la portata dei risultati, ma anche per operare un controllo incrociato tra dati sperimentali e speculazioni teoriche in alcuni passaggi chiave.

Ringraziamenti. Lo studio sismologico è stato finanziato con i fondi dell'Ordinanza n. 70/2012 del Commissario delegato ai sensi dell'art. 1, comma 2, D.L.N.74/2012 nell'ambito dello Studio per la microzonazione di alcuni comuni della regione Emilia-Romagna, con contratto di cui alla Determinazione n. 3291 del 04/04/2013.

Bibliografia

Andrews, D. J.; 1986. *Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different sizes*, in Earthquake Source Mechanics, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholz (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-267.

Gruppo di Lavoro MS; 2008. *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-ROM.

Gruppo di lavoro MS Emilia 2012. *Microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto della Pianura Emiliana del 2012 (Ord. 70/2012).* Questo volume.

Herrmann, R. B., and Wang, C. Y.; 1985. *A comparison of synthetic seismograms*. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 41-56.

Herrmann, R. B.; 1996a. *Computers program in seismology. An overview of synthetic seismogram computation*. Dep. of Earth and Atmospheric Sciences; Saint Louis University. Version 3.0 edition.

Herrmann, R. B.; 1996b. *Computers program in seismology.* Volume VI: wavenumber integration. Dep. of Earth and Atmospheric Sciences; Saint Louis University. Version 3.0 edition.

Laurenzano, G., E. Priolo, e Klin, P.; 2012. *Codice MatLab® per il calcolo della risposta sismica di sito con il metodo dell'inversione generalizzata (GIT).* In: M. Mucciarelli (Ed.), Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Simica Studi teorici ed applicazioni professionali. Aracne Ed., 61-72.

Malagnini L., Herrmann R. B., Munafò I., Buttinelli M., Anselmi M., Akinci A. and, Boschi E.; 2012. *The 2012 Ferrara seismic sequence: Regional crustal structure, earthquake sources, and seismic hazard*. Geophys. Res. Lett., 39 (19) L19302, doi:10.1029/2012GL053214.

Moretti *et al.*; 2012. *Rapid-response to the earthquake emergency of May 2012 in the Po Plain, Northern Italy.* Annals of Geophysics, 55 (4); doi:10.4401/ag-6152.

Priolo E., M. Romanelli, C. Barnaba, M. Mucciarelli, G. Laurenzano, L. Dall'Olio, N. Abu-Zeid, R. Caputo, G. Santarato, L. Vignola, C. Lizza and P. Di Bartolomeo; 2012. *The Ferrara Thrust Earthquakes of May-June 2012 – Preliminary Site Response Analysis at the Sites of the OGS Temporary Network*. Annals of Geophysics, 55 (4), 7 pp. DOI: 10.4401/ag-6172.

DOVE L'H/V NON ERA MAI GIUNTO PRIMA: IL CASO DI MASSA

E. Lunedei, E. Paolucci, I. Milani, S. Pagliaccia, D. Albarello, P.L. Fantozzi, P. Pieruccini
Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studi di Siena, Italia

Introduzione. La tecnica dei rapporti spettrali H/V (o tecnica H/V o tecnica HVSR) del campo delle vibrazioni ambientali rappresenta uno strumento importante per la determinazione speditiva delle proprietà meccaniche del sottosuolo e trova ampio utilizzo negli studî di microzonazione sismica (*e.g.*, Gruppo di Lavoro MS, 2008; Gruppo di Lavoro MS-AQ, 2010). Essa consiste nell'esecuzione di misure a stazione singola, con sismometri tridirezionali ad alta sensibilità (tromografi), nell'ottenere le ampiezze spettrali delle tre acquisizioni (una per ogni direzione spaziale) e, opportunamente combinate le componenti orizzontali (Lunedei e Albarello, 2012; Albarello e Lunedei, 2013), nel determinare la curva *HV(f)*, che esprime l'andamento con la frequenza del rapporto spettrale H/V, fra le componenti orizzontale e verticale del moto del suolo prodotto del campo delle vibrazioni ambientali. Come ormai ampiamente noto, l'informazione principale fornita dalla tecnica H/V è la posizione in frequenza, f_0, del picco principale della curva *H/V(f)*, accettato quale stima della frequenza di risonanza propria, f_r, del terreno indagato (*e.g.*, Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006). La frequenza corrispondente a tale massimo fornisce indicazioni di massima sulla profondità h_0 del principale contrasto d'impedenza sismica, valendo invero, in prima approssimazione, la relazione

$$h_0 \cong \frac{\langle V_S \rangle}{4 f_r} \cong \frac{\langle V_S \rangle}{4 f_0}$$

dove (V_S) è la velocità media delle onde S dalla superficie fino alla profondità h_0 (*e.g.*, Ibs Von Seht e Wohlemberg, 1999). Eventuali picchi secondarî della curva *HV(f)* possono fornire ulteriori informazioni sulla presenza e localizzazione di altri contrasti d'impedenza nel sottosuolo indagato.

Ricorrendo ad ipotesi semplificatrici sull'andamento del profilo di velocità, è possibile definire abachi che consentono una stima di massima di h_0, data la frequenza di picco f_0 (*e.g.*, Albarello *et al.*, 2011; Albarello e Castellaro, 2012). Tuttavia, stime più accurate del profilo stratigrafico delle proprietà meccaniche del sottosuolo, od anche solo della batimetria del principale contrasto d'impedenza sismica, richiedono valutazioni, almeno approssimative, dei valori di velocità delle onde S nel sottosuolo, per il quale scopo è necessario accompagnare le misure stazione singola con altre misure sismiche, in foro (*down-hole* o *cross-hole*) o di superficie (sismica a rifrazione in SH, MASW, antenne sismiche passive, ecc.).

Una procedura volta a questo scopo e già ben sperimentata (*e.g.*, Albarello *et al.*, 2011; Pileggi *et al.*, 2011) è quella d'utilizzare algoritmi d'inversione congiunta della curva *HV(f)* e della curva di dispersione delle onde di Rayleigh, ricavata da misure sismiche passive realizzate con antenna, inversione che, se opportunamente realizzata, può anche giovarsi dei vincoli forniti da altre informazioni *a priori*. Laddove non si disponga d'una curva di dispersione, la curva *HV(f)* può anche essere invertita da sola, utilizzando come vincolo i dati forniti da altre indagini, quali misure in foro o rilevamenti geologici (*e.g.*, Castellaro e Mulargia, 2009). L'ampia e dettagliata copertura dell'area indagata, assicurata dalle indagini con la tecnica H/V, permette, di norma, l'estensione del profilo stratigrafico così ottenuto nei pochi punti ove la curva di dispersione è disponibile, o si è comunque potuta realizzare un'inversione affidabile, a tutta l'area oggetto di studio. Questa strategia d'indagine, caratterizzata da rapidità esecutiva e bassi costi per unità di volume di sottosuolo esplorato, si rivela molto utile per indagini di tipo estensivo quali quelle necessarie alla costruzione di carte di microzonanzione sismica (*e.g.*, Gruppo di Lavoro MS-AQ, 2010).

Il tentativo di applicare questo protocollo, ormai consolidato, alla microzonazione sismica di primo livello del Comune di Massa, secondo gli Indirizzi e Criteri della Microzonazione Sismica (ICMS, Gruppo di Lavoro MS, 2008) e ralativi aggiornamenti, si è infranto contro un ostacolo nuovo ed inaspettato, che ha portato a sperimentare l'uso della tecnica H/V ben oltre i limiti precedentemente stabiliti, imponendo la ricerca d'una nuova via per l'interpretazione e l'uso delle curve *HV(f)* e mostrandone così l'estrema versatilità, anche in condizioni "estreme".

Natura del problema. Il risultato tipico della misura H/V eseguita nel Comune di Massa nei giorni infrasettimanali (da lunedì a venerdì) è mostrato sul lato sinistro di Fig. 1: in quasi ogni curva *HV(f)* e, soprattutto, negli spettri delle sue singole componenti relative alle tre direzioni spaziali (due orizzontali e la verticale), emerge prepotentemente la presenza d'un fortissimo disturbo di tipo industriale, interessante pressoché tutta la banda di frequenze compresa tra 1 e 20 Hz. Disturbi di tipo industriale non costituiscono certamente una novità per le acquisizioni

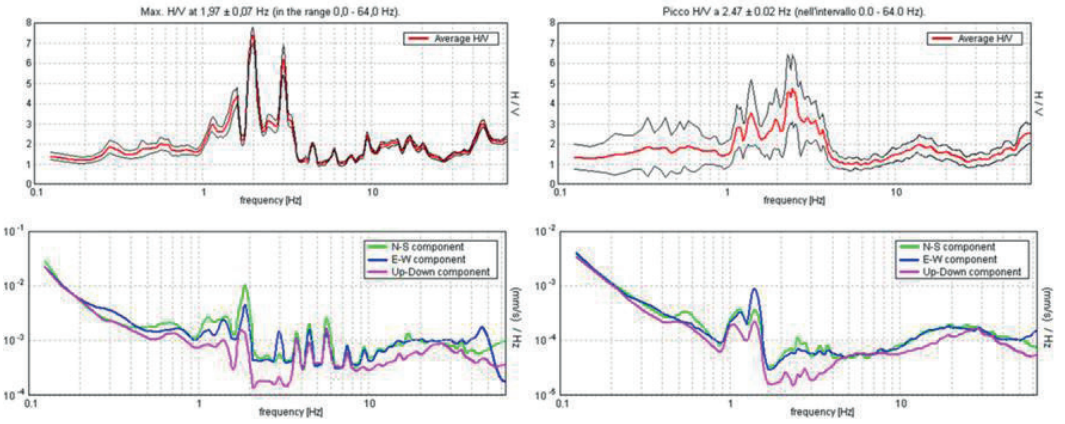


Fig. 1 – Curva *HVSR* (in alto) e spettri delle tre componenti del moto (in basso) relativi alle misure realizzate in un medesimo luogo in un giorno infrasettimanale (a sinistra) e nella fine settimana (a destra).

di simica passiva, essendo invero contemplati sia nel progetto SESAME (2004), sia nella classificazione delle misure di sismica passiva a seguito delle attività svolte nell'area aquilana in fase post-sismica (Gruppo di Lavoro MS-AQ, 2010; Albarello e Castellaro, 2011), per la quale costituiscono uno dei criteri di valutazione delle misure. Sono però eventi occasionali, dovuti ad accidenti localmente limitati nello spazio e/o nel tempo: si tratta cioè di anomalie affliggenti alcune misure che, se gravemente compromesse, possono essere scartate, senza pregiudizio per lo studio dell'area indagata. La peculiarità di Massa è la natura persistente ed intensa di tale disturbo sulla quasi totalità del territorio comunale, fenomeno nuovo la cui genesi è stata rapidamente individuata con un'attenta indagine: il disturbo origina dall'attività

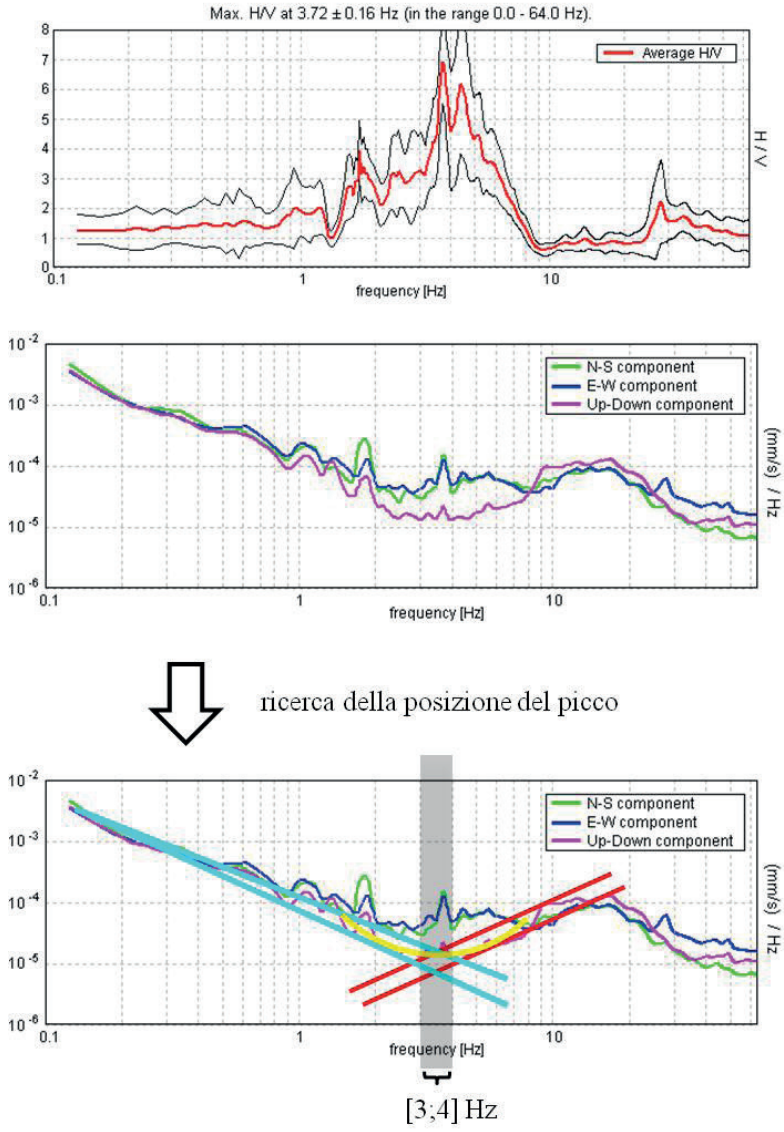


Fig. 2 – Esempio dell'applicazione del metodo di determinazione dell'intervallo entro cui si confida ricada la frequenza del picco principale della curva *HV(f)*: in celeste e rosso sono indicati gli andamenti ipotizzati dell'ampiezza spettrale verticale a sinistra ed a destra della zona in cui si ritiene venga raggiunto il minimo; in giallo è tracciato un arco di circonferenza che si valuta approssimare l'andamento di tale ampiezza attorno al suo minimo; l'ombreggiatura evidenzia l'intervallo stimato in cui si confida ricada il picco.

delle numerose segherie di marmo, localizzate principalmente nella zona industriale della città di Massa e lungo il fiume Frigido, che l'attraversa, i cui effetti si estendono anche a grandi distanze dagli impianti.

Alla luce di ciò, il primo tentativo di porre un argine a questo grave problema è consistito nell'eseguire le acquisizioni durante la fine settimana (sabato e domenica), quando l'attività industriale è ridotta, non venendo comunque mai a cessare completamente. I risultati, un esempio tipico dei quali è mostrato nella parte destra di Fig. 1, sono certamente migliori, restringendosi la banda di frequenze disturbata approssimativamente all'intervallo compreso fra 1 e 4 Hz. Il miglioramento, che conforta l'attribuzione dell'origine del disturbo alle segherie industriali, non è comunque tale da permettere una corretta analisi ed interpretazione delle misure, in particolare in considerazione del fatto che l'andamento disturbato degli spettri delle singole componenti suggerisce che il valore di frequenza di risonanza principale cada, sovente, proprio nella banda più disturbata.

Conseguenza diretta delle caratteristiche del disturbo industriale è che tutte le curve *HV(f)* generate dalle misure a stazione singola svolte a Massa sono da collocarsi nella classe C (misura inutilizzabile) della classificazione proposta da Albarello e Castellaro (2011); nessun senso ha, in questo quadro, l'attribuzione del tipo I o II (presenza od assenza di picco chiaro).

Nuovo metodo *ad hoc* per l'interpretazione delle curve *HV(f)*. Avendo verificato l'impossibilità di ottenere misure di buona qualità, s'è imposto il problema di come condurre lo studio di microzonazione simica di primo livello del Comune di Massa. Le informazioni disponibili suggerivano la presenza d'un possibile substrato sismico a profondità superiori a 100 m, quindi non raggiungibili con eventuali sondaggi a basso costo o tecniche d'esplorazione a bassa profondità (rifrazione e MASW), sole ammissibili nell'ambito del bilancio previsto per questo studio. L'unica strada alternativa alla rinuncia era dunque quella di cercare d'estrarre comunque elementi informativi dalle misure svolte, procedendo ad uno studio dettagliato delle curve spettrali ottenute dall'analisi delle loro acquisizioni, volto a cercare, sia pur con grande approssimazione, informazioni sull'esistenza di contrasti d'impedenza nel sottosuolo. Lasciando ogni speranza di conoscenza sull'effettiva forma della curva *HV(f)* ed, in particolare, sulla sua ampiezza, l'analisi è stata rivolta all'identificazione d'intervalli di frequenza nei quali vi fossero motivi ragionevolmente fondati di ritenere confinato il valore della frequenza corrispondente al picco principale di tal curva. Questa ricerca è consistita nell'esame visivo dell'andamento delle ampiezze spettrali medie delle componenti orizzontali e verticale del moto del suolo d'ogni misura, con lo scopo d'individuare la possibile localizzazione del minimo di quest'ultima in corrispondenza alla separazione fra essa e le componenti orizzontali: tale informazione consente di dedurre, con ragionevole confidenza, la formazione, al netto del disturbo, della struttura ad "occhio", tipica dei picchi chiari della curva *HV(f)*. Si tratta chiaramente di una procedura poco ortodossa e tutt'altro che priva d'elementi di soggettività, essendo invero essenzialmente basata su un "parere esperto", e dunque esposta a possibili critiche ed aperta ad interpretazioni alternative, ma, comunque, strutturata secondo canoni tali da consentire un utilizzo ragionevole e proficuo delle curve *HV(f)* disponibili: in Fig. 2, è schematizzato un esempio di applicazione. Individuato il dominio di frequenze dove sembra risiedere il minimo dell'ampiezza spettrale relativa alla componente verticale (curva magenta), si deduce la pendenza ipotizzabile a sinistra e destra di tale minimo, approssimativamente indicata dalle rette celesti e rosse (rispettivamente): queste rette s'interescano, delimitando un intervallo di frequenze (ombreggiato in figura), che verosimilmente ospita il minimo della curva. Questo è l'intervallo che si assume come stima della frequenza f_0. L'arco giallo in figura schematizza l'andamento approssimativo ipotizzato per l'ampiezza spettrale verticale. Va sottolineato che la presenza del picco della curva *HV(f)* proprio in coincidenza od in prossimità della banda di frequenze maggiormente disturbata può difficilmente essere attribuita ad un caso fortuito: essendo il disturbo causato da molte sorgenti distribuite, è assai logico ritenere ch'esso stesso subisca un effetto d'amplificazione, venendo così esaltato proprio in corrispondenza della

frequenza di risonanza del terreno, f_r, di cui f_0 è stima. Ciò costituisce un aggancio del metodo interpretativo con la fisica del fenomeno e ne è dunque sostegno, insieme alle rare curve *HV(f)* così moderatamente affette dal disturbo industriale da essere sufficientemente leggibili. Altro elemento che concorre a sostenere la ragionevolezza del metodo è che esso si basa in modo preponderante sull'analisi dello spettro della componente verticale del moto, che si palesa, in generale, affetta in modo meno marcato delle altre dal disturbo industriale, osservazione che può trovare giustificazione nel fatto che le parti mobili degli impianti di trattamento del marmo (seghe a bilanciere) agiscono essenzialmente sul piano orizzontale.

Per sintetizzare i risultati di questo studio, s'è ritenuto opportuno, ferma l'appartenenza di tutte le misure alla classe C, introdurre una nuova classificazione delle misure stesse, in funzione della loro maggiore o minore leggibilità. Anch'essa, come la classificazione di Albarello e Castellaro (2011), è costituita da tre livelli: α (accettabile), β (indicativa), γ (rigettata).

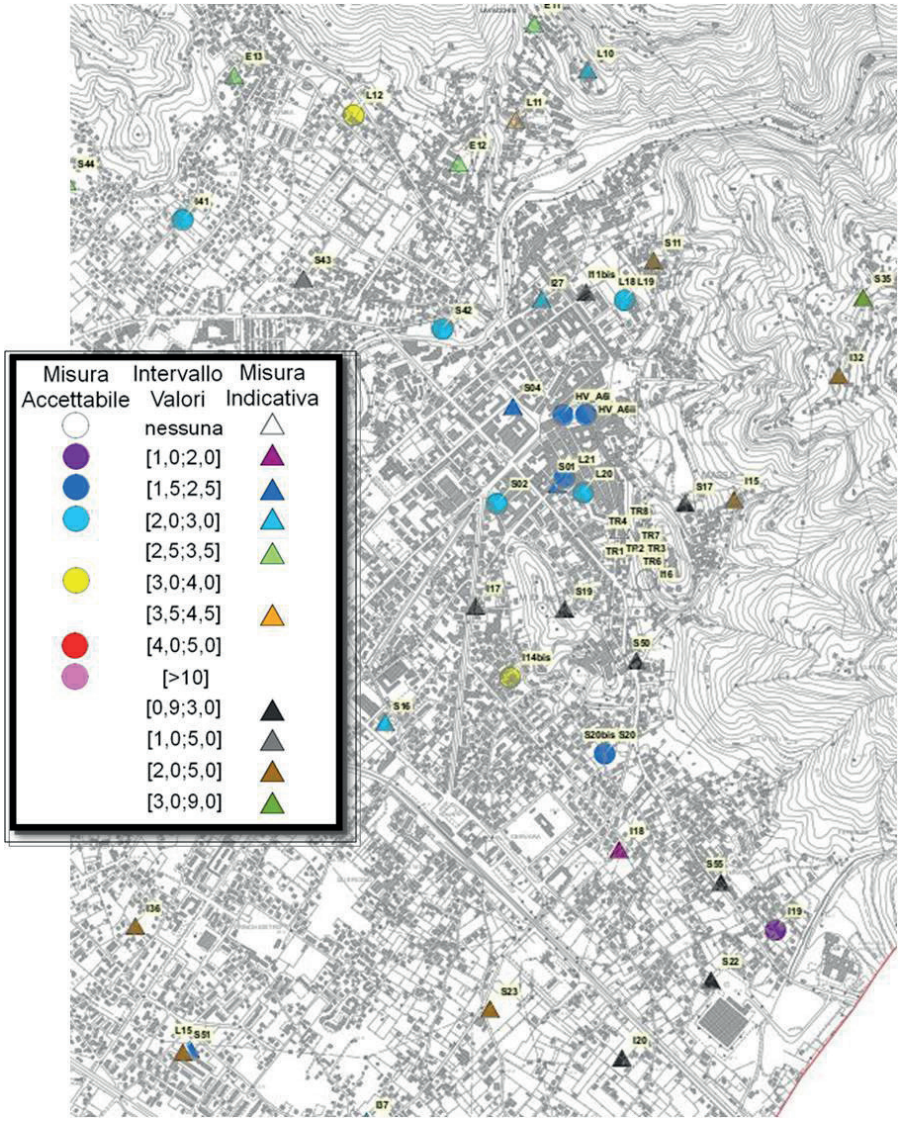


Fig. 3 – Estratto della Carta delle Frequenze Naturali del Terreno, con la relativa legenda specifica.

Sono di *livello α* le misure, le cui curve *HV(f)* non presentano deriva a basse frequenze, per le quali l'ispezione visuale delle ampiezze spettrali consente l'identificazione di un intervallo di frequenze di larghezza pari ad 1 Hz all'interno del quale si possa ragionevolmente confidare che sia contenuta la frequenza, f_0, corrispondente al picco principale della curva *HV(f)*; parimenti, sono di tale livello le misure per le quali l'ispezione visuale delle ampiezze spettrali consente di stabilire, con ragionevole confidenza, l'assenza di picchi e quindi la piattezza della curva *HV(f)*.

Sono di *livello β* le misure, le cui curve *HV(f)* non presentano deriva a basse frequenze, per le quali l'ispezione visuale delle ampiezze spettrali, pur suggerendo la presenza d'un picco, lo identifica in modo più labile, sia nel senso di lasciare spazio a dubbi sulla sua esistenza, sia in quello di doverlo confinare in un intervallo la cui larghezza sia superiore ad 1 Hz; parimenti, sono di tale livello le misure per le quali l'ispezione visuale delle ampiezze spettrali suggerisce, pur lasciando spazio a dubbi, l'assenza di picchi e quindi la piattezza della curva *HV(f)*.

Sono, infine, di *livello γ* le misure le cui curve *HV(f)* presentano deriva a basse frequenze oppure le cui ampiezze spettrali siano così disturbate o comunque caratterizzate da andamenti difficilmente intelligibili, da non poter trovar posto in alcuno dei due precedenti livelli.

Le misure di livello α vengono quindi assunte come "riferimenti": si stabilisce che il picco di risonanza principale del terreno nel sito di misura, f_r, sia localizzato nell'intervallo di frequenze individuato. Le misure di livello β forniscono tale indicazione con un grado d'incertezza maggiore ed hanno principalmente lo scopo di confermare ed estendere spazialmente le frequenze determinate dalle misure α. Le misure di livello γ sono, invece, scartate.

Delle 168 misure disponibili, tutte, come detto, di classe C, 42 (cioè solo il 25%) sono risultate di livello α, 64 (il 38%) di livello β e 62 (ben il 37%) di livello γ. La Tab. 1 mostra un estratto dei risultati così ottenuti: ad ogni misura è associato il livello e, se questo è α o β, l'intervallo in cui è stimata ricadere f_0. Le stime delle frequenze di risonanza del terreno, f_r, non sono quindi ottenibili, in questo contesto, come valori puntuali, bensì sono date da tali intervalli.

Conseguentemente, la mappa delle frequenze naturali del terreno è qui data come mappa dei possibili intervalli delle frequenze di risonanza, un estratto della quale è mostrato in Fig. 3. I punti corrispondenti alle misure di livello α sono contrassegnati da un colore che rappresenta l'intervallo di 1 Hz in cui si stima ricadere f_r. In modo analogo, sono marcati i punti corrispondenti alle misure di livello β il cui intervallo ha ampiezza di 1 Hz, mentre i punti corrispondenti alle restanti misure di questo livello di qualità sono contrassegnati con colori rappresentanti intervalli cumulativi di frequenza. I due livelli sono distinti da simboli diversi, come indicato nella legenda mostrata in Fig. 3. Com'è ovvio, vi sono sovrapposizioni fra gli intervalli relativi alle possibili frequenze di risonanza.

Tab. 1 – Estratto della tabella delle misure *H/V* con il relativo livello e l'intervallo in cui è stimata ricadere la frequenza del picco principale *(f0)*; con "piatta" s'intende una misura priva di picco.

misura	livello	f_0 (Hz)	misura	livello	f_0 (Hz)	misura	livello	f_0 (Hz)
E12	α	[2,5;3,5]	I15	β	[2;4]	I13	γ	
S54	α	piatta	HV_A3	β	[1,5;5]	I14	γ	
HV_A1	α	[1,5;2,5]	S16	β	[2;3]	I21	γ	

Curve di dispersione. Le informazioni sulle velocità delle onde S fornite da alcune prove in foro di tipo *down-hole* sono state integrate da curve di dispersione effettive delle onde di Rayleigh ottenute dall'analisi, col metodo ESAC (Okada, 2003), delle acquisizioni eseguite con 6 antenne sismiche costituite da geofoni verticali. Queste indagini sono state localizzate

in modo da caratterizzare, in termini di velocità delle onde di taglio, sia le principali unità lito-stratigrafiche presenti nell'area di studio (soprattutto le unità di copertura), sia le zone totalmente prive di altre indagini di tipo geofisico.

Le curve di dispersione si sono dimostrate quasi immuni dal disturbo industriale che si presenta solo in una di queste alle più basse frequenze. La quasi assenza di disturbo è imputabile alla diversa banda di frequenza caratterizzante questo tipo di curva (rispetto a quella della curva *HV(f)*), al diverso metodo d'analisi del segnale (volto a riconoscere essenzialmente i rapporti di fase delle onde, senza riferimento ai valori di ampiezza) ed alla minore intensità del disturbo industriale nella componente verticale.

Nuovo metodo ad hoc per l'utilizzo delle curve HV(f) nella definizione del profilo di velocità delle onde S. Come accennato nell'introduzione, un'efficace strategia per definire i profili di velocità delle onde S nei diversi punti di misura e per tracciare l'andamento della superficie risonante è quella di procedere all'inversione congiunta delle curve *HV(f)* e delle curve di dispersione. Tuttavia, la pessima qualità delle curve *HV(f)* disponibili nel Comune di Massa preclude la percorribilità di questa via, confinando l'applicabilità della procedura d'inversione alle sole curve di dispersione. Essendo il protocollo d'inversione di cui ci si vale basato sugli algoritmi genetici (*e.g.*, Picozzi e Albarello, 2007; Pileggi *et al*., 2011; Albarello *et al*., 2011), è necessario stabilire *ex ante* uno spazio di ricerca delle soluzioni, in forma di limiti sulle caratteristiche meccaniche degli strati del profilo di sottosuolo da ricercare (spessore, velocità delle onde P ed S, densità, fattori d'attenuazione). A tal fine, si sono utilizzate le informazioni disponibili, in particolare quelle fornite dal rilievo geologico-geomorfologico e da alcune prove in foro di tipo *down-hole*, corredate dai profili stratigrafici, le quali hanno così limitato la grande variabilità della soluzione, tipica dell'inversione della sola curva di dispersione.

Successivamente, i profili stratigrafici così ottenuti sono stati modificati manualmente, affinché le curve *HV(f)* sintetiche da essi generate (Lunedei e Albarello, 2009) mostrassero un massimo principale che ricadesse nell'intervallo stimato di f_0 della più prossima misura a stazione singola almeno di livello β. In particolare, si sono determinati i profili stratigrafici "limite", che generano picchi della curva *HV(f)* corrispondenti agli estremi del suddetto intervallo di frequenze, e che si differenziano essenzialmente per il diverso spessore delle coperture; l'operazione di adattamento ha talvolta provocato una perdita nella qualità della riproduzione della curva di dispersione. I profili sismo-stratigrafici così ottenuti consentono di determinare limiti approssimativi di variazione della profondità del substrato geologico.

Un ulteriore problema s'è affacciato in questa fase: mentre la velocità delle onde S caratterizzante tale substrato è concordemente stabilita da tutte le indagini non inferiore (e quasi sempre ben superiore) a 1000 m/s, quella di parte delle coperture ammette, tenendo conto anche delle indagini in foro, un'ampia variabilità di stime, tanto al di sopra quanto al di sotto di 800 m/s. Ne consegue che il substrato sismico può coincidere o no con quello geologico e, nel secondo caso, l'interfaccia che lo separa dalle coperture si trova al di sopra della quota batimetrica del secondo. Tuttavia, nel quadro di drastiche approssimazioni qui considerate questo potenziale problema è stato totalmente assorbito dall'incertezza sulla localizzazione del substrato geologico stesso, cosicché l'effettiva attribuzione della velocità delle onde S nelle coperture più profonde, presumibilmente anche spazialmente eterogenea, ha perso d'interesse ai fini della determinazione delle proprietà sismiche del territorio. Si è quindi supposto che il contrasto d'impedenza rilevante si collochi comunque all'interfaccia fra il substrato geologico e le coperture.

Palesemente, la condizione delle curve *HV(f)* non consente di determinare in modo univoco tale profondità, lasciando spazio alla sola possibilità di stimare un intervallo di valori, rispecchiante gl'intervalli di frequenza stimati. Per assegnare a ciascuno di questi ultimi, indi ad ogni punto soggetto ad una misura a stazione singola di livello α o β, detto intervallo di profondità della superficie risonante, si è proceduto ad estrapolare, dalle informazioni ottenute,

una funzione capace di descrivere l'andamento approssimato delle velocità delle onde S delle coperture con la profondità. In particolare, è stato scelto una andamento a legge di potenza (Albarello *et al.*, 2011):

$$V_S(z) = V_0 \cdot (1+z)^x,$$

dove $V_S(z)$ è la velocità delle onde S alla profondità $z \geq 0$, V_0 è tal valore in superficie ed $x \in]0;1[$. La velocità media delle onde S dalla superficie alla generica profondità $z>0$ si ottiene facilmente:

$$\langle V_S \rangle(z) = \frac{V_0 \cdot (1-x) \cdot z}{(1+z)^{1-x} - 1}.$$

I parametri V_0 ed x si determinano confrontando quest'ultima relazione con l'andamento delle velocità medie ottenute sperimentalmente. A tale scopo, la superficie della città di Massa è stata ripartita in 4 zone, caratterizzate da una certa omogeneità, in ciascuna delle quali sono stati determinati i valori di questi parametri che meglio riescono ad approssimare gli andamenti della velocità media delle onde S generati sia dai profili ottenuti dalle inversioni delle curve di dispersione che da quelli forniti delle indagini in foro di tipo *down-hole* disponibili, ricadenti all'interno della zona medesima. Per il parametro V_0, si sono ottenuti valori compresi fra 105 e 230 m/s, mentre l'esponente x è risultato variare fra 0,25 e 0,45.

Noti i parametri della legge a potenza e data la frequenza di risonanza del terreno, f_r, la profondità dell'interfaccia risonante può essere determinata valendosi della relazione approssimata (Ibs Von Seht e Wohlemberg, 1999):

$$h = \left[\frac{V_0 \cdot (1-x)}{4 f_r} + 1 \right]^{\frac{1}{1-x}} - 1.$$

Sostituendo f_r con la sua stima f_0, questa formula permette di stimare la profondità dell'interfaccia risonante. Come poc'anzi detto, le difficoltà d'interpretazione delle misure a stazione singola precludono la possibilità d'identificare un unico valore di h, consentendo solo di stimare un intervallo, di limiti h_{min} ed h_{max} (funzioni dei corrispondenti valori estremi di f_0), dove si può ragionevolmente ritenere essere confinato il valore effettivo. Applicando dunque, a tutte le misure di livello α o β d'ognuna delle quattro zone, la suddetta formula, si sono ottenuti i valori minimo e massimo di profondità dell'interfaccia risonante, un estratto dei quali è elencato in Tab. 2. Con tali valori sono state ricostruite le batimetrie estreme, all'interno delle quali si confida giaccia la vera batimetria del substrato risonante, identificato, come precedentemente discusso, con il tetto del substrato geologico.

Tab. 2 – Estratto della tabella contenete le stime dei valori minimo (arrotondato al decametro inferiore) e massimo (arrotondato al decametro superiore) della profondità dell'interfaccia risonante, in corrispondenza delle misure a stazione singola di livello α e β ricadenti nella città di Massa; alle misure piatte è stato ovviamente attribuito valore nullo ad entrambe le stime.

misura	livello	h-min (m)	h-max (m)	misura	livello	h-min (m)	h-max (m)
E12	α	20	40	I15	β	10	60
S54	α	0	0	HV_A3	β	10	80
HV_A1	α	30	80	S16	β	40	80

Conclusioni. Il disturbo industriale, intenso e quasi ubiquo, affliggente le misure con tecnica H/V nel Comune di Massa ha imposto la definizione di un approccio specificamente sviluppato per l'elaborazione delle acquisizioni e per l'interpretazione delle misure. L'impossibilità di ottenere altre informazioni (almeno nell'ambito dei limite economici imposti al progetto) ha reso necessario sfruttare comunque le misure sismiche passive, consentendo ciò la costruzione di un quadro informativo di livello quasi comparabile a quello d'una ordinaria microzonazione di primo livello, seppure affetto da incertezze maggiori. L'esistenza e l'entità di fenomeni di risonanza è stata evidenziata e la profondità del substrato sismico è stata stimata, fornendo valori che potranno rivelarsi utili anche per progettare eventuali ulteriori indagini. Per quanto eterodossa e dunque esposta a possibili critiche, la procedura esposta si è rivelata la sola possibile per il sito in esame ed ha senz'altro mostrato la versatilità e le grandi potenzialità offerte dalla tecnica H/V e della sismica passiva in generale.

Bibliografia

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzzilli L.M.; 2011: *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **52**, 3, 513-538, doi:10.4430/bgta0013.

Albarello D., Castellaro S.; 2011: *Tecniche sismiche passive*. Ingegneria Sismica, anno XXVII, 2 (Suppl.), 32-63.

Albarello D., Lunedei E.; 2013: *Combining horizontal ambient vibration components for H/V spectral ratio estimates*. Geophys. J. Int., **194**, 936-951, doi:10.1093/gji/ggt130.

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J., Fäh D.; 2006: *H/V ratio: a tool for site effects evaluations. Results from 1D noise simulations*. Geophys. J. Int., **167**, 827-837.

Castellaro S., Maulrgia F.; 2009: *V_{S30} estimates using constrained H/V measurements*. Bull. Seism. Soc. Am., **99**(2A), 761-773, doi:10.1785/0120080179.

Gruppo di Lavoro MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome Abruzzo - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 volumi e dvd.

Gruppo di Lavoro MS-AQ; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo - Dipartimento della Protezione Civile, 3 volumi e dvd, disponibile all'indirizzo http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB25330.

Ibs Von Seht M., Wohlemberg J.; 1999: *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 250-259.

Lunedei E., Albarello D.; 2009: *On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered Earth*. Geophys. J. Int., **177**, 1001-1014, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04062.x

Lunedei E., Albarello D.; 2012: *Sul modo di combinare le componenti orizzontali del campo delle vibrazioni ambientali nella determinazione del rapporto spettrale H/V*. Atti del XXXI Convegno Nazionale GNGTS, Potenza, Tema 2, Sessione 2.2, pp. 177-184 (www2.ogs.trieste.it/gngts/)

Okada H.; 2003: *The microtremor survey method*. Geophysical Monograph Series, SEG, 129 pp.

Picozzi M., Albarello A.; 2007: *Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves*, Geophys. J. Int., **169**, 189–200, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x

Pileggi D., Rossi D., Lunedei E., Albarello D.; 2011: *Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys*. Bull. Earthq. Eng., **9**(6), 1839-1854, doi:10.1007/s10518-011-9292-0.

SESAME; 2004: *Guidelines for the implementation of H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements processing and interpretation*.

CARTOGRAFIA SPEDITIVA DELL'AMPLIFICAZIONE E DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE NELLE AREE EPICENTRALI DEL TERREMOTO DELL'EMILIA 2012 (M_L=5.9)

L. Martelli[1], L. Calabrese[1], G. Ercolessi[1], P. Severi[1], G. Tarabusi[2-3-4], D. Pileggi[4], S. Rosselli[4], L. Minarelli[4-5], F. Pergalani[6], M. Compagnoni[6], G. Vannucchi[7], C. Madiai[7], J. Facciorusso[7], V. Fioravante[8], D. Giretti[8], M. Mucciarelli[9], E. Priolo[9], G. Laurenzano[9]

con il contributo di:

M. Romani[10], A. Manicardi[11], B. Mengoli[11], C. Ugoletti[11]

[1]Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli
[2]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1
[3]Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara
[4]Geologo libero professionista, consulente Regione Emilia-Romagna
[5]Geotema srl, spin-off Università di Ferrara
[6]Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano
[7]Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Università di Firenze
[8]Dipartimento di Ingegneria, Università di Ferrara
[9]Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Trieste
[10]Regione Emilia-Romagna – Servizio Pianificazione Urbanistica, Paesaggio e uso sostenibile del Territorio
[11]Provincia di Modena – Servizio Urbanistica e SIT

Introduzione. Il 20 maggio 2012 in Pianura Padana è iniziata una sequenza sismica che ha interessato una vasta area compresa tra le Province di Reggio Emilia, Modena, Mantova, Bologna e Ferrara. La prima forte scossa, di magnitudo locale M_L=5,9, è avvenuta alle 4:03 ora locale, con epicentro tra Mirandola e Finale Emilia, seguita, nel giro di 4 minuti, da altre due forti scosse, la prima di M_L=4,8 e la seconda di M_L=5,1, con epicentro in Comune di Bondeno; nove giorni dopo è stata registrata un'altra forte scossa (M_L=5,8), con epicentro tra Mirandola e Medolla. Tra il 20 maggio e il 3 giugno 2012 sono state registrate ben 7 scosse di M_L>5,0 con epicentri distribuiti tra Novi di Modena (MO) e Vigarano Mainarda (FE).

I maggiori effetti locali osservati sono stati l'amplificazione del moto sismico e fenomeni di liquefazione, verificatisi soprattutto in corrispondenza di alvei abbandonati di fiumi appenninici.

Per una ricostruzione post-sisma e una pianificazione urbanistica veramente orientata alla mitigazione del rischio sismico è quindi fondamentale disporre di mappe dei fattori di amplificazione e del potenziale di liquefazione. Si è quindi proceduto a realizzare la microzonazione sismica dei Comuni più danneggiati (v. Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, in questo volume) ponendo particolare attenzione alla valutazione dell'amplificazione e del potenziale di liquefazione.

Inquadramento geologico. Il sottosuolo dell'area epicentrale è prevalentemente costituito da alternanze di sabbie, limi e argille del Pleistocene medio-Olocene, risultato dell'attività deposizionale del Po e dei suoi affluenti appenninici, soprattutto Secchia e Panaro, e, nella parte più orientale, del fiume Reno.

Il substrato di questa successione alluvionale è generalmente costituito da depositi marini e transizionali del Pleistocene inferiore e medio. La profondità della base della successione alluvioni varia a causa della presenza di alti strutturali sepolti dovuti all'attività tettonica delle Pieghe Ferraresi; nelle aree di sinclinale lo spessore delle alluvioni supera i 500 m mentre nelle aree di anticlinale si riduce fino a circa 100 m (RER e ENI-Agip, 1998). Tra Mirandola, Medolla e Novi di Modena, sull'alto delle Pieghe Ferraresi interne, il tetto del substrato raggiunge profondità inferiori a 100 m ed è costituito da argille e sabbie marine del Pliocene inferiore (Fig. 1) mentre tra Bondeno e Occhiobello, sull'alto delle Pieghe Ferraresi esterne, è costituito da marne messiniane.

Stima dell'amplificazione. Data la geometria piano-parallela delle unità litologiche dei primi 100-150 m (Fig. 1) e le tipologie edilizie ordinarie più frequenti (strutture con periodo proprio T compreso tra 0,1 s e 1 s), per la valutazione dell'amplificazione finalizzata alla

costruzione-ricostruzione di edifici ordinari (0,1s<T<1s) si è ritenuto corretto assimilare il modello geologico del sottosuolo ad un modello fisico 1D.

Analisi di risposta sismica locale 1D effettuate in vari siti (Facciorusso *et al.*, 2012; Laurenzano *et al.*, 2013) hanno fornito valori dei fattori di amplificazione in accordo con quelli che si ottengono utilizzando gli abachi regionali (DAL 112/2007); pertanto, considerati i tempi e le risorse disponibili, si è proceduto alla stima dell'amplificazione tramite le procedure semplificate previste dagli indirizzi regionali (secondo livello di approfondimento; cfr DAL 112/2007, Allegato 2). Tali indirizzi, per la stima dell'amplificazione in aree di pianura, prevedono abachi diversi a seconda della stratigrafia e della profondità del bedrock (maggiore o minore di 100 m) che forniscono valori in termini di PGA (FA_{PGA}) e in termini di Intensità di Housner per intervalli di periodo T compresi tra 0,1 s e 0,5 s ($FA_{0,1\text{-}0,5S}$) e tra 0,5s e 1 s ($FA_{0,5\text{-}1S}$).

Uno dei primi obiettivi è stato pertanto definire la stratigrafia e individuare le aree in cui il substrato è a profondità maggiori o minori di 100 m.

Sfruttando la relazione che lega le frequenze fondamentali desunte da analisi di sismica passiva con la velocità delle onde di taglio (Vs) e la profondità del contrasto di impedenza, nota la Vs grazie alle prove geofisiche effettuate, è stato possibile stimare, in vari siti, la profondità del tetto del *bedrock*, inteso come superficie di forte contrasto di impedenza. Dalle prove geofisiche (15 DH fino a 30-50 m, 110 SCPTu, 3 CH di cui 2 fino a profondità maggiori di 100 m e 23 array) risulta ovunque $V_{s,30}$< 225 m e Vs dei primi 100 m in media dell'ordine di 300-350 m.

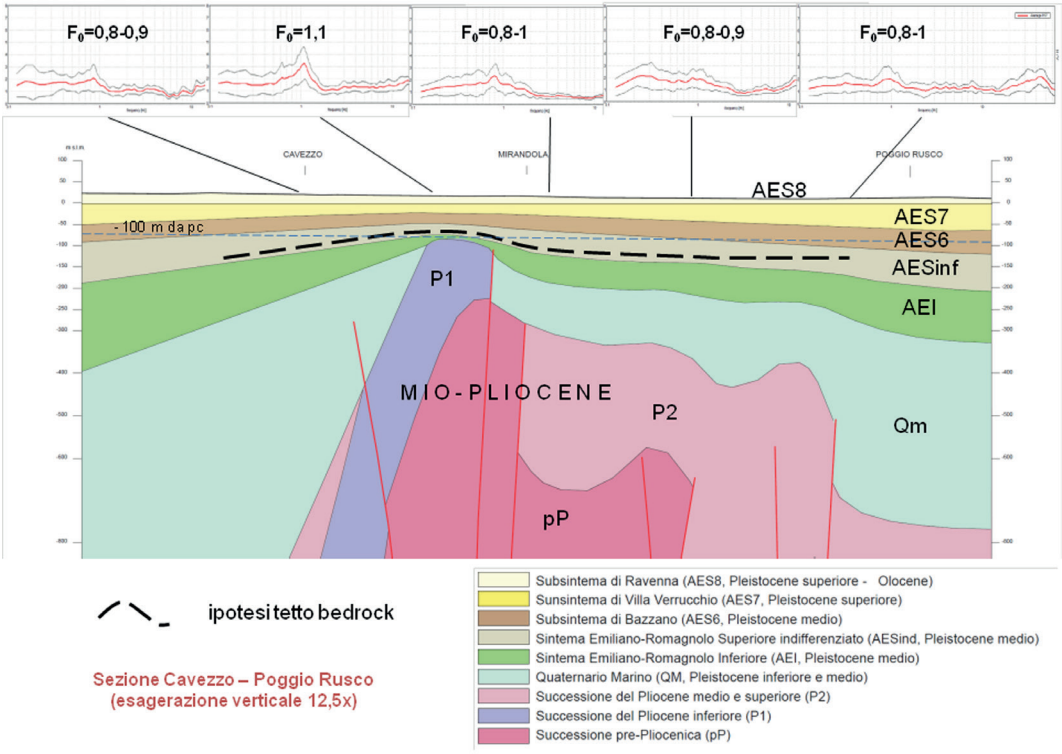


Fig. 1 – Sezione geologica (esagerazione verticale x 12,5) attraverso la pianura modenese, da Cavezzo (MO) a Poggio Rusco (MN), con indicazione del tetto del bedrock sismico.

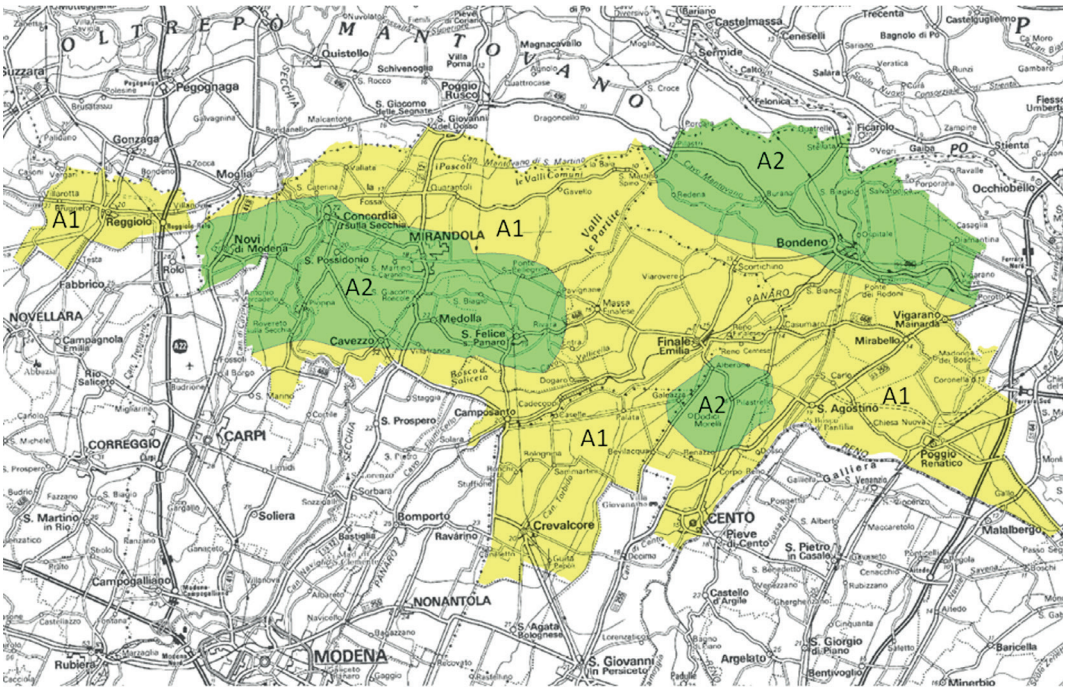
Le misure di sismica passiva effettuate hanno evidenziato quasi ovunque f_0 comprese tra 0,8 e 1,1 Hz; quindi, per la finalità di cui sopra, sono stati considerati significativi quei siti in cui i rapporti H/V mostrano picchi di ampiezza maggiore di 2,5 in corrispondenza di $f_0 \geq 1$ Hz.

Le numerose informazioni stratigrafiche disponibili (log da sondaggi, sezioni geologiche, mappe delle principali discontinuità stratigrafiche plio-quaternarie, …) hanno permesso di associare i contrasti di impedenza individuati con discontinuità lito-stratigrafiche note. È stato così possibile riconoscere che il maggiore contrasto di impedenza si ha in genere tra la base del sintema emiliano-romagnolo superiore (AES), datata tra 350.000 e 450.000 anni, e la base del subsintema AES6, datata circa 230.000-250.000 anni (RER e ENI-Agip, 1998); tali superfici, la cui profondità nell'area d'interesse varia tra 75 m e 150 m dal piano campagna, sono spesso molto ravvicinate, talora addirittura coincidenti, in corrispondenza di alti strutturali (Fig. 1).

Utilizzando le mappe delle isobate basali di AES e AES6 sono state così distinte le zone A1, aree in cui il bedrock è a profondità sicuramente maggiore di 100 m, e A2, aree in cui il bedrock è a profondità circa uguale o minore di 100 m (Fig. 2).

Utilizzando il parametro $V_{s,30,}$ come richiesto dalle procedure semplificate per la stima dell'amplificazione in aree di pianura dell'Emilia-Romagna (DAL 112/2007, Allegato 2, v. abachi Pianura 1 e Pianura 2), tenuto conto che tutte le prove effettuate indicano $V_{s,30} < 225$ m/s, per le zone A1 e A2 sono stati stimati i seguenti fattori di amplificazione:

- zona A1: $FA_{PGA} = 1,5$; $FA_{0,1\text{-}0,5S} = 1,8$; $FA_{0,5\text{-}1S} = 2,5$;
- zona A2: $FA_{PGA} = 1,7$; $FA_{0,1\text{-}0,5S} = 1,9$; $FA_{0,5\text{-}1S} = 2,6$.


A1
A2
MIRANDOLA
MODENA
CARPI
CORREGGIO
NOVELLARA
CENTO
NONANTOLA
Bondeno
Finale Emilia
Crevalcore
Concordia sulla Secchia
Novi di Modena
Medolla
Cavezzo
Camposanto
Soliera
Bomporto
Ravarino
Campogalliano
Rubiera
Reggiolo
Fabbrico
Rio Saliceto
Campagnola Emilia
Gonzaga
Moglia
Pegognaga
Quistello
Poggio Rusco
Schivenoglia
Sermide
Castelmassa
Occhiobello
Vigarano Mainarda
Mirabello
Poggio Renatico
Malalbergo
Argelato
Baricella
Minerbio
S. Giovanni in Persiceto
S. Agata Bolognese
Castello d'Argile
Pieve di Cento
S. Pietro in Casale
S. Agostino
Galliera
Ficarolo
Stienta
Bagnolo di Po
Trecenta
Castelguglielmo
Melara
Salara
Gaibanella
Runzi
Gambaro
Zampine
Veratica
Ravalle
Casagrande
Portiolina
Fiesso Umbertiano
Ca' Morè
Ca' Zuccherina
Ca' Bianca
Ca' Nova
Ca' Rossa
Ca' Verde
Ca' Nuova
Ca' Bruciata
Ca' Vecchia
Ca' Nu

Stima del potenziale di liquefazione. La liquefazione è un fenomeno che si verifica in occasione di forti terremoti (M>5,5) nelle aree in cui sono presenti sedimenti granulari (limi sabbiosi, sabbie e ghiaie sabbiose) poco addensati e saturi nei primi 15-20 m di profondità. Queste condizioni stratigrafiche sono piuttosto diffuse nel sottosuolo della pianura emiliana, dove la successione stratigrafica dei primi 100 m è prevalentemente costituita da sedimenti dovuti all'attività deposizionale del Po e dei fiumi appenninici.

Per l'analisi del rischio di liquefazione, dato che nell'area d'interesse le indagini geotecniche in sito più comuni sono le prove penetrometriche statiche, si è deciso di stimare l'Indice di Liquefazione I_L (Iwasaki, 1978) tramite le procedure semplificate descritte negli indirizzi regionali (DAL 112/2007, Allegato 3) e nazionali (ICMS, 2008).

Nella letteratura scientifica sono stati descritti vari metodi che, per la stima del rischio di liquefazione, utilizzano le prove penetrometriche. In particolare sono stati considerati i metodi di Robertson e Wride (1998), Youd *et al.* (2001), AGI (2005), Moss *et al.* (2006), Idriss e Boulanger (2008) e Juang *et al.* (2010). Dai confronti effettuati (Facciorusso *et al.*, 2013) è risultato che il metodo che fornisce valori di I_L meglio compatibili con gli effetti osservati è quello di Idriss & Boulanger (2008); tale metodo è stato perciò assunto come riferimento per la redazione delle mappe. Le verifiche sono state in ogni caso effettuate con tutti i 6 metodi sopra indicati, considerando il valore di PGA risultante dagli studi di microzonazione sismica ($PGA_0 \times FA_{PGA}$), una magnitudo di 6,14 (pari alla magnitudo massima attesa, M_{wmax}, per la zona 912, v. zonazione sismogenetica ZS9, come indicato in ICMS, 2008) e una falda a profondità variabile tra 1 e 3 m a seconda che il sito di verifica ricada in area di piana intercanale o di dosso.

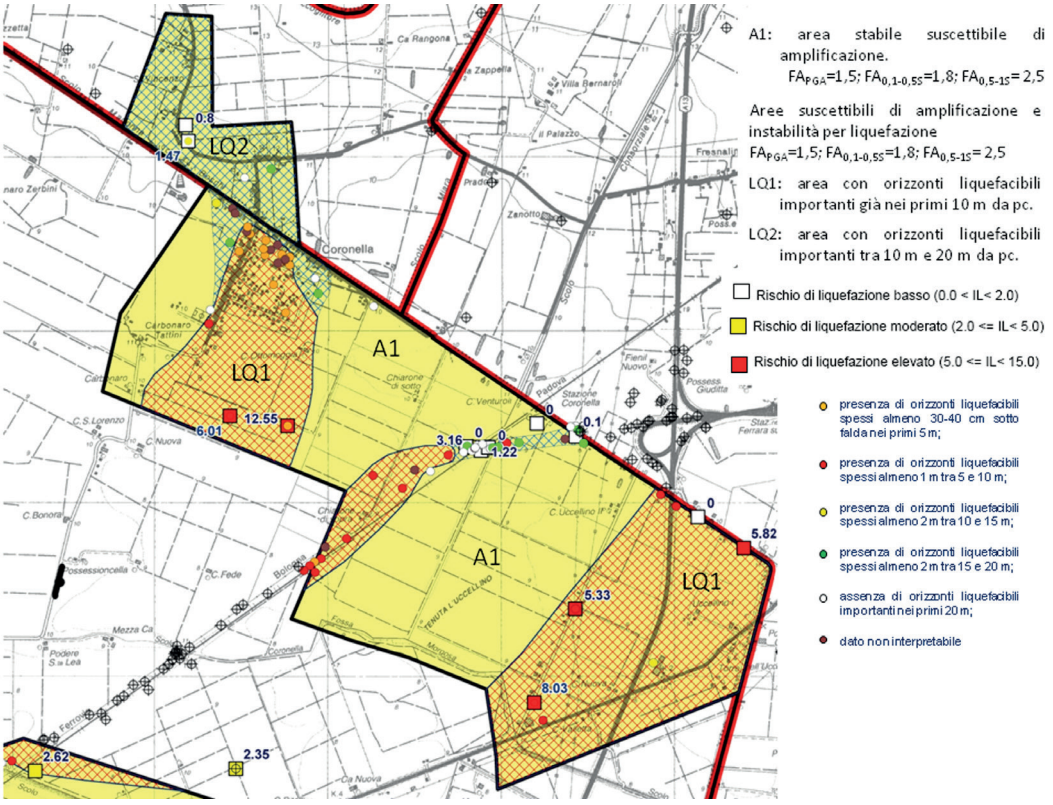


Fig. 3 – Esempio di carta di microzonazione sismica.

I valori puntuali di I_L ottenuti con il metodo di Idriss e Boulanger (2008) sono stati poi raggruppati in classi, secondo la proposta di Sonmez (2003); sono stati così distinti siti con rischio di liquefazione basso ($0<I_L\leq2$), medio ($2<I_L\leq5$) ed elevato ($5<I_L\leq15$). Non sono mai stati ottenuti valori di $I_L\geq15$ (rischio molto elevato).

Purtroppo le prove penetrometriche utili per il calcolo di I_L non sono così diffuse da permettere una zonazione del rischio di liquefazione basata esclusivamente su questo parametro. Quindi si è reso necessario integrare questi dati con altre valutazioni, quali la distribuzione degli effetti di liquefazione osservati e mirate interpretazioni litostratigrafiche di tutti i sondaggi a carotaggio continuo, prove penetrometriche, pozzi per acqua e trincee disponibili per l'area d'interesse.

Circa 5500 prove geotecniche in sito (prevalentemente CPT, in minor numero CPTE e CPTU, sondaggi a carotaggio continuo e pozzi per acqua) sono state quindi interpretate per individuare la presenza di orizzonti liquefacibili nei primi 20 m. Le prove sono state così classificate:

- L1: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 30-40 cm, sotto falda, nei primi 5 m;
- L2: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 1 m tra 5 e 10 m;
- L3: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 2 m tra 10 e 15 m;
- L4: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 2 m tra 15 e 20 m;
- N: assenza di orizzonti liquefacibili importanti nei primi 15-20 m;
- X: dato non interpretabile.

Confrontando la distribuzione di questi dati e dei valori di I_L ottenuti si osserva che i valori di I_L più alti si ottengono in genere nei siti classificati L1 e L2; pertanto, le aree potenzialmente instabili per liquefazione sono state classificate come segue:

- LQ1, zona in cui sono presenti orizzonti liquefacibili importanti già nei primi 10 m da pc;
- LQ2, zona in cui sono presenti orizzonti liquefacibili importanti tra 10 m e 20 m da pc.

In carta, per ogni sito di verifica, è stato poi riportato un simbolo indicativo della classe del potenziale di liquefazione secondo Sonmez (2003) con indicato il valore puntuale di I_L ottenuto con il metodo di Idriss & Boulanger (2008).

Un esempio di cartografia, con particolare attenzione alle aree a rischio liquefazione, realizzata per la microzonazione sismica delle aree epicentrali dei terremoti emiliani di maggio-giugno 2012 è mostrato in Fig. 3.

Bibliografia

AGI; 2005: *Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica. Linee Guida.* Associazione Geotecnica Italiana, Pàtron Editore.

DAL 112/2007: *Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, c. 1, della L. R. 20/2000 per "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica"*. Deliberazione dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia-Romagna n. 112 del 2/5/2007, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17/5/2007.

Facciorusso J., Madiai C., Vannucchi G.; 2012: *Rapporto sulla risposta sismica locale e pericolosità di liquefazione a S. Carlo e Mirabello. 3 ottobre 2012.* http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

Facciorusso J., Madiai C., Vannucchi G.; 2013: *Confronto tra metodi semplificati di stima del rischio di liquefazione da prove cpt e cptu*. Rapporto inedito 31 marzo 2013.

Gruppo di lavoro MS Emilia 2012; 2013: *Microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto della pianura emiliana del 2012 (ord. 70/2012).* In questo volume.

ICMS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province autonome; 3 vol. e 1 DVD.

Idriss, I.M., Boulanger, R.W.; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes.* Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.

Juang C.H., Ku C.S., Chen, C.C.; 2010: *Simplified model for evaluating soil liquefaction potential using CPTU.* 2nd International Symposium on Cone Penetration Testing, Huntington Beach, CA, USA

Laurenzano G., Priolo E., Barnaba C., Gallipoli M.R., Klin P., Martelli L., Mucciarelli M., Romanelli M.; 2013: *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della regione Emilia-Romagna.* Questo volume.

Moss R.E.S., Seed R.B., Kayen R.E., Stewart J.P., Der Kiureghian, Cetin, K.O.; 2006: *CPT-based probabilistic and deterministic Assessment of in situ sesimic soil liquefaction potential.* Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 132, N.8, 1032-1051.

RER, ENI-Agip; 1998: *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna – ENI, divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, pp 120.

Robertson P.K., Wride C.E.; 1998: *Evaluating cyclic liquefaction potential using the cone penetration test.* Can. Geotech. J., Ottawa, 35(3), 442-459.

Sonmez H.; 2003*: Modification to the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol-Turkey).* Environ Geology 44(7): 862-871.

Youd T.L., Idriss I.M., Andrus R.D., Arango I., Castro G., Christian J. T., Dobry R., Liam Finn W. D., Harder L. F. Jr., Hynes M.E., Ishihara K., Koester J.P., Laio S.S.C., Marcuson Iii W.F., Martin G.R., Mitchell J.K., Moriwaki Y., Power M S., Robertson P.K., Seed R.B., Stokoe Ii K.H.; 2001: *Liquefaction resistance of soils: Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils.* Jour. Geotech. Geoenviron. Eng., 127(10), 817-833.

UN METODO SPERIMENTALE PER LA VALUTAZIONE DELL'OPERATIVITÀ DI UN EDIFICIO STRATEGICO CHE TENGA CONTO DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

D. Spina[1], F. Mori[2], A. Pagliaroli[2]
[1]Dipartimento della Protezione Civile
[2]CNR-IGAG

L'OPCM n. 4007/12 definisce le modalità di analisi della Condizione Limite dell'Emergenza (CLE) attraverso la compilazione di schede di analisi degli elementi che compongono il sistema di gestione dell'emergenza (Edifici strategici, Infrastrutture di accessibilità e connessione, Aree di emergenza) e degli elementi interferenti (Aggregati strutturali, Unità strutturali), ma non indica le modalità di valutazione della CLE.

Questo passaggio, fondamentale per l'individuazione di azioni e interventi di mitigazione, è in fase di definizione e sperimentazione attraverso diverse metodologie. Una di queste è oggetto del presente lavoro. In particolare, il metodo proposto si prefigge di valutare l'attitudine del singolo edificio strategico, facente parte della CLE, a conservare l'operatività strutturale a seguito di un evento sismico con periodo di ritorno 475 anni. Gli edifici strategici sono infatti le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza sismica e dunque devono rimanere operative, ovvero non subire danni ed interruzioni d'uso significativi a seguito di terremoto violento.

Il metodo sperimentale proposto si fonda sull'identificazione delle specifiche proprietà dinamiche dell'edificio e del terreno di fondazione tramite misure delle vibrazioni provocate da sorgenti ambientali, quali il traffico veicolare ed il vento, assumendo che l'ente generatore delle vibrazioni sia un processo stocastico (rumore bianco).

Il metodo si compone di tre fasi:

- fase I: misure sull'edificio e sul terreno di fondazione;
- fase II: elaborazione delle misure e definizione dell'input sismico comprensivo di effetti locali (risposta sismica locale);
- fase III: applicazione di un modello matematico in grado di calcolare, a partire dall'input sismico identificato nella fase II, il grado di operatività dell'edificio, sia in termini deterministici che probabilistici.

Nella prima fase le misure delle vibrazioni generate dal rumore ambientale sono effettuate sia sull'edificio, sia sui terreni di fondazione.

L'architettura del sistema di monitoraggio dell'edificio è semplice in quanto costituita da due terne accelerometriche per piano appoggiate al pavimento e disposte negli angoli di

estremità dell'edificio. Il posizionamento risulta veloce (assenza di cavi), non comporta alcuna interruzione delle attività svolte e non è invasivo per le strutture e le finiture.

Le misure sul terreno vengono condotte contemporaneamente alle misure sull'edificio utilizzando una terna velocimetrica in condizioni *free field*.

A seguito di questa prima fase di misure (per un edificio fino a 6 piani il tempo necessario è di circa una giornata), si procede con la seconda fase di elaborazione dei dati e con la terza fase di definizione dei risultati che necessitano di una ulteriore giornata di lavoro. L'elaborazione delle misure sulla struttura viene effettuata tramite *software* specifico utilizzando la tecnica di estrazione delle proprietà dinamiche nota come *Operational Modal Analisys* (OMA).

Il modello matematico è in grado di stimare l'indice di operatività dell'edificio, sia in termini deterministici che probabilistici, in caso di evento sismico con periodo di ritorno di 475 anni.

Fase I – Le misure sull'edificio e sul terreno.

Le misure sull'edificio. Le misure di vibrazioni da rumore ambientale sull'edificio vengono condotte con un sistema di monitoraggio non permanente con strumentazione base costituita da 4 registratori aventi un accelerometro *Force Balance* triassale, un acquisitore A/D a 24 bit, un GPS per la sincronizzazione dei canali e un'unità di trasmissione dati via rete wi-fi.

Il sistema di monitoraggio prevede l'installazione sul pavimento di due registratori per piano collocati in due angoli d'estremità partendo dall'impalcato di copertura ed arrivando al primo impalcato fuori terra. Disponendo di 4 registratori, la prima registrazione (configurazione) comprende l'impalcato di copertura e quello inferiore. Le successive sono effettuate tenendo fissi i due registratori sull'impalcato di copertura.

Le configurazioni (registrazioni) risultano dunque n-1 con n numero di impalcati fuori terra dell'edificio.

La durata della singola registrazione è pari a 30 minuti con una frequenza di campionamento di 200 Hz. La durata complessiva delle misure di rumore sull'edificio è quindi pari a (n-1)*30 minuti. Si stima un quantitativo di tempo doppio considerando le operazioni complementari di installazione, spostamento e smontaggio.

Le misure sul terreno. Vengono eseguite misure di rumore ambientale con tecnica a stazione singola al fine di tarare il modello di sottosuolo assunto per le modellazioni della risposta sismica locale. In particolare viene utilizzato un sensore velocimetrico a tre componenti a bassa frequenza propria, ad es. Lennartz LE-3D/5s che consente di investigare con accuratezza l'intervallo di frequenza 0,2-30 Hz che contiene ampiamente i valori di frequenza di interesse ingegneristico.

Le misure vengono effettuate contemporaneamente alle misure sull'edificio ed in condizioni *free field* tenendosi, se possibile, ad una distanza dall'edificio pari almeno alla sua altezza.

Fase II – L'elaborazione delle misure e la definizione dell'input sismico.

La caratterizzazione dinamica dell'edificio con tecnica OMA. Il principale motivo di interesse nei riguardi dell'analisi modale sperimentale è legato alla considerazione che il comportamento dinamico di una struttura è una sorta di "impronta digitale", nel senso che esso dipende solo dalle sue caratteristiche intrinseche (masse, rigidezze, smorzamenti, grado di vincolo, ecc.) e non dall'entità e/o dal tipo di carico applicato: pertanto, se non intervengono modificazioni interne al manufatto (come, per esempio, dei danni strutturali), il comportamento della struttura rimane inalterato. La tecnica *Operational Modal Analysis* (OMA) presenta l'enorme vantaggio di determinare le proprietà dinamiche della struttura attraverso misure di vibrazione da rumore ambientale.

Le tecniche di analisi modale trovano oggi sempre maggiore applicazione in campo ingegneristico: infatti, anche se l'avvento dei moderni computer, caratterizzati da prestazioni sempre più elevate, consente la realizzazione di modelli, anche molto complessi, agli elementi finiti per analizzare le proprietà statiche e dinamiche delle strutture, accade spesso che le proprietà dinamiche calcolate con un'analisi agli elementi finiti differiscano da quelle effettive della struttura.

Questa differenza può essere imputata a varie cause:

- l'analisi agli elementi finiti è basata su una discretizzazione della realtà, intendendo con ciò che i campi di spostamento vengono approssimati attraverso funzioni di forma predefinite all'interno di ciascun elemento;
- mentre le proprietà di massa e rigidezza sono facilmente valutabili sulla base delle proprietà dei materiali e della geometria degli elementi, risulta molto più difficile tenere correttamente conto delle proprietà di smorzamento della struttura all'interno del modello: infatti, lo smorzamento strutturale è legato non solo alle proprietà dei materiali ma anche ad una serie di altri meccanismi difficili da modellare analiticamente (apertura e chiusura di microfessure nel calcestruzzo, interazione con elementi non strutturali, ecc.);
- la geometria effettiva può essere diversa da quella considerata nel modello;
- la difficoltà a cogliere nel modello il contributo alla rigidezza fornito dagli elementi non strutturali.

Per colmare la lacuna tra struttura reale e modello è necessario, allora, ricorrere a tecniche sperimentali come OMA che consente di sfruttare il rumore ambientale per l'identificazione strutturale evitando, così, il ricorso ad attrezzature particolari (vibrodine, martelli strumentati, eccitatori oleodinamici o elettrodinamici) che eccitino direttamente la struttura.

I metodi per l'estrazione dei parametri modali di una struttura in presenza di sola eccitazione ambientale possono essere raggruppati nelle due principali categorie dei metodi non parametrici e dei metodi parametrici. Si tratta, in generale, sia di metodi operanti nel dominio del tempo, sia di metodi operanti nel dominio della frequenza.

Per l'analisi delle vibrazioni ambientali è stato utilizzato l'algoritmo LMS Polymax che utilizza lo stimatore *Least Squares Complex* nel dominio della frequenza (LSCF) e permette di identificare frequenze, smorzamenti e forme modali della struttura.

L'affidabilità del modello matematico definito nella terza fase è strettamente legata alla qualità di questa identificazione. Pertanto è fondamentale verificare la qualità dei parametri identificati attraverso una serie di indici come il *Modal Phase Collinearity* (MPC) che misura il grado di complessità dell'autovettore e il *Modal Assurance Criterion* (MAC) che stima il grado di ortogonalità delle forme modali.

La definizione dell'input sismico alle fondazioni dell'edificio. In generale, la definizione dell'input sismico alle fondazioni segue i seguenti punti:

- determinazione delle azioni sismiche di ingresso al basamento sismico;
- definizione del modello di sottosuolo a partire dai risultati delle indagini geologiche, geotecniche e geofisiche disponibili integrate con le misure di rumore ambientale;
- esecuzione delle analisi numeriche di risposta sismica locale ed elaborazione dei risultati ottenuti in termini di spettri di risposta in spostamento ed accelerazione.

Definizione dell'input sismico. Come spettro di riferimento al basamento viene assunto lo spettro di normativa (NTC08) per categoria di sottosuolo A con riferimento ad un periodo di ritorno di 475 anni. Successivamente vengono selezionati, dalla banca dati ITACA (*Italian Accelerometric Archive* - http://itaca.mi.ingv.it/ItacaNet/) sette accelerogrammi compatibili con lo spettro di riferimento nel campo di periodi di interesse. In particolare, la condizione di compatibilità è considerata rispettata se lo spettro di riposta medio dei sette segnali non presenta uno scarto maggiore del 10% in difetto rispetto allo spettro di riferimento, nel campo di periodi definito dai modi di vibrazione significativi dell'edificio considerato. In accordo alle NTC08, i segnali accelerometrici sono selezionati anche in modo da essere rappresentativi della sismicità dell'area. A tal fine la selezione dei segnali avviene fissando opportuni campi di variazione della magnitudo e della distanza sito-sorgente sismica. Questa finestra è definita esaminando la posizione del sito in relazione alle principali strutture sismogenetiche attive regionali catalogate nel *Database of Individual Seismogenic Sources* - DISS (Basili *et al.*, 2008; Gruppo di Lavoro DISS, 2010). Tale catalogo per ciascuna struttura attiva riporta, tra l'altro, dimensioni geometriche e massima magnitudo potenziale.

Definizione del modello di sottosuolo. I profili della velocità delle onde di taglio (V_S) con la profondità sono ottenuti dall'interpretazione di misure geofisiche disponibili per il sito in esame, quali *Cross-Hole*, *Down-Hole* e MASW. Le curve G/G_0-γ e D-γ, che descrivono il comportamento non lineare del terreno, sono generalmente ricavate da prove geotecniche di laboratorio; in assenza di dati sperimentali, possono essere selezionate da letteratura sulla base di risultati ottenuti su litotipi simili. Il modello di sottosuolo viene validato confrontando la frequenza fondamentale del sito ottenuta dalle misure di microtremore mediante la tecnica H/V (Nakamura, 1989), con quella calcolata con un'analisi numerica di risposta locale nell'ipotesi di comportamento lineare.

Analisi di risposta sismica locale ed elaborazione dei risultati. Le analisi di risposta sismica locale sono eseguite in prima approssimazione con riferimento a condizioni monodimensionali mediante codici di uso consolidato come quelli operanti nel dominio della frequenza attraverso il calcolo e la successiva convoluzione delle funzioni di trasferimento di ogni strato. Tra questi il codice SHAKE91 (Idriss e Sun, 1992) o EERA (Bardet *et al.*, 2000). In questi metodi la non linearità delle proprietà dinamiche, assunte indipendenti dalla frequenza, è portata in conto tramite l'approccio lineare equivalente, secondo il quale i parametri dinamici (G e D) vengono aggiornati iterativamente, strato per strato, in funzione del livello deformativo fino a soddisfare un prefissato criterio di convergenza. In caso di elevati valori della deformazione tangenziale nel terreno (basse rigidezze e/o elevati valori energetici in input) è opportuno ricorrere a codici di calcolo che implementano un modello costitutivo propriamente non lineare. Inoltre, in presenza di condizioni morfologiche di superficie e/o sepolte di particolare complessità verrà abbandonato lo schema 1D per ricorrere a modelli numerici 2D (es. QUAD4M: Hudson *et al.*, 1994).

I risultati delle analisi sono elaborati in termini di spettro di risposta medio in spostamento e in accelerazione alla quota di imposta delle fondazioni, trascurando i fenomeni di interazione terreno-struttura (analisi free-field); tale spettro costituisce l'input sismico per il modello matematico dell'edificio definito nella fase III.

Fase III- Il modello matematico, le incertezze sui parametri modali e la valutazione dell'indice di operatività dell'edificio.

Il modello matematico dell'edificio. Il modello assume che l'edificio possa essere descritto da *n* piani rigidi nei quali è concentrata tutta la massa.

La matrice di massa **M** ha dimensioni (3*n*x3*n*) ed è composta da sottomatrici 3x3 aventi sulla diagonale le masse traslazionali e la massa rotazionale. Non conoscendo le masse (limite dell'identificazione modale condotta con tecnica OMA), si assume che la massa traslazionale sia pari all'area di piano e la massa rotazionale sia pari all'inerzia polare stimabili attraverso un semplice rilievo geometrico.

Assumendo un sistema di riferimento globale con origine nel baricentro di piano, definiamo gli spostamenti in direzione X (u_i), gli spostamenti in direzione Y (v_i) e le rotazioni dell'*i*-esimo impalcato (θ_i).

$$U_i = [u_i, v_i, \theta_i]^T \tag{1}$$

Di conseguenza, se *n* è il numero dei piani della struttura, questa possiede 3*n* gradi di libertà ed il vettore che ne descrive gli spostamenti è:

$$U = [U_1, U_2, ..., U_n]^T \tag{2}$$

Lo spostamento di un punto *P* di coordinate (*x*, *y*), appartenente all'*i*-esimo impalcato è dato da:

$$u_p = u_i - \theta_i \cdot y \tag{3}$$

$$v_p = v_i + \theta_i \cdot x$$

L'equazione del moto è la seguente:

$$M\ddot{U} + C\dot{U} + KU = Mr\ddot{U}_G \tag{4}$$

Con *C* e *K* matrici di smorzamento e rigidezza e *r* vettore di trascinamento avente 1 o 0 nella posizione associata ai gradi di libertà, a seconda che questi siano o meno concordi con la direzione dell'accelerazione al suolo.

La soluzione dell'equazione del moto può essere espressa come combinazione dei modi di vibrare del sistema:

$$U = \Phi z = \sum_{i=1}^{3n} \Phi_i z_i \tag{5}$$

dove Φ è la matrice modale e z è il vettore delle coordinate modali, le cui componenti z_i esprimono ognuna l'ampiezza dell'i-esimo modo di vibrare.

Sostituendo tale espressione nell'equazione del moto, il problema è disaccoppiato in n equazioni indipendenti, ciascuna delle quali fornisce la risposta al sisma del corrispondente modo di vibrare:

$$\ddot{z}_i + 2\xi\omega_i\dot{z}_i + \omega_i^2 z_i = \Gamma_i \ddot{u}_g \quad \text{per i=1,2,…, n.} \tag{6}$$

dove ξ_i e $\omega_i = 2\pi f_i$ sono rispettivamente lo smorzamento e la pulsazione modale con f_i frequenza modale.

Γ_i è il coefficiente di partecipazione dell'i-esimo modo che ha la seguente espressione:

$$\Gamma_i = \frac{\Phi_i^T \cdot \mathbf{M} \cdot \mathbf{r}}{\Phi_i^T \cdot \mathbf{M} \cdot \Phi_i} \tag{7}$$

Note le soluzioni in termini di coordinate modali il moto nello spazio può essere ricostruito tramite:

$$U = \Phi z = \sum_{i=1}^{3n} \Phi_i z_i \tag{8}$$

Le deformate modali sono note in ciascun piano in corrispondenza dei punti di misura e la relazione che lega le deformate nei punti di misura Φ* con le deformate modali di piano rigido Φ è la seguente:

$$\Phi^* = D\Phi \tag{9}$$

con:

$$\Phi = \left[D^T D\right]^{-1} D^T \Phi^* \tag{10}$$

dove D è la matrice che contiene i coefficienti delle Eqq. (3).

Una volta ortogonalizzati i modi rispetto alle masse e calcolati i coefficienti di partecipazione per le due direzioni, con annessa verifica che la massa partecipante in ogni direzione sia superiore all'85% della massa totale, si calcola lo spostamento modale come somma di quello causato separatamente dal moto del terreno nelle due direzioni:

$$\vec{s}_{ix} = \vec{\Phi}_i \Gamma_{ix} S_{dxi}(T_i, \xi_i) \qquad \vec{s}_{iy} = \vec{\Phi}_i \Gamma_{iy} S_{dyi}(T_i, \xi_i) \tag{11}$$

$$\vec{s}_i = \vec{s}_{ix} + \vec{s}_{iy} \tag{12}$$

dove S_{di} rappresenta lo spostamento spettrale per l'i-esimo modo.

Gli spostamenti nei punti di misura sono:

$$\vec{s}_i^{\,*} = D \cdot \vec{s}_i \tag{13}$$

Utilizzando, in accordo alle NTC08, il *drift* di piano come parametro di controllo dell'operatività della struttura, si calcola la matrice dei *drift* dovuti all'i-esimo modo, introducendo la matrice cinematica C ed il vettore delle altezze di piano h (stimabili attraverso un semplice rilievo geometrico):

$$\vec{D}_i = \frac{1}{h}\mathbf{C}\vec{s}_i^{\,*} \tag{14}$$

La matrice C permette di passare dagli spostamenti assoluti a quelli relativi tra due punti.

Infine per la sovrapposizione degli effetti relativi ai singoli modi si utilizza la combinazione quadratica completa prevista da NTC08:

$$\vec{D} = \left(\sum_{j=1}^{m} \sum_{i=1}^{m} \rho_{ij} \vec{D}_i \vec{D}_j \right)^{1/2}$$

$$\text{con} \quad \rho_{ij} = \frac{8 \cdot \sqrt{\xi_i \xi_j}\,(\xi_i + \beta_{ij} \cdot \xi_j) \cdot \beta_{ij}^{\,3/2}}{(1-\beta_{ij}^{\,2})^2 + 4\xi_i \cdot \xi_j \cdot \beta_{ij} \cdot (1+\beta_{ij}^{\,2}) + 4(\xi_i^{\,2} + \xi_j^{\,2}) \cdot \beta_{ij}^{\,2}} \tag{15}$$

Trattamento dell'incertezza sui parametri modali dell'edificio. I dati sperimentali ottenuti tramite vibrazioni da rumore ambientale non permettono di stimare direttamente i valori delle frequenze che governano la risposta dell'edificio durante l'evento sismico.

Questi ultimi sono infatti influenzati da fattori che si attivano solo per elevate ampiezze delle vibrazioni.

Le frequenze identificate costituiscono però un limite superiore per il modello matematico dell'edificio.

Si assume il seguente intervallo di incertezza delle frequenze:

$$0{,}6 f_i \le f_i^* \le f_i \tag{16}$$

Con f_i valori di frequenze identificate da rumore ambientale e f_i^* frequenze del modello matematico.

L'indice di operatività dell'edificio. Il risultato finale del metodo qui proposto consiste nella stima di un indice di operatività dell'edificio per un evento sismico con periodo di ritorno di 475 anni sia in termini deterministici che probabilistici.

L'indice di tipo deterministico consiste nel rapporto tra il *drift* limite imposto dalle NTC08 ($\vec{D}$) per lo stato limite di operatività (SLO) ed il massimo *drift* previsto dal metodo sperimentale in corrispondenza del valore medio della frequenze nell'intervallo di variazione (0,8*fi).

$$IOP = \frac{\overline{D}(SLO)}{Max(\vec{D}_{0,8\,fi})} \tag{17}$$

L'indice di tipo probabilistico è ricavato dalla curva di operatività che esprime la probabilità in percentuale che l'edificio rimanga operativo data una certa accelerazione di picco (PGA, *Peak Ground Acceleration*).

La distribuzione di probabilità assunta è di tipo lognormale in cui la variabile Y rappresenta la PGA.

$$f_Y(y) = \frac{1}{y\sigma_{\ln Y}(2\pi)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_{\ln Y}^{\ 2}} \ln^2\left(\frac{y}{\theta_Y}\right)\right] \tag{18}$$

Con media e deviazione standard rispettivamente:

$$\vartheta_Y = \frac{\mu_Y}{\sqrt{\sigma_Y^{\ 2}/\mu_Y + 1}} \tag{19}$$

$$\sigma_{\ln Y} = \log(\sigma_Y^{\ 2}/\mu_Y + 1) \tag{20}$$

Dove μ_Y e σ_Y sono la media e la deviazione standard della PGA che produce $\vec{D}$.
La curva di operatività è rappresentata dalla seguente espressione:

$$P(\vec{D} < \overline{D} \,|\, PGA) = 1 - \int_0^x f_Y(\xi)\, d\xi \tag{21}$$

Quindi l'indice di operatività della struttura è il valore della curva in corrispondenza della PGA dello spettro di risposta in accelerazione di input.

In Fig. 1 viene mostrato un esempio dei risultati probabilistici ottenuti applicando il metodo descritto ad un edificio strategico facente parte della CLE di Faenza, con quattro diversi input alle fondazioni:

- NTC08 (NTC);
- abachi di ICMS08 (MS2IC);
- abachi costruiti dalla Regione tenendo conto dell'assetto sismotettonico peculiare del territorio regionale (MS2REG);
- risposta sismica locale (analisi avanzata di tipo MS3).

Il grafico mostra, per ciascun input, la curva di operatività dell'edificio e l'indice di operatività probabilistico in corrispondenza del valore di PGA.

Tale indice varia notevolmente, in relazione all'input sismico utilizzato, tra 0.15 (indicativo di bassa operatività) e 0.88 (indicativo di buona operatività).

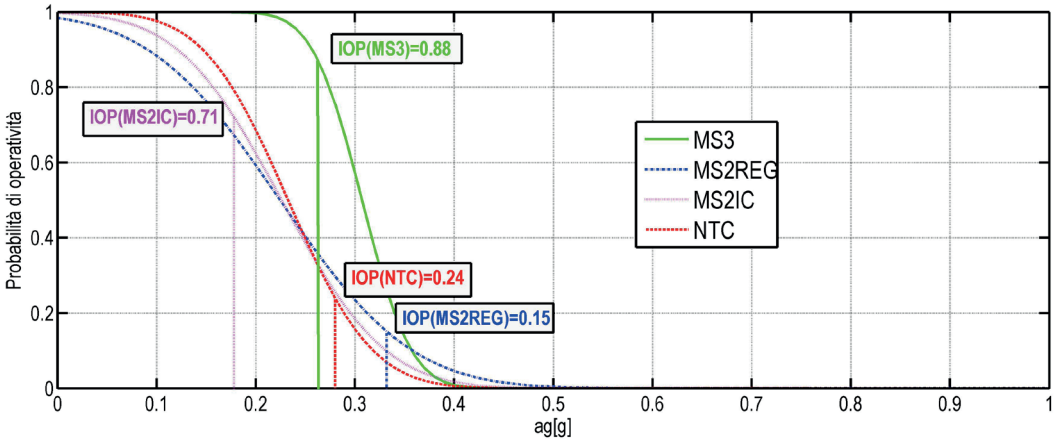


Fig. 1 – Grafico contenente la valutazione dell'operatività di un edificio in termini probabilistici.

Bibliografia

Bardet. J. P., Ichii. K., Lin. C. H. (2000). EERA: A Computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis of Layred soil deposits. Department of Civil Engineering. University of Southern California.

Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008), The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3.1.1.Tectonophysics, doi:10.1016/ j.tecto.2007.04.014. http://diss.rm.ingv.it/diss/

Brincker, R., Zhang, L., and Andersen, P., "Modal Identification from Ambient Response Using Frequency Domain Decomposition," Proc. of the 18th International Modal Analysis Conference, San Antonio, TX, February 7-10, 2000.

Field E.H., Jacob K.H. (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. Geophysical Research Letters, 20, 2925–2928.

Gruppo di Lavoro DISS (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. http://diss.rm.ingv.it/diss/, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved.

Gueguen, P. (2013) "Seismic Vulnerability of Structures" Chapter 4. Experimental Method:Contribution of Ambient Vibration Recordings to the Vulnerability Assessment

Guillaume P., P. Verboven, S. Vanlandiut, H. Van der Auwaerer and B. Peeters, "A Poly-Reference Implementation of the Least-Squares Complex Frequency-Domain Estimator," Proceedings of IMAC 21, the International Modal Analysis Conference, Kissimmee, FL, USA, February 2003.

Hudson M., Idriss I. M., Beikae M. (1994). Quad4M - A computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base. University of California, Davis.

Idriss I.M., Sun J.I. (1992). SHAKE91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits. University of California. Davis.

ICMS (2008) Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica. Gruppo di Lavoro ICMS, Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137.

Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, 30, 25–33.

NTC08. Norme tecniche per le Costruzioni, D.M. 14.1.2008

Peeters B., P. Guillaume, H. Van der Auwaerer, B. Cauberghe, P. Verboven and J. Leuridan, "Automotive and Aerospace Applications of the LMS PolyMAX Modal Parameter Estimation Method," Proceedings of IMAC 22, Dearborn, MI, USA, January 2004.

Peeters, B. and G. D. Roeck (2001). "Stochastic System Identification for Operational Modal Analysis: A Review. "Journal of Dynamic Systems, Measurement and Control 123:659-667.

MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1 DEL CENTRO STORICO DI ROMA

M. Moscatelli[1], A. Pagliaroli[1], M. Mancini[1], F. Stigliano[1], A. Colombi[2]

[1]CNR – IGAG, Roma

[2]Regione Lazio, Roma

Introduzione. La microzonazione sismica (MS) consiste nella valutazione della pericolosità sismica locale, attraverso l'individuazione di zone di territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo.

Gli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica", ICMS (2008), forniscono standard per l'esecuzione di studi di MS sul territorio nazionale. In accordo con ICMS (2008), gli studi di MS sono eseguiti secondo tre livelli di approfondimento crescente, da 1 a 3. Il livello 1 di MS è un livello di base che consiste nella lettura ed elaborazione dei dati geologici, geofisici e geotecnici generalmente preesistenti, al fine di suddividere qualitativamente il territorio in "microzone omogenee in prospettiva sismica" rispetto a zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione, e zone suscettibili di instabilità (ad es., frane, liquefazioni, cedimenti differenziali).

La presente nota illustra lo studio di microzonazione sismica di livello 1 del Municipio Roma Centro Storico eseguito dall'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) del CNR tra il 2012 e il 2013.

Assetto geologico e geomorfologico dell'area. L'area comprendente il Municipio Roma Centro Storico è quella a più antica urbanizzazione in tutto il territorio comunale di Roma .

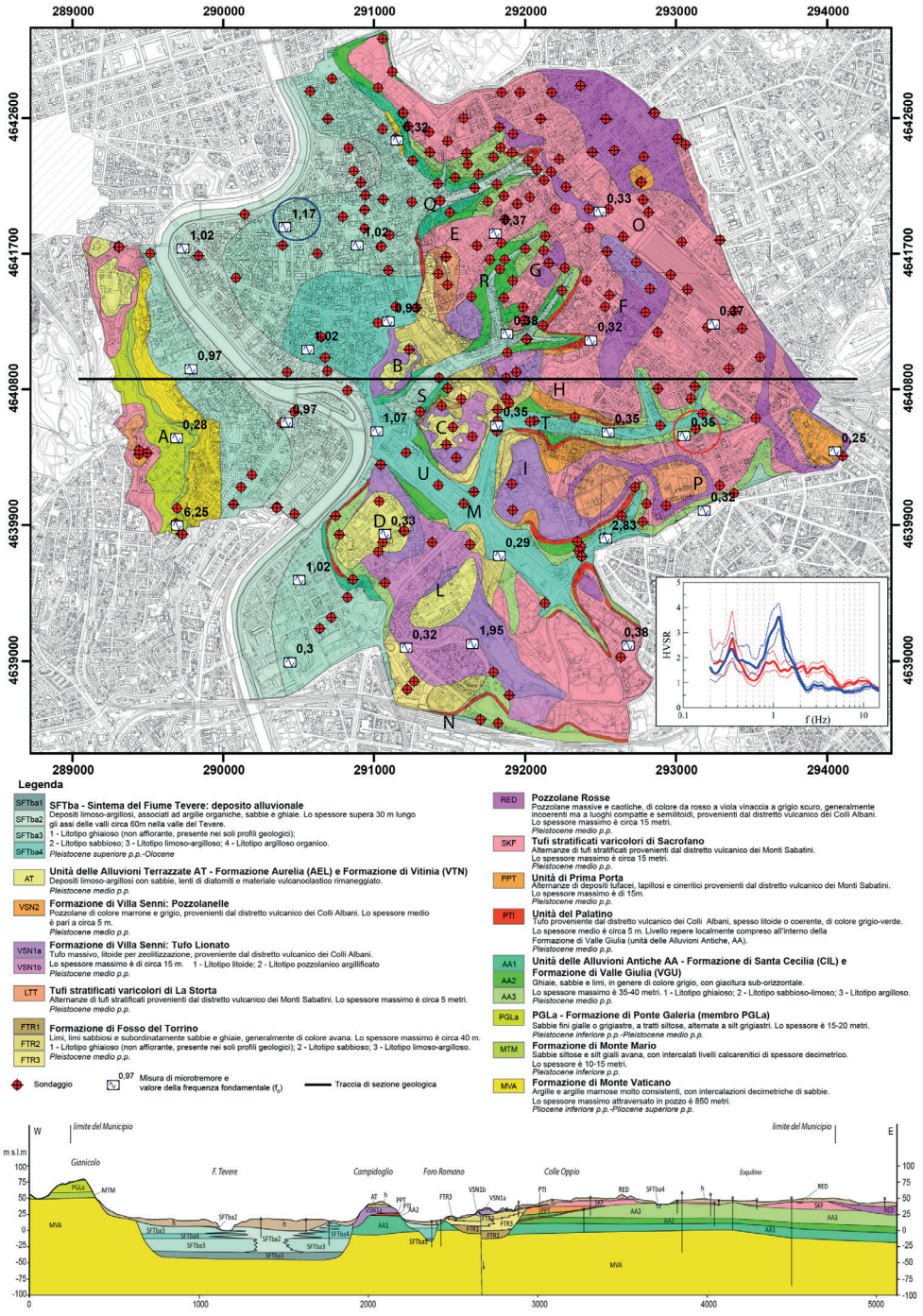


Fig. 1 – Carta geologica del substrato del Municipio Roma Centro Storico e sezione geologica rappresentativa. In legenda è riportata la descrizione dei litotipi per ciascuna unità formazionale. In evidenza due misure di microtremore rappresentative dell'area in studio.

Legenda dei luoghi: A, Gianicolo; B, Campidoglio; C, Palatino; D, Aventino; E, Quirinale; F, Esquilino; G, Viminale; H, Oppio; I, Celio; L, San Saba; M, Valle Murcia; N, Almone; O, Stazione. Termini; P, San Giovanni; Q, Via del Tritone; R, Via Nazionale; S, Velabro; T, Labicano; U, Circo Massimo.

Essa è attualmente coperta da una spessa coltre di depositi antropici, fino a 20 m, che hanno modificato profondamente la morfologia naturale.

Gli affioramenti geologici sono quindi pochi e concentrati in corrispondenza delle aree archeologiche, dove gli scavi hanno portato alla luce il contatto con il substrato naturale. Di fatto, quindi, l'assetto geomorfologico e geologico dell'area di studio è stato definito soprattutto per via indiretta, per mezzo dei numerosi sondaggi geognostici pregressi e delle informazioni reperite nella letteratura geologica. Lo schema stratigrafico di riferimento deriva da Funiciello e Giordano (2008) ed è stato parzialmente modificato ai fini dello studio di MS (Fig. 1).

Il territorio del Municipio può essere suddiviso in tre settori principali, in base alle caratteristiche morfologiche: dorsale del colle Gianicolo, piana alluvionale del Tevere, settore dei colli orientali.

La dorsale del Gianicolo, a decorso N-S, è costituita da una successione sub-affiorante, con giacitura quasi orizzontale. Questa dorsale comprende alla base le argille sovraconsolidate plioceniche della Formazione di Monte Vaticano (MVA), passanti verticalmente a sabbie e limi delle Formazioni di Monte Mario (MTM) e Ponte Galeria (PGLa), spesse complessivamente 20-30 m. Chiudono al tetto coperture vulcaniche e sedimentarie comprendenti le Unità dei Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (SKF), Tufi stratificati varicolori di La Storta (LTT), Pozzolanelle (VSN2) e Alluvioni Terrazzate (AT), per spessori complessivi di 20-25 m. La dorsale del Gianicolo è caratterizzata da pendii relativamente acclivi, con pendenze che localmente raggiungono valori di 30° lungo il versante orientale.

La piana del Tevere è allungata in direzione N-S ed è larga 1-1.5 km. Il suo sottosuolo è costituito dal riempimento della valle fluviale, incisa fino alla profondità di -45/-50 m s.l.m. nel substrato geologico (Formazione di Monte Vaticano) e nelle coperture quaternarie antiche (vulcaniche e sedimentarie del Pleistocene medio) e successivamente colmata durante l'ultima risalita glacio-eustatica del livello del mare. Il Sintema Fiume Tevere (SFTba), che riempie la valle omonima, è costituito da un *lag* ghiaioso basale, quasi continuo trasversalmente e spesso circa 10 m. Seguono verso l'alto: corpi sabbiosi di canale fluviale, localizzati al centro del riempimento vallivo, larghi fino a 500 m e impilati con buona continuità latero-verticale; depositi pelitici inorganici e organici della piana inondabile, confinanti lateralmente i corpi sabbiosi di canale. Chiude al tetto una coltre di riporti (h), con uno spessore costante di 10-15 m.

Il settore dei colli orientali è costituito da una serie di rilievi isolati (Campidoglio, Palatino, Aventino), separati dai tributari di riva sinistra del Tevere, e da rilievi orograficamente continui (Quirinale, Esquilino, Viminale, Colle Oppio, Celio, San Saba), che rappresentano nel loro insieme il settore periferico di un vasto *plateau* vulcano-sedimentario esteso ai piedi dei Colli Albani. La stratigrafia del settore dei colli orientali è costituita, dalla base al tetto, da: 1) il substrato geologico della Formazione di Monte Vaticano; 2) una copertura multistrato di terreni sedimentari e vulcanici di età Pleistocene inferiore p.p.-Pleistocene medio spessa in media 30-40 m; 3) i riempimenti vallivi tardo-quaternari connessi al reticolo minore del Tevere, spessi fino a 30 m e larghi non più di 200 m; 4) le coperture antropiche, spesse fino a 20 m.

Caratterizzazione geotecnica e geofisica. Le formazioni geologiche che caratterizzano l'area di studio sono state distinte in termini di litotipi prevalenti (Fig. 1). La caratterizzazione geotecnica e geofisica di questi litotipi si è basata su informazioni presenti nella banca dati CNR-IGAG e su dati di letteratura. Per la proprietà geofisiche, in particolare, si è fatto riferimento all'elevato numero di indagini utilizzate per lo studio di microzonazione sismica eseguito dal CNR-IGAG nell'Area Archeologica Centrale di Roma (Moscatelli *et al.*, 2012; Mancini *et al.*, 2013; Pagliaroli *et al.*, 2013a).

Con riferimento ai valori della velocità di propagazione delle onde di taglio V_S, la maggiore rigidezza compete ai litotipi ghiaiosi (AA1, FTR1, SFTba1; per gli acronimi vedasi Fig. 1) e ai tufi litoidi (PTI, PPT, VSN1a) per i quali V_S=600-700 m/s. Al contrario, i litotipi meno rigidi sono quelli argillosi recenti (SFTba3,4) e i riporti (h) per i quali V_S<300 m/s. I litotipi sabbiosi e limoso sabbiosi (FTR2, SFTba2, AA2) e pozzolanacei (VSN1b, VSN2, RED) nonché le

argille più antiche (AA3, FTR3, AT) e i tufi stratificati (LTT, SKF) si collocano essenzialmente nel campo di V_S=300-400 m/s. È interessante notare che le argille sovraconsolidate MVA, basamento geologico, sono caratterizzate da valori di V_S≈500 m/s, ben al di sotto dei valori caratteristici di un basamento sismico (convenzionalmente V_S=800 m/s). Questa formazione presenta uno spessore notevole (circa 900 m), ma solo la parte sommitale di essa (poche decine di metri) è stata direttamente investigata mediante prove geofisiche in foro. La parte più profonda è stata invece caratterizzata sulla base di un'analisi a ritroso (Pagliaroli *et al*., 2013b), volta a riprodurre la frequenza fondamentale (f_0=0.30-0.35 Hz) misurata sull'intera area (vedi paragrafo seguente). Da questa analisi è risultato un modesto gradiente di V_S, che cresce da circa 550 m/s in superficie fino a 650 m/s a circa 500 m dal tetto della formazione.

Il modello di sottosuolo adottato per l'area in esame è sintetizzato nella tabella 1, che riporta per ciascun litotipo i valori del peso dell'unità di volume γ, della velocità delle onde di compressione V_P e di V_S.

Tab. 1 – Modello di sottosuolo con indicazione delle principali proprietà geofisiche dei litotipi individuati; * In assenza di determinazioni sperimentali, considerate le caratteristiche tessiturali e l'età dei depositi, al litotipo MTM-PGLa sono stati assegnati i valori corrispondenti al limite superiore dell'intervallo associato al litotipo AA2-FTR2-SFTba2. Per una descrizione dei litotipi, vedi Fig. 1.

Litotipo	γ (kN/m^3)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
h	17-18	800-1100	250-350
AA1-FTR1-SFTba1	20-20.5	1500-2300	580-680
AA2-FTR2-SFTba2	19-20	1000-2000	300-350
MTM-PGLa	19-20.5	2000*	350*
SFTba3-SFTba4	16-17	900-1200	200-300
AA3-FTR3-AT	17-20	900-1300	300-350
RED-VSN1b-VSN2	15-18	900-1600	350-650
SKF-LTT	16-17	700-1200	300-400
PPT-PTI-VSN1a	16-16.5	1500-1700	600-700
MVA	20.5	2500-3000	550-650

Misure di rumore ambientale. La strumentazione utilizzata per le misure di rumore ambientale è composta da un trasduttore Lennartz LE3D-5s a tre componenti di velocità e da un acquisitore (sismografo SL06). Il sensore Lennartz consente di investigare con accuratezza l'intervallo di frequenza 0,2-50 Hz, che contiene largamente i valori di frequenza di interesse ingegneristico.

In totale sono state eseguite 54 misure di rumore ambientale, di durata un'ora, ubicate approssimativamente su una maglia di lato 700 m, così da avere due punti per km^2 (Fig. 1).

L'elaborazione dei dati si è basata sull'analisi dell'ampiezza delle componenti spettrali delle vibrazioni ambientali misurate nelle tre direzioni dello spazio. La frequenza di risonanza f_0 del terreno al di sotto del punto di misura è stata valutata mediante la tecnica HVSR o H/V (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*).

La distribuzione di f_0 evidenzia due grandi aree omogenee: la prima, corrispondente alle piane del Tevere e delle valli secondarie più larghe (Almone e Murcia in Fig. 1), la seconda coincidente con il resto dell'area studiata. La prima area è caratterizzata da una frequenza fondamentale f_0 ≈ 1 Hz mentre nella seconda f_0 = 0.30-0.35 Hz. Un esempio di curva H/V (media ± 1 deviazione standard) per entrambe le zone è mostrato in Fig. 1.

Nella valle del Tevere, con sottosuolo costituito prevalentemente da argille, limi e argille organiche (V_S ≈ 270 m/s), la frequenza fondamentale f_0 = 1 Hz conduce a H≈60 m, corrispondente al valore massimo dello spessore delle alluvioni recenti attraversato dai

sondaggi. Tale frequenza è quindi associata alla risonanza dei litotipi argillosi (SFTba3,4) delle alluvioni recenti al di sopra dei terreni più rigidi, costituiti da ghiaie basali delle alluvioni del Tevere (SFTba1) a loro volta sovrastanti le argille sovraconsolidate della formazione MVA.

Il picco a 0.3-0.35 Hz, invece, è caratteristico di tutta l'area in studio. Esso è presente anche nelle piane alluvionali recenti, dove è però superato in ampiezza dal picco a 1 Hz. Valori della frequenza di risonanza inferiori ad 1 Hz corrispondono a valori di H di alcune centinaia di metri, suggerendo quindi l'ipotesi di un basamento profondo. Quest'ultimo può essere individuato a circa 500 m di profondità dove, sulla base delle informazioni desunte da un sondaggio profondo perforato al Circo Massimo (Signorini, 1939), la formazione MVA passa da un litotipo prevalentemente limoso-argilloso ad uno sottostante più sabbioso e presumibilmente più rigido.

Questa ipotesi è ulteriormente supportata dai risultati delle analisi 1D di riposta sismica locale (Pagliaroli *et al*., 2013b) variando parametricamente la posizione del basamento e il gradiente di V_S all'interno della formazione MVA. La profondità di 500 m e il gradiente V_S=550-650 m/s, compatibile con le misure geofisiche effettuate nella porzione più superficiale di MVA, rappresentano la configurazione che meglio consente di riprodurre la frequenza fondamentale di 0.30-0.35 Hz.

Solo rare misure hanno evidenziato picchi H/V non riconducibili alle situazioni sopra descritte. Questo non sorprende, in quanto tra i litotipi rinvenuti nell'area in studio esistono modeste differenze di impedenza sismica (I, prodotto tra densità e V_S del litotipo), al massimo pari a 2.5 (vedi tabella 1). Queste poche misure sono state eseguite generalmente su siti caratterizzati da spessori elevati di coperture antropiche, sovrastanti tufi stratificati o litoidi.

Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS). La carta delle MOPS (Fig. 2) individua le microzone dove, sulla base di osservazioni geologiche e geomorfologiche e della valutazione dei dati litostratigrafici e meccanici, è prevedibile l'occorrenza di diversi tipi di effetti prodotti dall'azione sismica, in particolare amplificazione del moto sismico e instabilità di versante.

L'analisi dei dati ha consentito di stabilire l'assenza di zone stabili in senso stretto e la netta prevalenza di zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, brevemente descritte nel seguito.

Zone stabili suscettibili di amplificazione. Sono zone nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale. Le zone sono numerate in progressione, con un livello di amplificazione attesa crescente dalla prima all'ultima.

Zona 1 - Multilayer vulcano-sedimentario ridotto. Questa zona interessa la fascia di raccordo tra le pendici dei colli storici e le zone di fondovalle. La successione delle coperture comprende, dalla base, argille sabbiose fortemente sovraconsolidate (MVA), seguite da 10-15 metri di ghiaie e sabbie molto addensate (AA1 e AA2). Seguono, verso l'alto, limi e limi sabbiosi per uno spessore medio di 15 metri (AA3), al cui interno si rinvengono localmente tufi litoidi (PTI) per spessori massimi di 5 metri.

Tutta la zona è ricoperta da una coltre antropica con spessori estremamente variabili (fino a 10 metri).

Zona 2 - Substrato geologico non rigido. Questa zona caratterizza la base del colle Gianicolo, dove si rinvengono argille sabbiose fortemente sovraconsolidate (MVA) ricoperte da una coltre di riporti antropici, spessi fino a 10 m. Localmente il pendio è inclinato fino a 30°.

Zona 3 - Multilayer vulcano-sedimentario completo. Questa zona interessa le aree di *plateau* dei colli storici e la sommità del colle Gianicolo, caratterizzate da coperture vulcano-sedimentarie di origine continentale e marino-marginale. Tali coperture, come per la Zona 1, sovrastano argille sabbiose fortemente sovraconsolidate riferibili a MVA e comprendono, dal basso verso l'alto: 1) ghiaie sabbiose molto addensate e sabbie limose addensate per uno spessore medio di 10-15 metri (localmente fino a 25 metri), riferibili ai litotipi AA1, AA2, e PGLa; 2) tufi litoidi e semilitoidi (PTI, PPT), localmente stratificati (SKF), per uno spessore di

circa 15 metri; 3) sabbie mediamente addensate per uno spessore generalmente non superiore a 2-3 metri, riferibili a FTR2; 4) tufi litoidi fratturati (localmente sostituiti da litotipi pozzolanacei e argillificati), per uno spessore medio di 9-10 metri, riferibili ai litotipi VSN1a,b; 5) limi consistenti riferibili ad AT. Sul colle Gianicolo l'unità delle Alluvioni Terrazzate (AT) poggia direttamente sui tufi stratificati di Sacrofano (SKF).

La successione si conclude con una coltre di copertura antropica, con spessori variabili da 1 metro a 10 metri.

Zona 4 - Paleovalle sepolta della Formazione di Fosso del Torrino. Questa zona interessa in parte i colli Quirinale, Palatino, Celio, Oppio, e il settore compreso tra San Saba e il limite meridionale del Municipio (Fig. 2). Questi settori sono caratterizzati dal riempimento di una paleovalle larga (con coefficiente di forma, altezza su semilarghezza della valle, C=0,2), orientata in direzione circa nord-sud, riferibile alla Formazione di Fosso del Torrino, incisa fino alle argille sabbiose sovraconsolidate di MVA. La successione dei depositi di riempimento comprende, dal basso verso l'alto: 1) ghiaie e ghiaie sabbiose addensate per uno spessore di circa 10 metri (FTR1); 2) limi argillosi mediamente consistenti per uno spessore medio di 20 metri (FTR3); 3) sabbie limose mediamente addensate per uno spessore medio 5 metri (FTR2); 4) tufi generalmente pozzolanacei e argillificati, per uno spessore medio di 9-10 metri, riferibili a VSN1b; 5) limi consistenti riferibili ad AT.

La successione delle formazioni geologiche è ricoperta da una coltre antropica di spessore variabile tra 2 metri e 15 metri.

Zona 5 - Riporti su tufi litoidi e pozzolane. Questa zona comprende tutti quei settori del territorio municipale in cui si rinvengono riporti con spessori maggiori o uguali a 10 metri, che poggiano su vaste aree costituite da litotipi vulcanici litoidi e pozzolanacei.

La Zona 5 caratterizza gran parte dei colli Celio e Oppio, la porzione meridionale dell'Aventino e del Palatino, le zone della Stazione Termini e presso la Basilica di San Giovanni.

Zona 6 - Riporti su ghiaie e sabbie e su substrato geologico non rigido. Questa zona comprende tutti quei settori del territorio municipale in cui si rinvengono riporti con spessori maggiori o uguali a 10 metri, che poggiano su vaste aree costituite da ghiaie e sabbie riferibili ai litotipi AA1 e AA2 e sul substrato geologico non rigido (MVA).

La Zona 6 caratterizza principalmente le pendici meridionali del colle Palatino, la base del versante del Gianicolo, le antiche linee di impluvio sottostanti le attuali via del Tritone e via Nazionale.

Zona 7 - Asse centrale della valle del Tevere. La zona comprende la porzione centrale della valle del Tevere, in cui prevalgono litotipi sabbiosi (SFTba2). La successione comprende, dal basso verso l'alto: 1) argille sabbiose fortemente sovraconsolidate riferibili a MVA; 2) ghiaie e ghiaie sabbiose (SFTba1) per spessori massimi di 10 metri; 3) sabbie (SFTba2) per spessori che possono raggiungere i 40-50 metri, con intercalazioni metriche di limi e argille (SFTba3).

I depositi alluvionali recenti della valle del Tevere riferibili a questa zona sono ricoperti da una coltre antropica di spessore variabile, talvolta eccedente 10 metri.

Zona 8 - Porzioni laterali della valle del Tevere. La zona comprende le porzioni laterali della valle del Tevere, in cui prevalgono litotipi argillosi. La successione comprende, dal basso verso l'alto: 1) argille sabbiose fortemente sovraconsolidate riferibili a MVA; 2) ghiaie e ghiaie sabbiose (SFTba1) per spessori massimi di 10 metri; 3) argille e argille organiche (SFTba3,4) per spessori che possono raggiungere i 30-35 metri; 4) sabbie e sabbie limose (SFTba2) per spessori di 5-10 metri; 5) limi sovraconsolidati (SFTba3) per spessori di 5-10 metri.

I depositi alluvionali recenti della valle del Tevere riferibili a questa zona sono ricoperti da una coltre antropica di spessore variabile, che localmente supera 10 metri.

Zona 9 - Valle Murcia e fosso dell'Almone. La zona comprende i settori di fondovalle riferibili alla valle Murcia (Circo Massimo) e al fosso dell'Almone, caratterizzati da valli strette (coefficiente di forma $C \geq 0.25$) e riempimento costituito da depositi alluvionali recenti (SFTba).

Le incisioni vallive interessano tutta la coltre di coperture vulcano-sedimentarie, fino a incidere le argille sabbiose sovraconsolidate riferibili a MVA.

La successione di riempimento delle incisioni vallive comprende, dal basso verso l'alto, 1) sabbie e ghiaie limose addensate per uno spessore di circa 5 metri (SFTba1,2, seguite da 2) limi argillosi (SFTba3), spesso organici (SFTba4), poco consistenti, per uno spessore di 30-40 metri, all'interno dei quali si rinvengono intercalazioni di sabbie limose poco addensate (spessore massimo dei singoli corpi pari a 10 metri; litotipo SFTba2).

I settori di fondovalle sono interessati da una potente coltre di coperture antropiche, con spessori variabili da 10 a 20 metri.

Zona 10 - Tributari minori del Tevere. La zona comprende i settori di fondovalle riferibili ai tributari minori del Tevere (principalmente Velabro e Labicano), caratterizzati da valli molto strette (coefficiente di forma C >> 0.25) e un riempimento costituito da depositi alluvionali recenti (SFTba). Anche in questo caso, le incisioni vallive interessano tutta la coltre di coperture vulcano-sedimentarie, fino a interessare le argille sabbiose sovraconsolidate di MVA.

La successione di riempimento delle incisioni vallive comprende limi argillosi (SFTba3), spesso organici (SFTba4), poco consistenti, per uno spessore di 20-30 metri, all'interno dei quali si rinvengono intercalazioni di sabbie limose poco addensate (spessore massimo dei singoli corpi pari a 10 metri; litotipo SFTba2). Le ghiaie basali (SFTba1) sono nettamente subordinate.

I settori di fondovalle sono interessati da una potente coltre di coperture antropiche, con spessori variabili da 10 a 20 metri.

Zone suscettibili di instabilità. Sono zone nelle quali gli effetti sismici attesi predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del terreno, eventualmente associati a fenomeni di amplificazione del moto sismico.

Zona suscettibile a crolli e ribaltamenti. Le aree suscettibili ad instabilità di versante per crolli e ribaltamenti sono collocate lungo le pendici di Palatino (settore occidentale), Campidoglio e Aventino (settore occidentale). Tali aree interessano generalmente litotipi tufacei litoidi, a volte fratturati, ai quali si intercalano depositi sedimentari sabbioso-limosi (FTR2) che, in relazione alla giacitura dei contatti stratigrafici e alle caratteristiche geotecniche, possono influenzare le condizioni di stabilità dei versanti.

Queste ultime sono ulteriormente influenzate dalla presenza di strutture murarie e, soprattutto, di cavità prossime alla superficie lungo i versanti.

I versanti soggetti a crollo e ribaltamento sono stati spesso stabilizzati con interventi atti a ridurne la pericolosità.

Zona suscettibile a movimenti complessi. Tali aree interessano il versante settentrionale del colle Palatino, dove i litotipi limosi e sabbiosi della Formazione di Fosso del Torrino (FTR3 e FTR2, rispettivamente) assumono assetti giaciturali estremamente complessi, anche a causa delle profonde modificazioni indotte dall'azione antropica.

Nella carta (Fig. 2) sono riportate anche le forme di superficie e sepolte (elementi tettonico-strutturali, orli di scarpata morfologica, valli). In corrispondenza delle valli sepolte sono attesi significativi effetti 2D come risonanza nelle valli strette ed effetti di bordo in quelle larghe, come riscontrato numericamente nell'Area Archeologica Centrale di Roma (Pagliaroli *et al*., 2013b).

Confronto con la distribuzione dei danni occorsi in occasione di eventi sismici passati. Nel corso di oltre 2500 anni di storia, Roma ha risentito dei terremoti delle aree sismogenetiche limitrofe (Appennino centrale e complesso vulcanico dei Colli Albani), registrando un numero di danneggiamenti al patrimonio storico e monumentale non trascurabile. Recentemente Galli e Molin (2013) hanno rivisitato la storia sismica di Roma con lo scopo di costruire un catalogo dei terremoti eccedenti la soglia di danno. Dalle informazioni presentate nel catalogo di sito emerge che l'intensità macrosismica di Roma non ha mai raggiunto l'VIII grado MCS negli ultimi due millenni. Almeno sei volte dovrebbe aver toccato il VII MCS, due casi dei quali

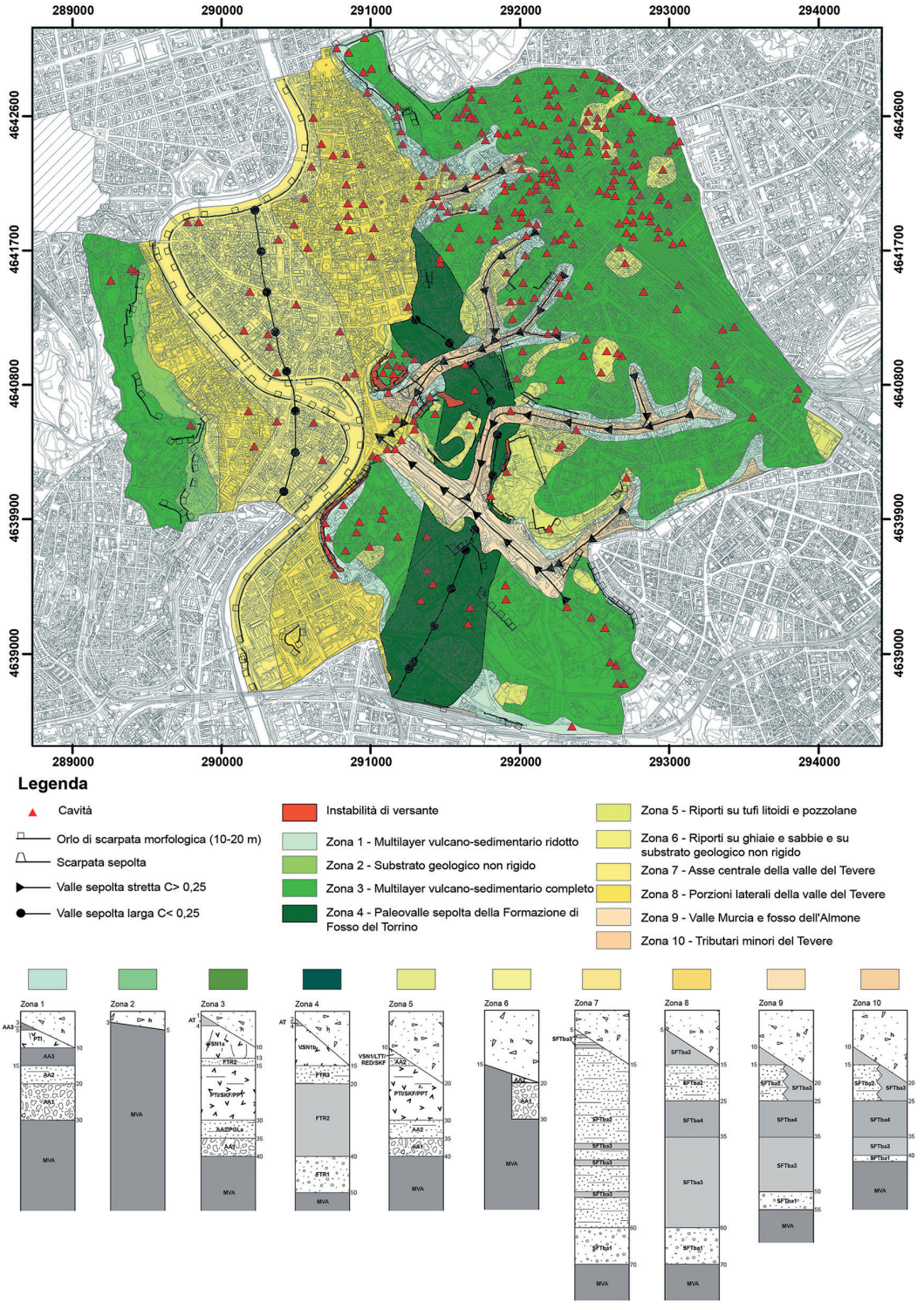


Fig. 2 – Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) con log di sintesi dei caratteri litologi.

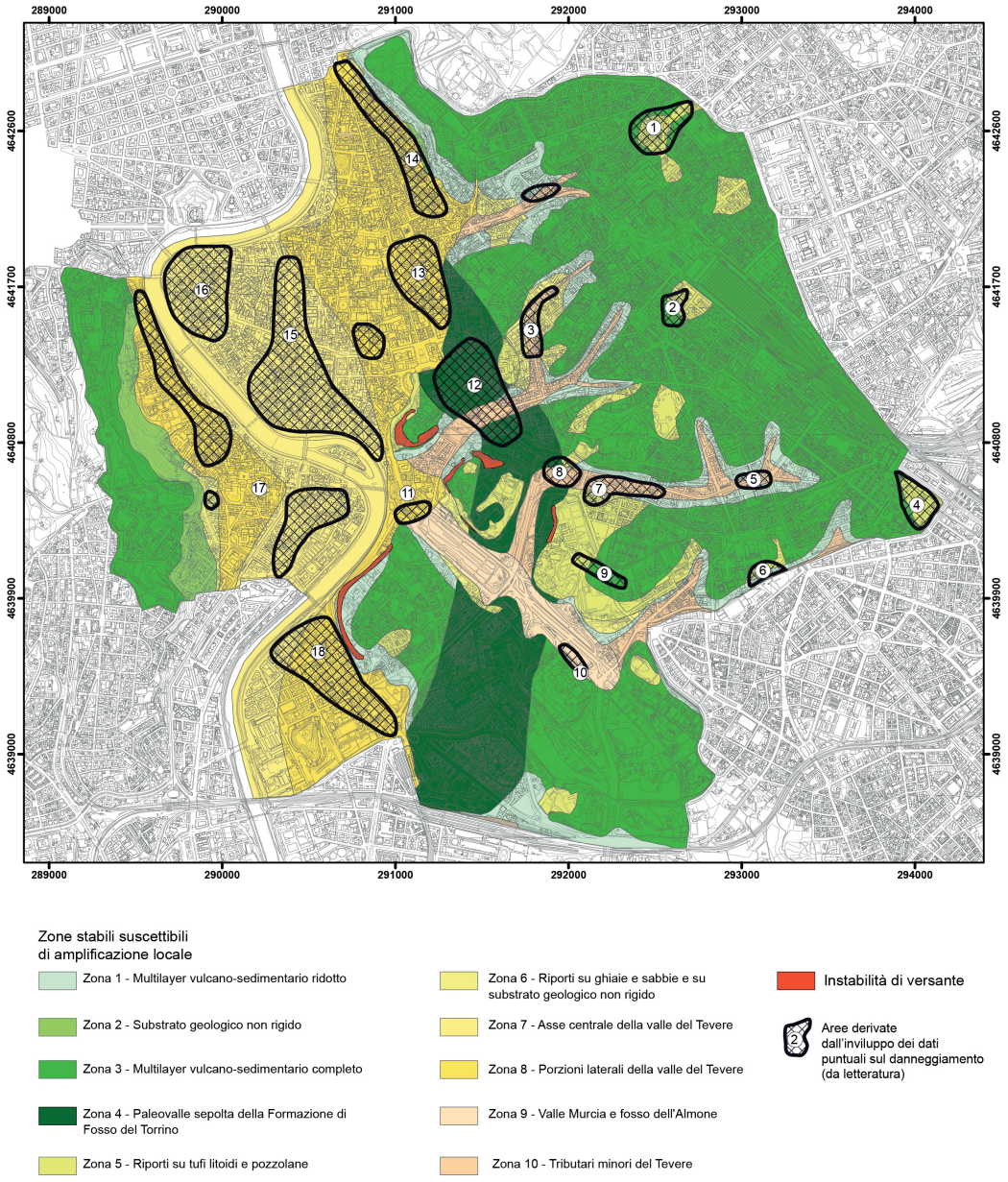


Fig. 3 – Confronto tra danni registrati a seguito di eventi simici e microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS). I dati relativi ai danni provengono da Ambrosini *et al.* (1986), Donati *et al.* (1999), Donati (2000), Bozzano *et al.* (2011).
Legenda dei luoghi: 1, via Piave-Porta Pia-Sallustiano; 2, Santa Maria Maggiore; 3, via Nazionale-via dei Serpenti-Sant'Agata dei Goti; 4, Santa Croce in Gerusalemme; 5, viale Manzoni; 6, San Giovanni in Laterano; 7, San Clemente-Labicano; 8, Colosseo; 9, Celio; 10, Terme di Caracalla; 11, Piazza Bocca della Verità; 12, Fori; 13, Trevi; 14, Piazza del Popolo-via Crispi; 15, Piazza Navona-Rione Sant'Angelo; 16, Rione Ponte; 17, Trastevere; 18, Testaccio.

sono documentati da dati affidabili (terremoti del 1349 e 1703 AD) e quattro da prove archeosismologiche e/o da indicazioni epigrafiche (terremoti del 443, 508, 801 e 847 AD).

Una evidente incidenza dei fenomeni di amplificazione locale sul moto sismico al suolo è stata osservata in occasione di diversi terremoti storici (Donati *et al.*, 1999), tra i quali Avezzano 1915 (Ambrosini *et al.*, 1986), Umbria-Marche 1997-98 (Donati, 2000), Aquilano 2009 (Bozzano *et al.*, 2011; Sbarra *et al.*, 2012).

Il confronto qualitativo tra la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) e la distribuzione geografica dei danni indotti sull'edificato dai terremoti storici nel Centro Storico permette di individuare interessanti coincidenze tra microzone e segnalazioni di danni (Fig. 3).

Buona parte dei danni e del risentimento macrosismico si concentra nella piana del Tevere e nelle valli alluvionali dei fossi tributari dove sono presenti le due microzone 7 e 8 della Carta delle MOPS. Tuttavia il danneggiamento sembra distribuito uniformemente, con alcune concentrazioni nella zona di Trastevere, Rione Sant'Angelo, Piazza Navona, Testaccio (Ambrosini *et al.*, 1986; Donati 2000; Donati *et al.*, 1999). Non è quindi possibile distinguere tra loro le microzone 7 e 8 in base ai danni registrati storicamente, ma si può ribadire che sono quelle con maggior numero di danni in tutta l'area in studio.

Quanto ai fossi laterali, dove sono presenti le microzone 9 e 10 (quelle potenzialmente più pericolose), si notano addensamenti di siti con danni e risentimenti lungo i fondovalle del fosso Labicano al Colosseo, Basilica di San Clemente, Viale Manzoni, e Velabro-Spinon, tra il Foro Romano e la zona di Via dei Serpenti-Via Nazionale. In quest'ultima zona, comunque, la distribuzione dei danni interessa anche le aree immediatamente limitrofe (Via Panisperna-Via Sant'Agata dei Goti), dove sono presenti le microzone 5 e 6, caratterizzate da alti spessori di riporto al di sopra di substrati rigidi (tufi-pozzolane e ghiaie, rispettivamente).

Altri raggruppamenti di siti con danni storici si notano nella valle dei Fori Imperiali, tra Campidoglio e Oppio (Donati, *et al.*, 1999), in coincidenza con la microzona 4. L'alta concentrazione di danneggiamenti in questa zona può spiegarsi con la presenza di molti edifici di età romana, potenzialmente molto vulnerabili all'azione sismica.

Infine, danni medio-alti si notano in alcune zone localizzate presso i complessi monumentali delle Basiliche di San Giovanni in Laterano, Santa Croce in Gerusalemme e Santa Maria Maggiore (Ambrosini *et al.*, 1986; Donati *et al.*, 1999; Donati, 2000), oltre che nelle zone di Castro Pretorio, Via Piave-Sallustiano e Celio. In tutti questi casi è interessante notare che i siti con danni si concentrano in corrispondenza di zone caratterizzate da elevati spessori di riporto, giacenti sopra un substrato vulcanico rigido (microzona 5). Le cause del danneggiamento, in questo caso, sarebbero da ricercare in effetti di amplificazione indotti dal forte contrasto di impedenza tra il riporto a bassa rigidezza e le vulcaniti sottostanti.

Bibliografia

Ambrosini S, Castenetto S, Cevolan F, Di Loreto E, Funiciello R, Liperi L, Molin D; 1986: Risposta sismica dell'area urbana di Roma in occasione del terremoto del Fucino del 13–1–1915. Memorie della Società Geologica Italiana, 35, 445-452.

Bozzano F, Giacomi A C, Martino S, Comando Prov. Vigili del Fuoco Roma; 2011: Damage scenario induced in the city of Rome by the L'Aquila seismic sequence of April 2009 (Italy). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2, 5-22.

Donati S; 2000: Guida al sottosuolo e alla risposta sismica di Roma. Dei, Tipografia del Genio Civile, Roma, pp. 87 e cartografia allegata.

Donati S, Funiciello R, Rovelli A; 1999: Seismic response in archaeological areas: the case-histories of Rome. Journal of Applied Geophysics, 41, 229-239.

Funiciello R, Giordano G; 2008: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 374 Roma. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 158.

Galli P, Molin D; 2013: Beyond the damage threshold: the historic earthquakes of Rome. Bull.of Earthquake Eng., doi:10.1007/s10518-012-9409-0.

ICMS; 2008: Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica. Gruppo di Lavoro ICMS, Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

Konno K, Ohmachi T; 1998: Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bull Seism Soc Am, 88, 228-241.
Mancini M, Marini M, Moscatelli M, Pagliaroli A, Stigliano F, Di Salvo C, Simionato M, Cavinato GP, Corazza A; 2013: A physical stratigraphy model for seismic microzonation of the Central Archaeological Area of Rome (Italy). Bull. of Earthquake Eng., in revisione.
Moscatelli M, Pagliaroli A, Mancini M, Stigliano F, *et al.*; 2012: Integrated subsoil model for seismic microzonation in the Central Archeological Area of Rome (Italy). Disaster Advances 5(3), 109-124.
Pagliaroli A, Lanzo G, Tommasi P, Di Fiore V; 2013a: Dynamic characterization of soils and soft rocks of the Central Archaeological Area of Rome. Bull. of Earthquake Eng., doi: 10.1007/s10518-013-9452-5.
Pagliaroli A, Quadrio B, Lanzo G, Sanò T; 2013b: Numerical modelling of site effects in the Palatine hill, Roman Forum and Coliseum archaeological area. Bull.of Earthquake Eng., doi: 10.1007/s10518-013-9436-5.
Sbarra P, De Rubeis V, Di Luzio E, Mancini M, Moscatelli M, Stigliano F, Tosi P, Vallone R; 2012: Macroseismic effects highlight site response in Rome and its geological signature. Natural Hazards, 62, 425-443 doi:10.1007/s11069-012-0085-9.
Signorini R; 1939: Risultati geologici della perforazione eseguita dall'AGIP alla mostra autarchica del minerale del Circo Massimo di Roma. Bollettino della Società Geologica Italiana, 58, 60-63.

MISURE DI SISMICA PASSIVA PER LA CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELL'ARGINE DESTRO DEL FIUME PO

E. Paolucci[1], D. Pileggi[1], D. Albarello[1], F. Guerrini[2], L. Martelli[3]
[1] Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi di Siena, Italia
[2] Libero professionista, Monteroni d'Arbia (SI), Italia
[3] Regione Emilia Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli, Bologna, Italia

Introduzione. Lo studio ha avuto come argomento la caratterizzazione dinamica nel campo delle piccole deformazioni dell'argine destro del fiume Po e dei depositi sottostanti attraverso l'utilizzo di tecniche di sismica passiva; in particolare l'area indagata interessa i circa 150 Km del tratto di argine compreso tra le località di Boretto (RE) e Ro (FE) (Fig. 1).

Questo lavoro si inserisce in un progetto finanziato dall'Autorità di Bacino del fiume Po (AdB Po) volto a valutare la stabilità degli argini in condizioni sismiche nei comuni caratterizzati dalla più alta pericolosità sismica lungo il tratto di fiume prima citato; tale progetto rientra in un accordo formalizzato tra Adb Po, l'Autorità Interregionale per il fiume Po (AIPO) e le Regioni Emilia-Romagna e Lombardia ed è stato portato avanti da un gruppo di lavoro di geologi ed ingegneri appartenenti al Politecnico di Milano (DIS-PoliMI), Università di Firenze (DICeA and SGSS) e Università di Siena (DSFTA-UNISI).

Il lavoro svolto, i cui risultati completano quelli già presentati durante il 30° convegno nazionale GNGTS (Martelli *et al.*, 2011) e quelli in corso di pubblicazione (Martelli *et al.*, 2013), ha avuto i seguenti scopi principali:

- identificare la presenza di eventuali fenomeni di risonanza potenzialmente responsabili di amplificazioni locali del moto sismico;
- vincolare la profondità e stimare l'entità dei principali contrasti di impedenza sismica responsabili di tali fenomeni;
- determinare il valore della frequenza di risonanza fondamentale dei depositi sottostanti l'argine;
- definire per i medesimi depositi la curva di dispersione apparente delle onde di Rayleigh e stimare il profilo di velocità delle onde di taglio;
- mettere in evidenza possibili differenze meccaniche nella struttura degli argini attraverso differenti tipologie di risposta alle sollecitazioni sismiche.

A questo scopo sono state condotte diverse campagne di misura delle vibrazioni ambientali ed in particolare sono state eseguite:

1. 321 coppie di misure a stazione singola lungo tutto l'argine indagato a distanza di 500 m le une dalle altre ed analizzate con la tecnica HVSR. Ciascuna coppia è costituita da

una misura sull'argine ed una ai piedi di quest'ultimo (rispettivamente segnaposto giallo e blu in Fig. 1);
2. 2 acquisizioni a stazione multipla (tecnica dell'antenna sismica o *array* sismico) eseguite a Boretto (RE) e a Casaglia (FE) per definire la curva di dispersione delle onde di Rayleigh nei due siti indagati. A partire da queste misure e tenendo in considerazione i dati disponibili sui valori di velocità delle onde S nel primo sottosuolo, sono stati determinati profili di velocità delle onde di taglio a profondità più elevate mediante procedure di inversione basate sugli Algoritmi Genetici. In particolare sono stati determinati 6 profili di velocità riferiti alle località di Boretto, Casaglia, Carbonara di Po (MN), Stellata (FE), Ravalle (FE) e Sabbioni (FE) (Fig. 1);
3. infine, utilizzando le acquisizioni di vibrazioni ambientali ottenute con le stazioni singole, è stato compiuto un tentativo di caratterizzazione dinamica dell'argine del Po nella zona esplorata. In particolare, a questo scopo sono state realizzate 321 analisi delle curve dei rapporti spettrali realizzate usando la tecnica della stazione di riferimento (SSR – Standard Spectral Ratios).

Misure HVSR. Le acquisizioni di vibrazioni ambientali a stazione singola sono state ottenute utilizzando tromografi digitali portatili del tipo TROMINO™, prodotti da *Micromed SpA* e dotati di un sistema di acquisizione a 24 bit equivalenti. Le misure sono state eseguite principalmente su terreno libero con frequenza d'acquisizione di 128 Hz e con durata pari a 20 minuti; tutte le acquisizioni sono state analizzate usufruendo del software GRILLA ed utilizzando lo stesso protocollo (Picozzi *et al.*, 2005).

Le acquisizioni sono state eseguite in due campagne distinte. La prima, svolta dal 9/02/2011 al 9/03/2011, ha interessato il tratto di argine compreso tra Carbonara di Po (MN) e Ro (FE); la seconda, svolta dal 13/09/2011 al 3/10/2011, ha interessato il tratto compreso tra Carbonara di Po e Boretto (RE).

I risultati di queste indagini mettono in evidenza la presenza nell'intera area indagata di massimi H/V a frequenze relativamente basse: in particolare è possibile notare un massimo compreso nell'intervallo 0.8-1 Hz nelle acquisizioni realizzate in provincia di Mantova e Ferrara, mentre le acquisizioni eseguite nel settore più ad ovest (provincia di Reggio Emilia) sono caratterizzate da un picco compreso nell'intervallo 0.65-0.7 Hz.

Nelle misure situate in provincia di Mantova e ad est di Ferrara sono stati osservati ulteriori picchi a frequenze ancora più basse, tra 0.2 e 0.5 Hz: tali massimi sono meno pronunciati in ampiezza rispetto ai precedenti ma sono persistenti e tendono a spostarsi verso frequenze maggiori (da 0.2 a 0.5 Hz) avvicinandosi a Bondeno (FE). Questi tendono poi a scomparire nell'area prossima alla città di Ferrara.

Solo localmente è possibile constatare la presenza di picchi a frequenze molto più elevate, compresi tra 5 e 11 Hz.

Utilizzando il semplice abaco proposto da Albarello e Castellaro (2011), i massimi osservati nelle diverse curve HVSR corrisponderebbero tutti a contrasti di impedenza profondi (>100 m).

Misure su antenna sismica e determinazione del profilo di velocità delle onde S. Le acquisizioni di vibrazioni ambientali con antenna sismica sono state eseguite mediante un sistema composto da 16 geofoni verticali con frequenza propria pari a 4.5 Hz, collegati ad un acquisitore a 24 bit equivalenti del tipo BrainSpy™ prodotto da *Micromed SpA*. La registrazione di Boretto ha avuto una durata complessiva di 20 minuti, quella di Casaglia di 60 minuti; per entrambe è stata utilizzata una frequenza di campionamento di 128 Hz. Le antenne sono state realizzate con configurazioni spaziali bi-direzionali a croce (Boretto) e a forma di L (Casaglia), con sensori irregolarmente spaziati (nell'intervallo 0.5-30 m); le lunghezze massime dei rami sono state di circa 190 m e 120 m rispettivamente.

La determinazione della curva di dispersione delle onde di Rayleigh è stata ottenuta tramite matrici cross-spettrali attraverso la tecnica ESAC (*Extended Spatial AutoCorrelation*; Ohori *et*

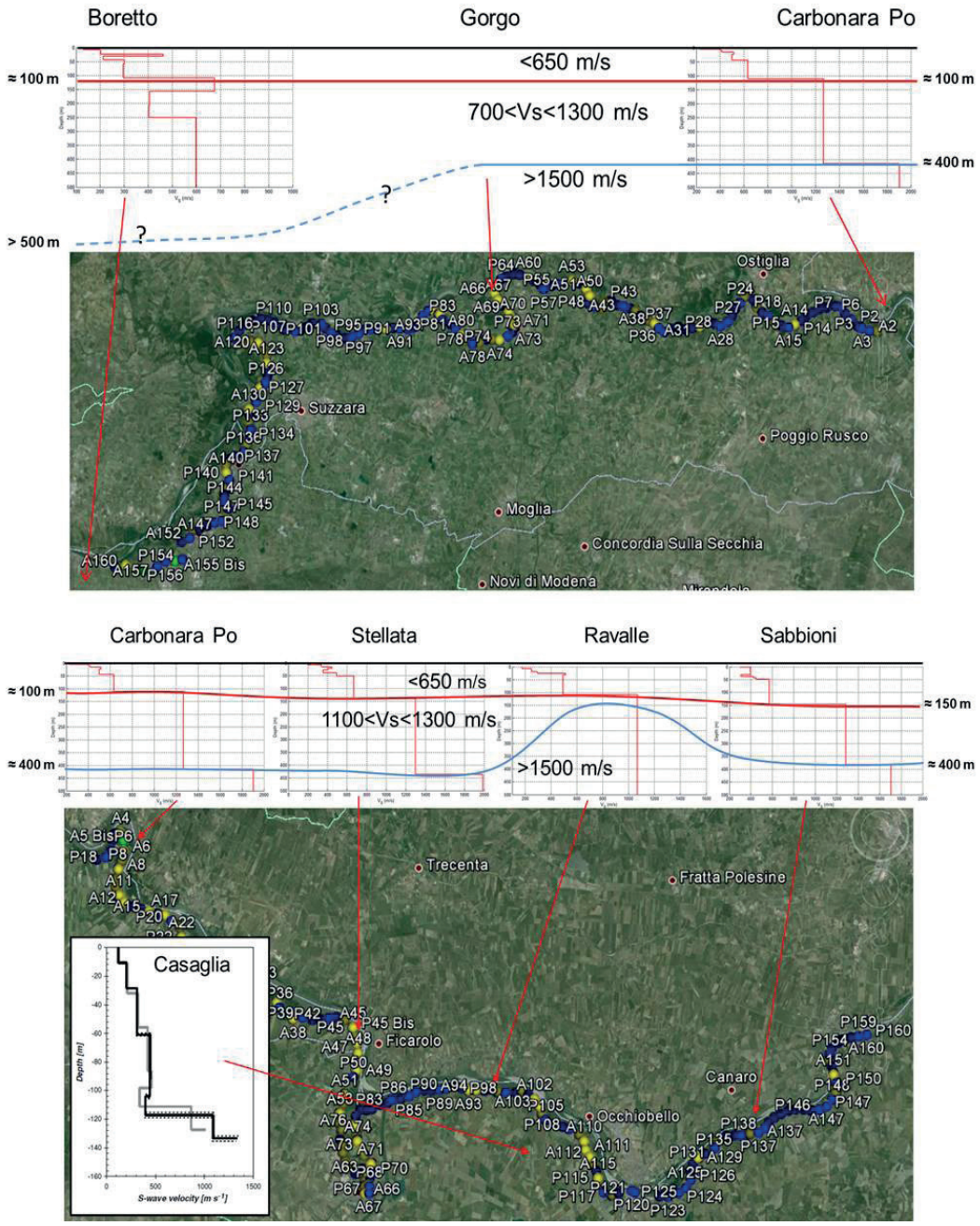


Fig. 1 – Andamento nello spazio e in profondità delle due superfici risonanti individuate nel tratto Boretto-Carbonara Po (sopra) e nel tratto Carbonara Po-Ro (sotto). L'interfaccia più superficiale, evidenziata in rosso, è rilevabile all'interno della sequenza alluvionale quaternaria ed è molto probabilmente riferita all'*unconformity* della parte superiore del Pleistocene Medio (circa 450.000 anni); la superficie più profonda, invece, è presumibilmente identificabile con il tetto della successione marina quaternaria del Pleistocene inferiore (circa 800.000 anni; Martelli *et al.*, 2013). Nelle sezioni di riferimento sono riportati i risultati delle 6 inversioni effettuate; i segnaposto presenti nelle immagini satellitari indicano le ubicazioni delle 321 coppie di misure a stazione singola effettuate (i segnaposto gialli indicano le acquisizioni realizzate sull'argine, quelli blu le misure situate ai piedi della struttura).

al., 2002; Okada, 2003) nella forma proposta da Parolai *et al.* (2006). Dopo aver esaminato le curve ottenute, è stato ritenuto opportuno considerare come significativa nel caso di Boretto la parte della curva compresa tra 1.5 Hz e 12 Hz circa, invece, per quanto riguarda Casaglia, la parte della curva contenuta tra 2 Hz circa e 10Hz. Gli andamenti dei rami di curva così ottenuti sono molto simili tra di loro e sono caratterizzati da valori di velocità delle onde di Rayleigh che decrescono con l'aumentare della frequenza: in particolare si passa da velocità effettive di 350 m/s circa per le frequenze più basse a quelle di 100-150 m/s per le frequenze più alte.

Invertendo congiuntamente la curva di dispersione ricavata dall'antenna di Boretto e la misura HVSR acquisita in sua prossimità attraverso l'utilizzo di metodi basati sugli Algoritmi Genetici, il miglior profilo sismostratigrafico ottenuto mostra una significativa variazione di velocità delle onde di taglio (si passa da 300 m/s a circa 700 m/s) localizzata a circa 110 m di profondità (Fig. 1).

Per quanto riguarda l'antenna sismica realizzata a Casaglia, l'inversione congiunta delle due curve è stata portata avanti inizialmente con l'impiego degli Algoritmi Genetici e in seguito è stata "raffinata" utilizzando il metodo degli Algoritmi Linearizzati (Picozzi e Albarello, 2007). Il profilo risultante individua un contrasto di impedenza localizzato ad una profondità simile (120 m circa) a quello individuato dall'inversione di Boretto, soltanto che in questo caso la variazione di velocità delle onde di taglio è molto più marcata, in quanto si passa da circa 400 m/s a 1100 m/s (Fig. 1).

Per ricavare informazioni sul profilo di velocità delle onde S in altre zone dell'area esplorata, in 4 ulteriori siti sono state invertite le sole curve H/V ottenute alla base dell'argine utilizzando come vincolo (fino a 30-50 m di profondità) i valori di Vs ricavati da misure *down-hole* presenti nelle vicinanze delle misure a stazione singola prese in considerazione. Le 4 acquisizioni HVSR invertite sono situate nel tratto Carbonara di Po – Ro e precisamente, procedendo da W verso E, si trovano tra Carbonara di Po e Carbonarola (MN), a Stellata (FE), presso Ravalle (FE) e presso Sabbioni (FE) (Fig. 1). Queste curve H/V sono caratterizzate da un massimo principale a circa 0.8 Hz e da un picco meno pronunciato a 0.2-0.3 Hz; la misura di Ravalle, a differenza delle altre, presenta soltanto un massimo a circa 0.9 Hz.

Osservando i risultati dei miglior profili di Vs ottenuti dalle inversioni è possibile notare la presenza nei primi 500 m di due significativi salti di velocità (Fig. 1): il primo (individuato anche dalle inversioni descritte precedentemente e riferito al massimo HVSR individuato a 0.8-0.9 Hz) è situato tra 110 m (Carbonara di Po) e 140-150 m (Stellata e Sabbioni); il secondo invece è localizzato tra 380 m di profondità (Sabbioni) e 420-440 m (Carbonara di Po e Stellata).

Per quanto riguarda invece l'inversione della misura di Ravalle, dal miglior profilo risultante risulta possibile constatare la presenza, nei primi 500 m, di un solo significativo contrasto di impedenza, ubicato in questa zona a circa 110 m di profondità (Fig. 1); l'entità di tale salto di velocità risulta compatibile con i risultati ottenuti sia dall'inversione di Casaglia, sia dall'indagine *cross-hole* (realizzata dalla Regione Emilia Romagna) situata nelle vicinanze della misura HVSR in questione.

Analisi SSR per la caratterizzazione degli argini. Come accennato nell'introduzione, per ognuno dei 321 siti indagati lungo l'argine destro del fiume Po sono state realizzate due misure a stazione singola, una ubicata sull'argine ed una ai piedi di quest'ultimo. Lo scopo principale di questa configurazione scelta a priori è stato quello di effettuare, per ciascuna postazione esplorata, l'analisi Standard Spectral Ratio (SSR) finalizzata a mettere in evidenza eventuali differenze meccaniche nella struttura dell'argine attraverso le differenti modalità di risposta della struttura alle sollecitazioni indotte dalle vibrazioni ambientali.

Dal punto di vista teorico, l'ampiezza spettrale media M_i del moto nella direzione *i-ma* in un determinato punto del manufatto sollecitato dal rumore sismico ambientale N_j relativo alla dimensione *j-ma*, nel dominio delle piccole deformazioni per una frequenza v, può essere visto come il prodotto

$$M_i(\upsilon) = N_j(\upsilon) G_{ij}(\upsilon)$$

dove G_{ij} rappresenta la funzione di risposta della struttura presa in considerazione, ovvero la sua risposta ad una sollecitazione istantanea puntuale di intensità unitaria. Disponendo di misure di rumore ambientale condotte sulla struttura (M_i; segnaposto giallo in Fig. 1) e in campo libero (N_j; segnaposto blu in Fig. 1) per le diverse frequenze di vibrazione, è possibile calcolare la funzione SSR (Standard Spectral Ratio) nella forma

$$SSR_{ii}(\upsilon) = \frac{M_i(\upsilon)}{N_i(\upsilon)} = G_{ii}(\upsilon)$$

dallo studio della quale è possibile risalire alle proprietà dinamiche (per es. la frequenza di risonanza) della struttura presa in considerazione (in questo caso l'argine) rappresentate dalla funzione di risposta G (Parolai *et al.*, 2005; Albarello *et al.*, 2009).

Le curve SSR sono state ottenute tramite l'utilizzo del software GRILLA, attribuendo alle acquisizioni realizzate alla base dell'argine il ruolo di sito di riferimento. Inoltre, per enfatizzare

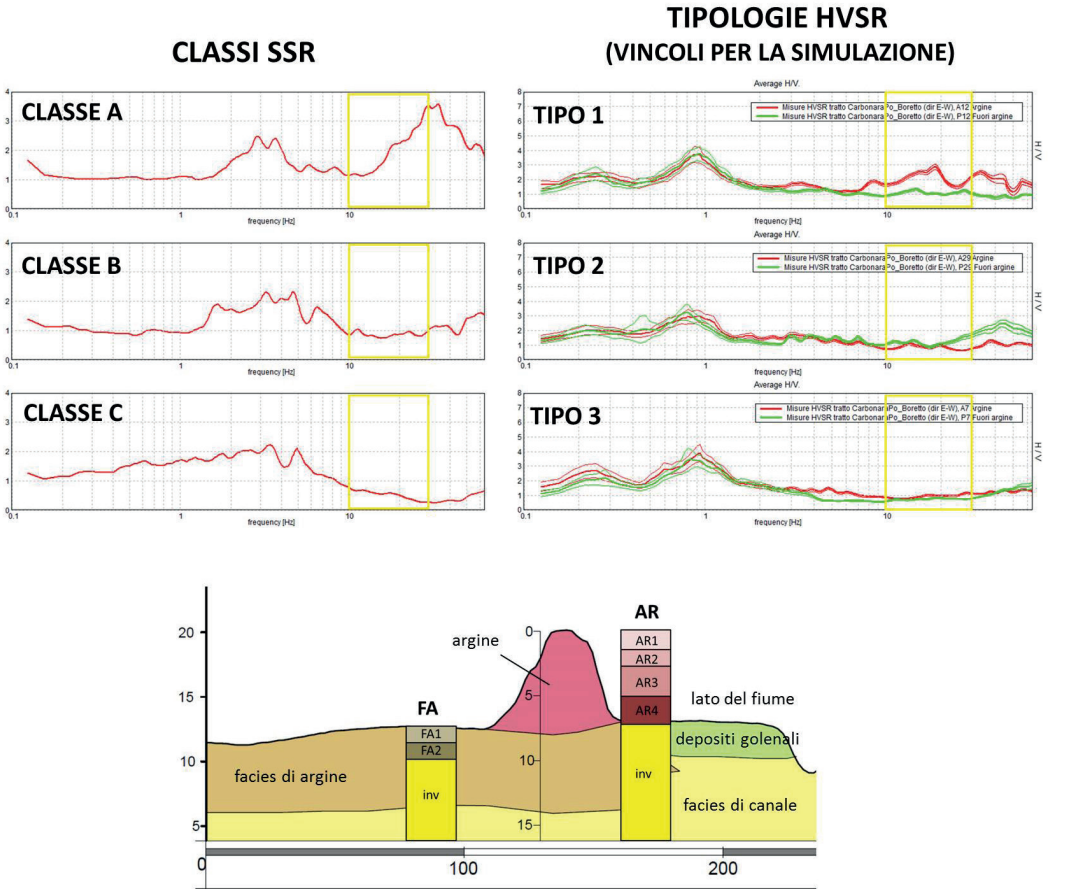


Fig. 2 – In alto a sinistra, le tre classi di curve SSR individuate. In alto a destra, le tre tipologie di comportamento delle curve HVSR, riscontrabili in ognuna delle tre classi identificate (in rosso la misura eseguita sull'argine, in verde quella realizzata ai piedi della struttura). In giallo è visualizzato l'intervallo di frequenze di interesse (10-30 Hz). In basso, sezione geologica rappresentativa della zona dell'argine del Po: con AR e FA sono indicati i modelli stratigrafici tipo utilizzati per le simulazioni dirette (da Martelli *et al.*, 2013, modificata).

gli eventuali massimi di tali curve, gli spettri medi di ampiezza delle tre componenti spaziali utilizzati per i rapporti sono stati lisciati con una finestra mobile triangolare di estensione pari al 5% della finestra centrale.

Tenendo conto che il dispositivo di acquisizione è stato sempre orientato verso N, le due componenti spaziali orizzontali misurate hanno sempre direzione N-S ed E-O. Per ogni sito analizzato, osservando in particolare le due curve SSR ottenute dai rapporti spettrali di tali componenti nella banda di frequenze 1-10 Hz, è stato possibile appurare:

- la presenza, nella maggior parte dei casi, di un massimo compreso nell'intervallo di frequenze 2-4 Hz di ampiezza compresa tra 1.5 e 4.5;
- che, nei tratti dove l'argine risulta orientato in direzione N-S ed E-O, le due curve non sono caratterizzate da marcate differenze, né per quanto riguarda la frequenza di picco, né per quanto riguarda l'andamento.

Alla luce di quest'ultima caratteristica e considerando la geometria dell'argine, vincolata lungo una direzione e maggiormente libera di oscillare lungo l'altra, è ragionevole ipotizzare che i massimi individuati dalle analisi SSR non rappresentano in realtà l'effetto della geometria dell'argine: se così fosse, la curva SSR riferita al rapporto spettrale delle componenti orizzontali parallele alla direzione della struttura dovrebbe mostrare delle evidenti diversità, soprattutto nei valori di frequenza dei massimi, rispetto a quella ottenuta dal rapporto spettrale delle componenti perpendicolari alla direzione della struttura. È molto probabile, quindi, che i picchi di frequenza individuati nell'intervallo 2-4 Hz siano connessi con delle variazioni sismostratigrafiche più o meno significative tra i depositi sottostanti l'argine e i depositi sottostanti il sito scelto come riferimento per i rapporti SSR (alla base dell'argine).

Sulla base di queste osservazioni, quindi, è stato ritenuto opportuno esaminare soltanto una parte della curva SSR, senza tener conto delle limitate differenze tra le curve ottenute dai rapporti spettrali delle componenti orizzontali aventi direzione E-O e quelle riferite alle componenti orizzontali con direzione N-S. In particolare, prendendo in considerazione i valori delle velocità delle onde di taglio dei materiali caratterizzanti l'argine (200-400 m/s) evidenziati dalle prove *down-hole* realizzate sul rilevato dalla Regione Emilia Romagna e le dimensioni della struttura (sulla direzione di massima variazione topografica), è stata scelta come rappresentativa della struttura presa in considerazione la banda di frequenze compresa tra 10 e 30 Hz.

Osservando quindi le curve SSR ottenute dai rapporti spettrali delle componenti orizzontali in questo intervallo di frequenze è stato possibile individuare tre tipi di comportamenti (Fig. 2):

- le curve presentano un massimo o un andamento complessivo di ampiezza >2 (*classe A*);
- l'andamento complessivo delle curve è caratterizzato da un'ampiezza compresa tra 0.5 e 2 (*classe B*);
- le curve presentano un minimo localizzato o un andamento complessivo di ampiezza <0.5 (*classe C*).

Appurato che le differenze evidenziate da queste tre tipologie di SSR non sono legate ad elevati contrasti di velocità delle onde di taglio tra i materiali costituenti l'argine e quelli sottostanti (come dimostrano sia i *down-hole* sopra citati sia i risultati delle misure HVSR condotte sulla struttura), è stato ritenuto opportuno svolgere delle simulazioni dirette per comprendere meglio quali sono i parametri che entrano maggiormente in gioco nella determinazione dell'andamento di tali curve nell'intervallo di frequenza 10-30 Hz. In particolare è stato utilizzato un programma di simulazione basato sulla generazione di onde superficiali che segue il modello teorico esposto nell'articolo di Lunedei e Albarello (2009).

Con lo scopo di avere ulteriori vincoli per la simulazione, sono stati presi in considerazione gli andamenti, nella banda di frequenze di interesse, delle curve HVSR delle acquisizioni condotte sull'argine e alla sua base, confrontandoli tra di loro. É possibile così individuare tre ulteriori tipologie di comportamento, riscontrabili in ognuna delle tre classi identificate (Fig. 2):

- la differenza in termini di ampiezza tra la curva HVSR realizzata sull'argine e la curva HVSR realizzata fuori dalla struttura è di almeno 1 (*tipo 1*);
- la differenza in termini di ampiezza tra la curva HVSR realizzata fuori dall'argine e la curva HVSR realizzata sulla struttura è di almeno 1 (*tipo 2*);
- la differenza in termini di ampiezza tra le due curve H/V è minore di 1 (*tipo 3*).

Al fine di simulare le nove sottoclassi individuate (determinate dalle tre classi di SSR e dai tre tipi di comportamenti delle curve H/V sopra descritti) sono stati considerati due modelli "tipo" rappresentativi della configurazione stratigrafica dei materiali costituenti l'argine (colonna AR in Fig. 2) e dei materiali caratterizzanti il sito di riferimento posto alla base del rilevato (colonna FA in Fig. 2). Lo scopo di queste simulazioni dirette è quello di mettere in risalto le proprietà intrinseche dell'argine, supponendo che i materiali al di sotto di questo si comportino in maniera simile a quelli del sito di riferimento.

In particolare è stato ipotizzato che il rilevato sia costituito da quattro strati con spessore pressoché costante (Fig. 2 e Tab. 1) caratterizzati da limitate variazioni di velocità delle onde di taglio e di densità dedotte dai *down-hole* prima citati; per i valori di Vp, invece, sono state ipotizzate anche delle variazioni più consistenti evidenziate in alcuni casi anche dalle prove sismiche in foro. Per quanto riguarda la colonna FA è stata quindi supposta l'esistenza di un pacco di strati con proprietà meccaniche identiche a quello presente al di sotto del rilevato (rappresentato in giallo in Fig. 2 come "inv"), con l'unica differenza dei due strati superficiali FA1 e FA2 (aventi spessore complessivo di 2 m), caratterizzati da valori di Vs e Vp leggermente inferiori a quelli degli strati sottostanti e necessari per soddisfare i vincoli riguardanti le curve H/V.

Per ottenere la simulazione di una sottoclasse, spesso è stato necessario utilizzare da una a tre coppie di modelli AR e FA; la classe B3, a differenza delle altre, può essere simulata adoperando sei coppie di modelli differenti. In Tab. 1 sono mostrati i valori dei parametri di una coppia di modelli AR e FA utilizzati per la simulazione diretta della sottoclasse C3.

Tab. 1 – Valori dei parametri di una coppia di modelli AR e FA utilizzati per la simulazione diretta della sottoclasse C3. Con AR è indicato il modello rappresentativo della configurazione stratigrafica dei materiali costituenti l'argine, con FA quello dei materiali caratterizzanti il sito di riferimento posto alla base del rilevato (Fig. 2). In ogni tabella sono indicati, per ogni strato, i valori di spessore (H), velocità delle onde di compressione (VP), velocità delle onde di taglio (VS), fattore di smorzamento delle onde P (DP) e delle onde S (DS); il valore di DS è stato sempre ipotizzato il doppio di DP.

AR					
	H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	DP	DS
AR1	1,5	400	200	0,025	0,05
AR2	1	600	300	0,025	0,05
AR3	2,5	850	400	0,025	0,05
AR4	2	1100	400	0,025	0,05
INV	8	1300	400	0,0025	0,005
	15	1300	400	0,0025	0,005
	50	1400	400	0,0025	0,005
	100	1400	500	0,0025	0,005
	0	1500	600	0,0025	0,005

FA					
	H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	DP	DS
FA1	1	700	200	0,0025	0,005
FA2	1	700	300	0,0025	0,005
INV	8	1300	400	0,0025	0,005
	15	1300	400	0,0025	0,005
	50	1400	400	0,0025	0,005
	100	1400	500	0,0025	0,005
	0	1500	600	0,0025	0,005

Esaminando tutte le configurazioni stratigrafiche utilizzate per le simulazioni dirette delle nove sottoclassi è possibile dedurre come, in diversi casi, il fattore di smorzamento possa giocare un ruolo decisamente rilevante. Risulta evidente, infatti, che la simulazione diretta

di alcune sottoclassi è possibile soltanto considerando una notevole variazione dei valori del fattore di smorzamento delle onde P (DP) e delle onde S (DS) tra gli strati costituenti l'argine e gli strati identificati come "inv" in Fig. 2 e in Tab. 1, ovvero i materiali presenti al di sotto e fuori dal rilevato. In particolare abbiamo che:

- la simulazione della sottoclasse A2 necessita che il valore del fattore di smorzamento del rilevato sia al massimo 1/10 di quello degli strati sottostanti e degli strati fuori dall'argine;
- la simulazione della sottoclasse B1 necessita che il valore del fattore di smorzamento dell'argine superi di almeno 5 volte quello degli strati sottostanti e quello degli strati fuori dall'argine;
- la simulazione della sottoclasse C1 necessita che il fattore di smorzamento dell'argine superi di almeno 15 volte quello degli strati sottostanti e quello degli strati fuori dall'argine;

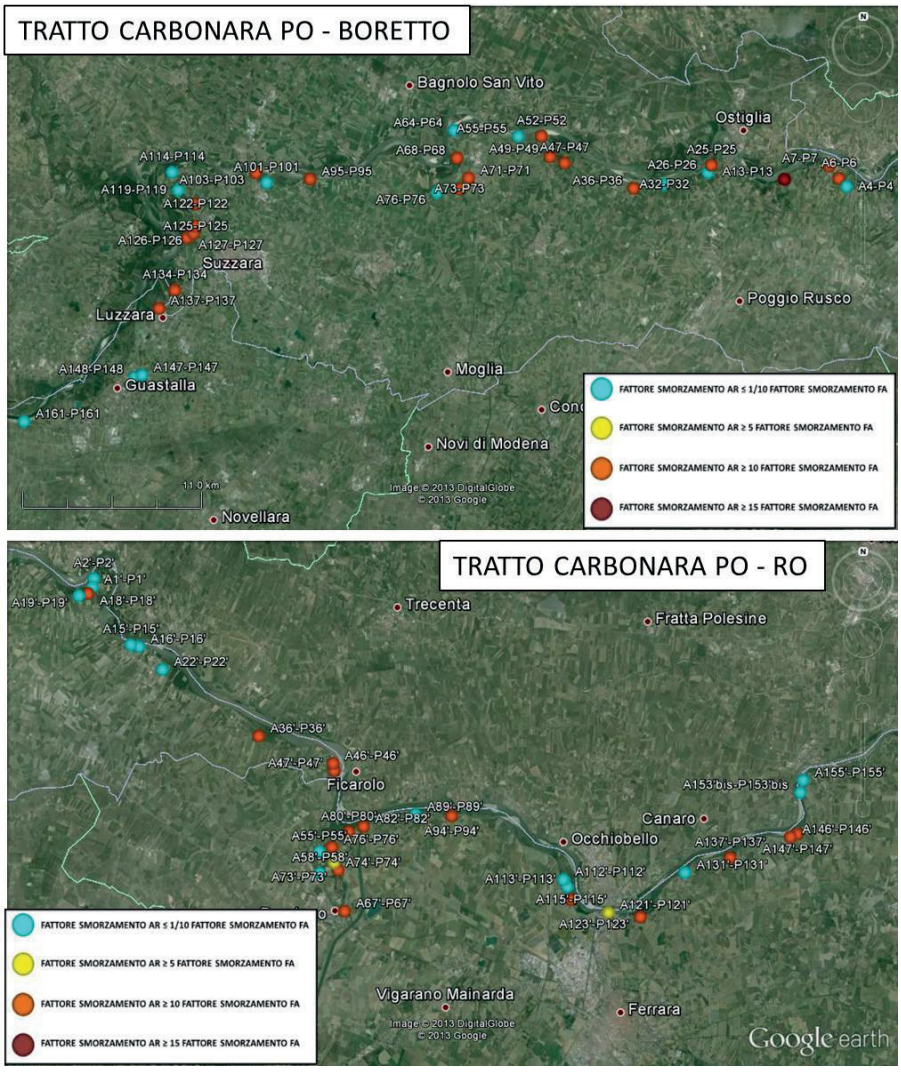


Fig. 3 – Ubicazione dei siti dove l'argine è caratterizzato da un comportamento peculiare in termini di smorzamento. I colori dei segnaposto sono riferiti al tipo di sottoclasse (celeste: sottoclasse A2; giallo: sottoclasse B1; bordeaux: sottoclasse C1; arancione: sottoclasse C3).

- la simulazione della sottoclasse C3 necessita che il fattore di smorzamento dell'argine superi di almeno 10 volte quello degli strati sottostanti e quello degli strati fuori dall'argine.

Conclusioni. I risultati delle misure HVSR e delle inversioni mostrano la presenza, nell'area indagata, di contrasti di impedenza sismica a varie profondità. In particolare, considerando i valori di velocità delle onde di taglio determinati dalle 6 inversioni realizzate, i massimi di frequenza intorno a 0.65-0.7 Hz nella zona di Reggio Emilia e quelli intorno a 0.8-1 Hz riscontrati in provincia di Mantova e Ferrara sono compatibili con contrasti di impedenza situati indicativamente tra 100 e 150 m di profondità, mentre i picchi a frequenze più basse (0.2-0.5 Hz) sono riferiti a superfici risonanti localizzate a centinaia di metri di profondità.

Dalla Fig. 1 è possibile notare che la superficie risonante più superficiale nel tratto Boretto-Carbonara Po è caratterizzata da valori di Vs compresi tra circa 700 m/s e circa 1300 m/s; nel tratto Carbonara Po-Ro, invece, questa interfaccia presenta valori che oscillano tra 1100 m/s e 1300 m/s. Per quanto riguarda il contrasto di impedenza più profondo, nel tratto Boretto-Carbonara Po (Fig. 1 in alto) la superficie risonante in questione raggiunge profondità maggiori di 500 m nella parte più ad W, per poi risalire a circa 400 m nella zona compresa tra la località di Gorgo (dove incomincia ad evidenziarsi la presenza di un picco H/V a circa 0.3 Hz) e Carbonara Po. Nel tratto Carbonara Po-Ro (Fig. 1 in basso) l'interfaccia più profonda rimane alla profondità di circa 400 m almeno fino alla misura P48, per poi risalire per circa 300 m fino a "fondersi" con la superficie risonante più superficiale nella zona compresa tra la località di Ravalle e Casaglia, dove le acquisizioni HVSR identificano soltanto il massimo a circa 0.8 Hz; nella zona ad E di Casaglia l'interfaccia in questione si approfondisce di nuovo, fino a raggiungere i 380 m presso la misura P139. Come si può vedere dai risultati delle inversioni delle acquisizioni P6, P48 e P139, la superficie risonante più profonda raggiunge valori di velocità delle onde di taglio compresi tra 1700 m/s e circa 2000 m/s.

Per quanto riguarda le analisi SSR, a partire da numerose simulazioni numeriche, è stato possibile attribuire un diverso livello di smorzamento ai materiali che costituiscono alcune porzioni dell'argine e a quelli del terreno di riferimento (piede dell'argine).

Sono stati quindi identificati 62 siti caratterizzati da un comportamento dinamico peculiare in termini di smorzamento rispetto agli altri 259 siti analizzati. Esaminando le numerose sezioni geologiche realizzate dalla Regione Emilia Romagna (Martelli *et al.*, 2013) che attraversano il rilevato presso diversi punti di misura, è ragionevole ipotizzare che tale comportamento sia attribuibile ai materiali che costituiscono l'argine piuttosto che ai terreni presenti al di sotto del rilevato, in quanto la stessa configurazione stratigrafica è rilevabile presso punti appartenenti a sottoclassi SSR differenti.

Infine, osservando la disposizione spaziale dei 62 siti individuati (Fig. 3) è possibile constatare che questi possono delineare o punti isolati oppure tratti di argine continui di circa 1-1,5 km di lunghezza (per esempio il tratto a NO di Suzzara e il tratto ad est di Carbonara Po); inoltre è evidente come i siti di tipo A2 e C3 siano presenti in quantità notevolmente maggiori rispetto a quelli di tipo B1 (2 siti) e C1 (1 sito).

Bibliografia

Albarello D., Bianca M., Gallipoli M.R., Lizza C. e Mucciarelli M. (2009). Indagini speditive di comportamento dinamico di edifici monumentali storici e dei loro suoli di fondazione. Terremoti e paesaggio naturale e antropico, Storia Geofisica Ambiente, 213-232.

Albarello D., Castellaro S., (2011). Tecniche sismiche passive. Ingegneria Sismica, Anno XXVII, 2 (Suppl.), 32-63.

Lunedei E. e Albarello D. (2009). On the seismic noise wavefield in a weakly dissipative layered Earth. Geophys. J. Int., vol. 177, pp. 1001–1014, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04062.x.

Martelli L., Severi P., Biavati G., Rosselli S., Camassi R., Ercolani E., Marcellini A., Tento A., Gerosa D., Albarello D., Guerrini F., Lunedei E., Pileggi D., Pergalani F., Compagnoni M., Fioravante V., Giretti D. (2011). Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po river. 30° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 14-17 novembre 2011, Trieste.

Martelli L., Severi P., Biavati G., Rosselli S., Camassi R., Ercolani E., Marcellini A., Tento A., Gerosa D., Albarello D., Guerrini F., Lunedei E., Pileggi D., Pergalani F., Compagnoni M., Fioravante V., Giretti D. (2013). Analysis of the

local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po river (Northern Italy). Boll. Geofis. Teor. Appl., in stampa.
Ohori M., Nobata A. e Wakamatsu K. (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. Bulletin of Seismological Society of America, 92, 6, 2323-2332.
Okada H. (2003). The Microtremor Survey Method. Geophysical Monograph Series, SEG, pp. 129.
Parolai S., Facke A., Richwalski S.M., Stempniewski L. (2005). Assessing the vibrational frequencies of the Holweide hospital in the city of Cologne (Germany) by means of ambient seismic noise analysis and FE modelling. Natural Hazard, 34, 217230.
Parolai S., Richwalski S.M., Milkereit C. e Faeh D. (2006). S-wave velocity profile for earthquake engineering purposes for the Cologne area (Germany). Bull. Earthq. Eng., 65–94, doi:10.1007/s10518-005-5758-2.
Picozzi M., Parolai S. e Albarello D. (2005a). Statistical analysis of noise Horizontal to Vertical Spectral Ratios (HVSR). Bull. Seism. Soc. Am., 95, 5, 1779-1786.
Picozzi M. e Albarello D. (2007). Combining Genetic and Linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves. Geophys.J.Int., 169, 189-200.

FAGLIE ATTIVE E CAPACI NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA: DEFINIZIONI E PROCEDURE DI ZONAZIONE

E. Peronace[1], P. Boncio[2], P. Galli[1,3], G. Naso[3]
[1]CNR, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria IGAG
[2]Università di Chieti-Pescara
[3]Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Introduzione. A seguito del terremoto aquilano del 6 aprile 2009 sono state rilevate evidenze di fagliazione di superficie nel centro urbano di Paganica (frazione dell'Aquila). Nella fase di ricostruzione è emersa la necessità di definire dei criteri di perimetrazione delle aree e di disciplina degli usi del suolo in zone di Faglie Attive e Capaci (FAC). Con tali obiettivi è stato costituito un gruppo di lavoro di esperti (geologi, ingegneri strutturisti e architetti pianificatori) che, sotto il coordinamento del Dipartimento della Protezione Civile (DPC), ha redatto delle Linee Guida per la gestione del territorio in aree interessate da FAC. Tale documento, oltre a definire il fenomeno fisico, descrive una procedura tecnico operativa per stabilire la forma e le dimensioni delle zone di FAC (Z_{FAC}), nonché propongono delle discipline sugli usi del suolo e le previsioni di trasformazione urbana nelle zone precedentemente definite.

In linea generale, si è cercato di stabilire dei criteri che permettessero l'identificazione delle FAC sulla base di dati sufficientemente robusti, differenziandone la perimetrazione in funzione della tipologia e della qualità delle indagini svolte, del grado di incertezza dei risultati e quindi dei differenti livelli di approfondimento degli studi di microzonazione così come definiti negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS; Gruppo di lavoro MS, 2008).

Non avendo a disposizione alcun riferimento tecnico normativo a carattere nazionale, ad esclusione delle indicazioni riportate in ICMS, i riferimenti tecnici sono stati definiti considerando articoli scientifici (p.e. Boncio *et al.*, 2012) e normative estere di riferimento come Alquist-Priolo Act (2007) per la California, norme del Ministero dell'Ambiente per la Nuova Zelanda (Ministry for the Environment of New Zealand, 2003) e norme dell'associazione francese dell'Ingegneria sismica (Bard *et al.*, 1995).

Definizioni e condizioni di applicabilità. In accordo con quanto stabilito negli ICMS, è stata considerata **attiva** una faglia che si è attivata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene), ed è considerata **capace** una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura del terreno. Generalmente con questa definizione ci si riferisce al piano di rottura principale della faglia.

Se un'area oggetto di studi di Microzonazione Sismica (MS) ricade in area epicentrale di terremoti con Mw>5.5 e/o la letteratura scientifica disponibile riporta la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche oppure si hanno a disposizione documentazioni storiche che riportano effetti cosismici di fratturazione, è necessario condurre

uno studio di dettaglio (es. interpretazione aerofotogeologica, rilievo di terreno, analisi geofisiche, analisi paleosismologiche) finalizzato allo studio e all'individuazione dell'eventuale traccia superficiale della FAC.

Una volta definita o ipotizzata la traccia della faglia in funzione delle informazioni disponibili, la metodologia proposta prevede differenti livelli di approfondimento degli studi in funzione del livello di MS (Gruppo di lavoro MS, 2008) in cui si sta operando, che si traducono in differenti tipologie di zone di perimetrazione.

Zone di FAC. Le FAC possono essere classificate in funzione delle incertezze nell'identificazione del piano di rottura principale e dei fenomeni cosismici associati, nonché delle strutture tettoniche secondarie e delle zone di trasferimento tra segmenti distinti della faglia (Tab. 1).

Tab. 1 – Categorie descrittive delle faglie attive e capaci e dei fenomeni cosismici.

Categoria	Definizione	Note esplicative
FAC_a	Certa e definita	Il piano di rottura principale e fenomeni cosismici ad essa collegati sono riconosciuti con certezza. In questa categoria sono comprese anche le strutture tettoniche secondarie e le zone di trasferimento tra segmenti distinti di una faglia attiva e capace.
FAC_b	Incerta	Gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici collegati non sono cartografabili con certezza e/o dettaglio, per assenza di dati o perché non possono essere identificati (zone di trasferimento, gap, erosione, coperture, ecc.).

Altro criterio utilizzato per la definizione delle varie tipologie di zone è strettamente legato al livello di studio di MS in cui si sta operando e quindi al livello di approfondimento dei dati e delle informazioni disponibili.

Nei casi in cui si operi nel **livello 1** di MS con **elementi informativi minimi** (segnalazioni e studi geologici eseguiti da esperti del settore riportati nella letteratura scientifica e/o elementi geologici e geomorfologici rilevati sul campo da geologi specialisti nel settore) si potrà definire una $\mathbf{ZA_{FAC}}$ (**Zona di Attenzione**). La perimetrazione di questa zona rimanderà obbligatoriamente ad approfondimenti specifici, propri del livello di studio superiore (livello3; Gruppo di lavoro MS, 2008).

Negli studi di **livello 3**, appunto, sarà necessario raccogliere **elementi informativi specifici** mediante l'esecuzione di apposite campagne d'indagini. A tal proposito sono stati definiti 4 gruppi di indagini (Batatian, 2002) con significatività crescente passando dal primo al quarto gruppo (Tab. 2). Idealmente la sequenza completa fornisce il quadro più dettagliato dell'assetto geologico, strutturale e geometrico della FAC.

Tab. 2 – Indagini per lo studio di una FAC nel livello 3 di MS, raggruppate per tipologia e significatività (Gruppo Ind_4 massima significatività).

ID	Gruppo Indagini	Tipologie d'indagine
Ind_1	Analisi aereofotogrammetriche	Foto aeree, ortofoto, immagini LiDAR, immagini da satellite
Ind_2	Rilievi geologici e geomorfologici	Rilevamenti geologici di campagna e relativa cartografia
Ind_3	Indagini geofisiche e geognostiche	ERT, sismica a riflessione e rifrazione, GPR, sondaggi e saggi
Ind_4	Paleosismologia	Trincee paleosismologiche e datazioni dei terreni fagliati

L'acquisizione degli elementi informativi specifici (Tab. 2) ha come obiettivo primario quello di localizzare e mappare con precisione la traccia superficiale della faglia, in secondo luogo valutare quanto recente sia la sua attività e per ultimo definirne possibilmente la massima

dislocazione attesa in superficie, la magnitudo attesa ed il tempo di ricorrenza della faglia stessa.

Definite le indagini, i risultati e le incertezze legate ai risultati, nel livello 3 di approfondimento possono essere definite due tipologie di Z_{FAC}:

- Zona di Suscettibilità (ZS_{FAC}), definita come l'area nella quale sono localizzate la traccia del piano di rottura principale della faglia attiva e capace e altre strutture tettoniche secondarie associate al piano di rottura principale, e le zone di trasferimento tra segmenti distinti della faglia, identificati con certezza (FAC_a) oppure non identificati con certezza (FAC_b). Occorre precisare che tale zona dovrà essere definita per quelle FAC le cui informazioni disponibili, sia pregresse che acquisite appositamente, non permettano di definire con chiarezza la traccia principale della faglia e gli elementi secondari ad essa associati;
- Zona di Rispetto (ZR_{FAC}), definita come l'area individuata intorno alla traccia del piano di rottura principale della faglia attiva e capace, identificata con certezza (FAC_a).

Dimensionamento delle Z_{FAC}. In termini generali, i criteri utilizzati per la definizione delle dimensioni delle zone sono stati:

1. descrizione dettagliata del fenomeno fisico;
2. letteratura scientifica, con riferimento ai fenomeni fisici;
3. normative estere.

Nel primo caso il riferimento diretto è agli elementi informativi specifici che vengono acquisiti durante studi di dettaglio eseguiti in fase di prevenzione (Galli *et al.*, 2005; Gruppo di lavoro MS, 2008) o in fase di immediato post evento (p.e. Falcucci *et al.*, 2009; Galli *et al.*, 2011).

Per ciò che concerne la letteratura scientifica, ad esempio Boncio *et al.* (2012, e relativa bibliografia) riportano un ampio database di rotture cosismiche e delle loro distanze dalla

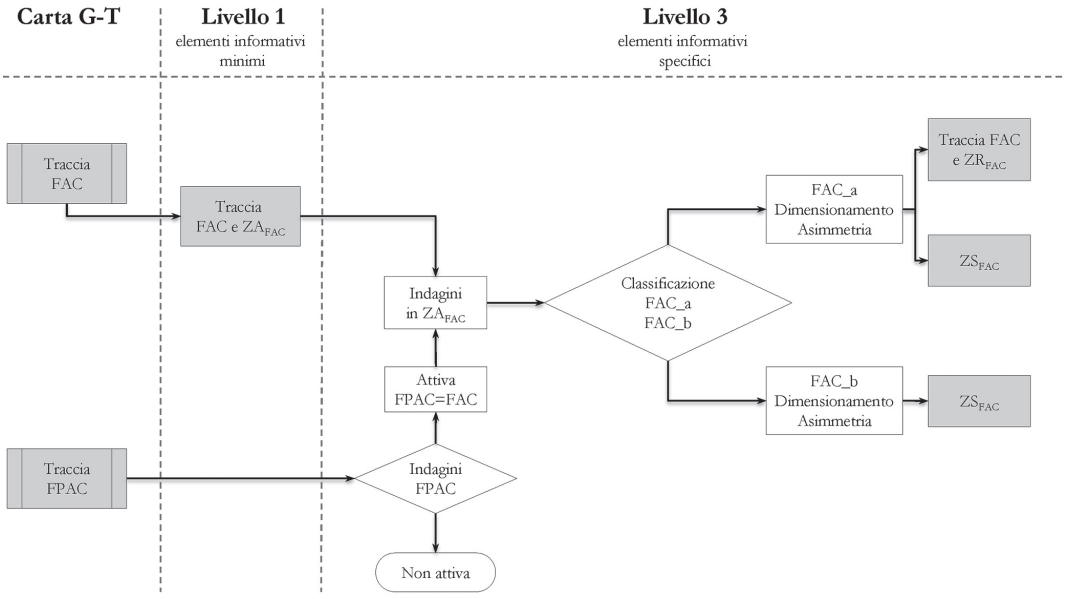


Fig. 1 – Schema di flusso che sintetizza la procedura di dimensionamento delle zone di faglia nei differenti livelli di approfondimento degli studi di microzonazione sismica. Carta G-T: Carta Geologico Tecnica, costituisce la cartografia di base necessaria per l'esecuzione di uno studio di microzonazione. FPAC: faglia potenzialmente attiva e capace (disloca terreni del Pleistocene medio-Pleistocene superiore ma l'attività negli ultimi 40.000 anni non è documentata e deve essere verificata in fase di Livello 3).

traccia del piano di rottura principale per eventi con diverse magnitudo e cinematismo normale prevalente. Tali dati, relativi a faglie attive e capaci ubicate in varie parti del mondo, hanno fornito, unitamente alle informazioni riportate nelle normative estere disponibili (p.e. Alquist-Priolo Act, 2007; Bard *et al*., 1995; Ministry for the Environment New Zealand, 2003), gli elementi utili al dimensionamento proposto delle zone di FAC.

La procedura di dimensionamento delle zone (Fig. 1) segue di pari passo i differenti livelli di approfondimento degli studi sulle FAC così come i differenti livelli di MS (Livello 1 e 3).

La Zona di Attenzione (ZA_{FAC}) si costruisce sulla base di elementi informativi minimi (livello 1) e ha una dimensione raccomandata di 400 m (200+200 m) a cavallo della traccia ipotizzata del supposto piano di rottura principale della FAC, in modo tale da tener conto di un elevato grado di incertezza. Tale zona, definita sia nel caso di FAC_a che di FAC_b (Tab. 1), delimita l'area in cui identificare gli elementi informativi specifici propri del livello di studio successivo (livello 3).

La Zona di Suscettibilità (ZS_{FAC}) deve essere individuata sia nei casi di informazioni certe e definite (FAC_a), sia nei casi di incertezza nel dato (FAC_b).

La procedura (Fig. 1) permette di raccomandare, nella ipotesi più conservativa, nel caso di FAC_a una zona di 160 m di ampiezza a cavallo del piano di rottura principale e delle zone di trasferimento tra segmenti distinti della faglia, mentre nel caso di FAC_b di 300 m a cavallo del supposto piano di rottura principale e delle supposte zone di trasferimento (Tab. 3).

Per quanto riguarda le zone di trasferimento tra segmenti distinti di faglia certa (FAC_a), soltanto nel caso in cui vengano identificate e cartografate con certezza le deformazioni fragili e/o duttili (zone di trasferimento certe) sarà possibile definire una ZS_{FAC} di 160 m a partire dal perimetro dell'inviluppo di tali deformazioni. Nel caso di zone di trasferimento tra segmenti distinti di faglia incerta o tra un segmento certo (FAC_a) ed uno incerto (FAC_b), sarà possibile definire una ZS_{FAC} raccordando graficamente le zone di maggior spessore (incerte) con quelle di minor spessore (certe) ove presenti.

Inoltre, in funzione della livello di significatività delle indagini (Tab. 2), del numero e della ubicazione sul terreno rispetto alla traccia della faglia, la ZS_{FAC} può essere ridotta rispetto alle dimensioni raccomandate definite in precedenza fino ad un valore minimo ammissibile pari a 160 m nel caso di FAC_b e pari a 0 nel caso di FAC_a (Tab. 3).

Solo per le faglie attive e capaci individuate con certezza (FAC_a), a cavallo del piano di rottura principale, si costruisce la **Zona di Rispetto** (ZR_{FAC}), avente una larghezza di 30 m (Tab. 3).

Infine, sulla base del cinematismo della faglia (normale, inversa o trascorrente) la ZR_{FAC} e la ZS_{FAC} possono essere asimmetriche rispetto alla traccia del piano principale, coprendo in maniera differenziata tetto e letto della faglia. I valori indicativi del rapporto tra le aree di letto e tetto che compongono la zona (Batatian, 2002) sono di 1:4 per faglie normali, 1:2 per faglie inverse e 1:1 in caso di faglie trascorrenti.

Tab. 3 – Dimensioni raccomandate e minime in metri per le zone di faglia negli studi di MS ($ZS_{FAC\ RACC}$ = Valore raccomandato; n.d. = non definita).

	Livelli di studio di MS			
	Livello 1	**Livello 3**		
Categoria	**ZA_{FAC}**	**ZS_{FAC} RACC**	**ZS_{FAC} MIN**	**ZR_{FAC}**
FAC_a	400	160	0	30
FAC_b	400	300	160	n.d.

Esempi di applicazione. Nel seguito si riportano due esempi (livello 1 e 3) di applicazione della procedura, sperimentata su un ipotetico piccolo centro urbano appenninico.

Per ciò che concerne l'esempio relativo al livello 1 di MS (Fig. 2), sulla base delle informazioni disponibili (elementi informativi minimi) sono stati individuati un segmento certo di faglia, classificato come FAC_a, ed un segmento incerto di faglia classificato come FAC_b.

È stata quindi definita una zona di attenzione (ZA_{FAC}) con un buffer simmetrico di 400 m a cavallo del segmento di faglia con maggior grado di incertezza (segmento occidentale in Fig. 2; FAC_b), mentre è stata definita una ZA_{FAC} con un buffer simmetrico di 150 m a cavallo del segmento di faglia certo (segmento orientale; FAC_a). In questo caso la disponibilità di chiare e documentate evidenze geologiche per questa faglia (FAC_a) consentono di ridurre le dimensioni raccomandate del buffer (400 m) a 150 m.

La zona di attenzione (ZA_{FAC}) rimanda obbligatoriamente a livelli di approfondimento specifici, propri del Livello 3 di ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Nell'esempio relativo al livello 3 di MS (Fig. 3), i segmenti certi della faglia (FAC_a) sono stati investigati con un livello di significatività delle indagini massimo (Ind_1, 2, 3 e 4 di Tab. 2), pertanto si è ritenuto opportuno perimetrare i segmenti con la sola ZR_{FAC} di 30 m asimmetrica (faglia normale – rapporto letto:tetto = 1:4) ad esclusione del tratto NO del segmento della faglia più occidentale. Per tale segmento, infatti, le informazioni raccolte (rilevamenti geologici, indagini pregresse e quelle appositamente eseguite - Ind_1, 2 e 3 di Tab. 2) non sono sufficienti ad escludere la perimetrazione di una zona di suscettibilità (ZS_{FAC}) così come fatto per gli altri segmenti, ma consentono di ridurre la dimensione del buffer, anche in questo caso asimmetrico, dal valore raccomandato di 160 m (Tab. 3) a 80 m (64 m + 16 m in Fig. 3).

Per quanto riguarda il segmento incerto della faglia, è stato classificato come FAC_b ed è stata definita una zona di suscettibilità (ZS_{FAC}) di ampiezza minima (Tab.3) pari a 160 m (130 m + 30 m in Fig. 3) asimmetrica (faglia normale – rapporto letto:tetto = 1:4), in funzione delle informazioni disponibili sul segmento stesso (Ind_1, e 2 di Tab. 2).

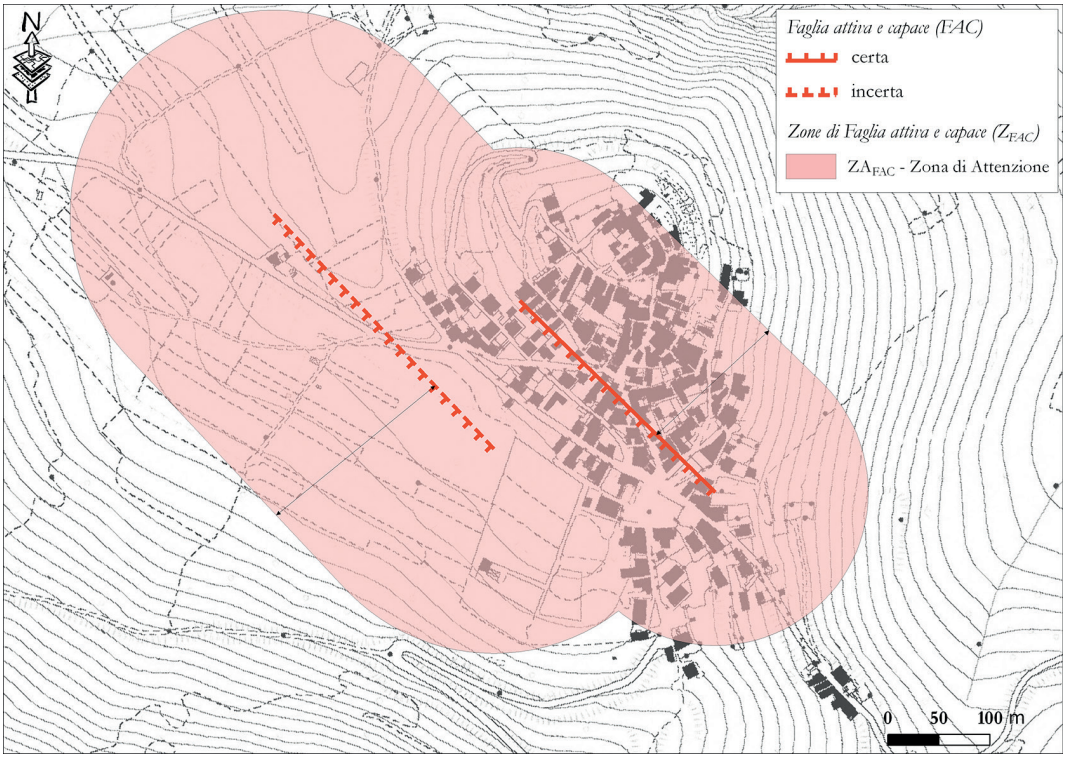


Fig. 2 – Zona di Attenzione (ZA_{FAC}) di faglia attiva e capace in una Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS, Livello 1).

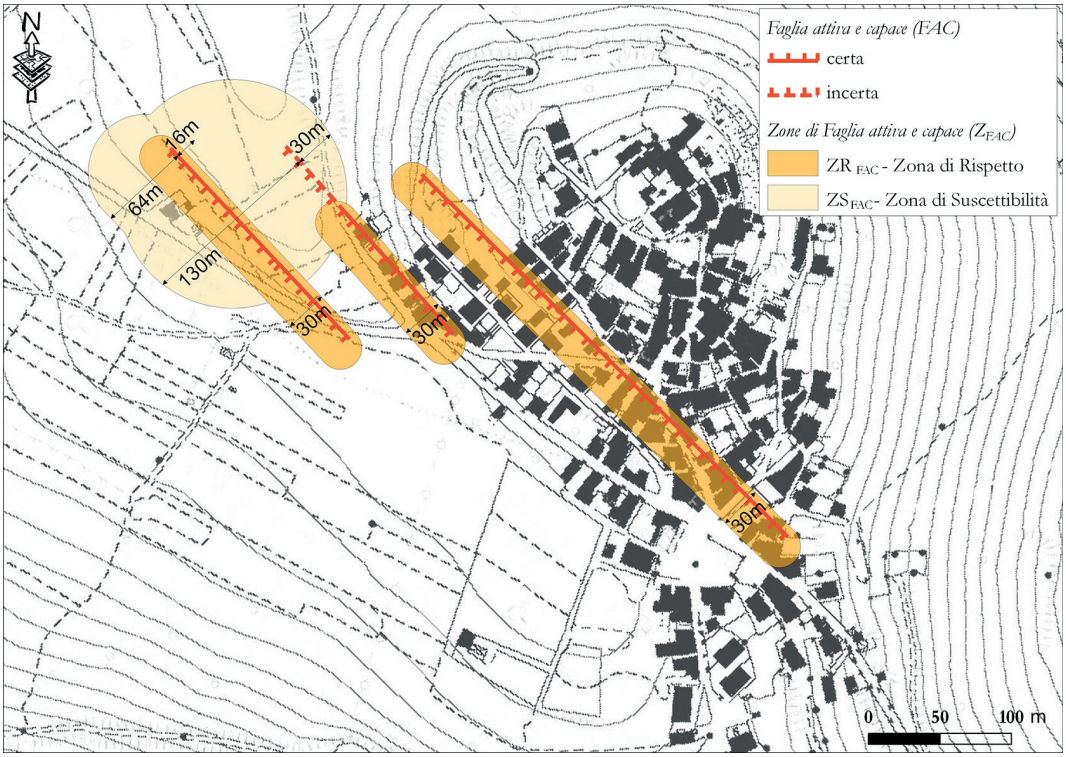


Fig. 3 – Zona di Suscettibilità (ZS_{FAC}) e Zona di Rispetto (ZR_{FAC}) per faglia attiva e capace in una Carta di Microzonazione sismica (Livello 3).

Conclusioni. Il tema della gestione del territorio in contesti urbani interessati da faglie attive e capaci è stato evidenziato a seguito del terremoto aquilano del 6 aprile 2009 manifestatosi con fagliazione di superficie nel centro abitato di Paganica (frazione dell'Aquila). La mancanza di una chiara ed esplicita normativa in merito ha spinto il DPC a coordinare un gruppo di esperti che affrontassero il tema con approccio multidisciplinare (geologico, ingegneristico e di pianificazione).

Sono state quindi redatte le *Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)* con i seguenti obiettivi:

- aggiornare e integrare quanto stabilito per le FAC negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008) seguendo il processo di revisione e aggiornamento del documento di riferimento per gli studi di MS;
- definire una procedura standard per raccogliere accurate informazioni sul rischio derivato dalla presenza di FAC in funzione di differenti livelli di approfondimento delle informazioni disponibili;
- proporre criteri generali e procedure operative in coordinamento tra lo Stato, le Regioni e gli Enti Locali.

Bibliografia

Alquist Priolo Act; 2007: *Fault-rupture hazard zones in California: Alquist–Priolo earthquake fault zoning act with index to earthquake fault zones maps*. Calif. Geol. Surv., Spec. Pub. **42**, pp. 41.

Bard P.Y., Czitrom G., Durville J.L; Godefroy P., Meneroud J.P., Mouroux P. and Pecker A.; 1995: *Guidelines for Seismic Microzonation Studies*. Delegation of Major Risks of the French Ministry of the Environment-Direction for prevention, Pollution and Risks, pp.50.

Batatian D.; 2002: *Minimum standards for surface fault rupture hazard studies*. Salt Lake County Geologic Hazards Ordinance, available at: <http://www.pwpds.slco.org/zoning/pdf/geologichazards/appafaultreportminstds.pdf>.

Boncio P., Galli P., Naso G. and Pizzi A.; 2012: *Zoning Surface Rupture Hazard along Normal Faults: Insight from the 2009 Mw 6.3 L'Aquila, Central Italy, Earthquake and Other Global Earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, **102**, 918-935, doi: 10.1785/0120100301.

Falcucci E., Gori S., Peronace E., Fubelli G., Moro M., Saroli M., Giaccio B., Messina P., Naso G., Scardia G., Sposato A., Voltaggio M., Galli P. and Galadini F.; 2009: *The Paganica fault and surface coseismic ruptures caused by the 6 April 2009 earthquake (L'Aquila, central Italy)*. Seismological Research Letters, **80**, 940-950.

Galli P., Galadini F. and Calzoni F.; 2005: *Surface faulting in Norcia (central Italy): A "paleoseismological perspective"*. Tectonophysics, **403**, 117-130, doi 10.1016/j.tecto.2005.04.003.

Galli P. A., Giaccio B., Messina P., Peronace E. and Zuppi G. M.; 2011: *Palaeoseismology of the L'Aquila faults (central Italy, 2009, Mw 6.3 earthquake): implications for active fault linkage*. Geophysical Journal International, **187**, 1119-1134. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05233.x

Gruppo di Lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province autonome; 3 vol. e 1 DVD.

Ministry for the Environment New Zealand; 2003: *Planning for the development of land on or close to active faults. A guideline to assist resource management planners in New Zealand*. <http://www.mfe.govt.nz/publications/rma/planning-development-active-faults-dec04/index.html>.

LA MICROZONAZIONE SISMICA DI UN SITO UNESCO: IL CENTRO STORICO DI SAN GIMIGNANO (SIENA)

G. Peruzzi, E. Lunedei, D. Albarello, P. Pieruccini, D. Firuzabadì, F. Sandrelli, M. Coltorti, P.L. Fantozzi

Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studî di Siena

Introduzione. Nell'ambito del progetto della Regione Toscana "Rischio Sismico negli Edifici Monumentali" (RiSEM), è stata realizzata la microzonazione sismica (MS) del centro storico di San Gimignano (SI) e dell'area circostante, secondo le prescrizioni degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" (ICMS; Gruppo di lavoro MS, 2008), recepiti dalla Regione Toscana per le attività di prevenzione del rischio sismico nel territorio regionale. Scopo del lavoro è stato l'elaborazione di una carta della pericolosità sismica locale, utilizzabile a scopi di pianificazione territoriale.

La particolare importanza di questo lavoro risiede nel fatto che il centro storico interessato è stato dichiarato "Patrimonio UNESCO dell'Umanità", grazie alle sue torri ed agli altri edifici di altissimo valore storico, artistico e culturale che ne fanno parte (www.sitiunesco.it/san-gimignano-il-centro-storico.html). Pur essendo la pericolosità di base non elevata, la presenza d'un patrimonio edilizio di tale rilevanza rende assai alta la vulnerabilità e necessario un approfondito studio del rischio sismico, obiettivo del progetto RiSEM, di cui la MS qui descritta, è elemento indispensabile.

Il modello geologico. Punto di partenza dello studio è stato la costruzione di un modello geologico di riferimento, realizzato, innanzitutto, attraverso la ricerca di quanto prodotto negli anni passati a riguardo dell'area di studio (cfr. Bossio *et al.,* 1995b), la raccolta delle indagini effettuate in passato e, soprattutto, un rilevamento geologico-geomorfologico di maggior dettaglio condotto *ex-novo*.

Dal punto di vista geologico, il territorio di San Gimignano si colloca nel settore meridionale del bacino neogenico-quaternario della Val d'Elsa, delimitato ad ovest dalla dorsale Medio Toscana e ad est dalla dorsale dei Monti del Chianti.

Grazie al nuovo rilevamento ed alle informazioni pregresse raccolte, è stato possibile realizzare una nuova carta geologica-geomorfologica, corredata da sezioni e colonne stratigrafiche, dalle quali sono evidenti i rapporti laterali e verticali tra le formazioni affioranti nell'area. La formazione più antica, e l'unica litoide, è quella della Breccia di Grotti (Miocene superiore), che consiste in brecce calcaree di ambiente continentale. Su di essa si trovano le formazioni delle Argille Azzurre e delle Sabbie di San Vivaldo, entrambe del Pliocene superiore e di ambiente marino: solitamente le sabbie si trovano al di sopra, pur essendo presenti alternanze e passaggi laterali e verticali graduali. Più recenti (Pleistocene medio) sono i *Calcareus Tufa*,

che consistono in alternanze di limi calcarei (talvolta fortemente cementati), sabbie e sabbie limose, argille plastiche, ghiaie (cfr. Capezzuoli e Sandrelli, 2004). Al di sopra di queste formazioni si trovano poi tutti i depositi superficiali più recenti, quali i depositi eluviali-colluviali, le alluvioni ed anche i corpi di frana.

Le indagini geofisiche. È stato poi necessario caratterizzare le unità litologiche in termini sismici, definendo i principali contrasti d'impedenza sismica (ICMS; Gruppo di lavoro MS, 2008) ed in particolare è stato necessario individuare il litotipo che costituisce il substrato sismico (*Vs* >800 m/s) e determinarne l'andamento in profondità. A causa del carattere estensivo dell'indagine, questa informazione può essere ricavata dalle misure delle frequenze di risonanza di dette coperture, rivelatrici anche della presenza di eventuali fenomeni d'amplificazione del moto sismico (cfr. Foti *et al.,* 2011 e Albarello e Castellaro, 2011*).*

Nella zona oggetto di studio le sole indagini geofisiche preesistenti, ed utili alla MS, erano due prove in foro (di tipo *down-hole*), realizzate dal programma per la valutazione degli effetti locali nelle aree produttive (DOCUP) della Regione Toscana (www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/02rischio/indagini/vel/aree_produttive/index.htm e www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/01informazione/banchedati/indagini_terreno/indagini/senese/s_gimignano/s_gimignano_ind.htm). Da queste indagini sono stati ricavati due profili di V_S.

La zona dove sono state effettuate queste misure è però distante dal centro storico di San Gimignano, trovandosi al limite nord-ovest dell'area di studio, dove affiorano (o sono stati toccati dal sondaggi) soltanto depositi alluvionali e le formazioni plioceniche: essi non forniscono perciò informazioni sulla V_S dei *Calcareus Tufa* (il litotipo dominante nell'area del centro storico) e della Breccia di Grotti (il substrato sismico).

Nella campagna di misure di sismica passiva effettuata per questo studio, sono state eseguite misure di vibrazioni ambientali a stazione singola con due tromografi tridirezionali digitali di tipo TROMINO® della Micromed Spa. L'area interessata da tali misure, tutte effettuate su terreno libero, coincide con quella oggetto del rilevamento geologico-geomorfologico di dettaglio: nel complesso sono state realizzate 128 misure in 122 diversi siti.

La configurazione sperimentale a stazione singola è una tecnica che si basa sull'analisi delle componenti spettrali del campo delle vibrazioni ambientali misurate nelle tre direzioni dello spazio (est-ovest, nord-sud ed alto-basso); ciò avviene valutando sperimentalmente i rapporti di ampiezza spettrale fra le due componenti orizzontali (H) e la componente verticale (V) del moto prodotto dalle vibrazioni ambientali sulla superficie del terreno, misurato in un punto con un apposito sismometro a tre componenti. L'esito di questa prova è una curva sperimentale (H/V), che rappresenta il valore del rapporto fra le ampiezze spettrali medie del moto dovuto alle vibrazioni ambientali in funzione della frequenza di vibrazione; le frequenze alla quali la curva H/V mostra dei massimi sono legate alle frequenze di risonanza del terreno al di sotto del punto di misura. Da osservazioni empiriche svolte in diverse parti del mondo (cfr. SESAME, 2004), risulta la validità dell'uso della frequenza del massimo della curva H/V per stimare la frequenza di risonanza; dalla conoscenza di questa è possibile stimare in prima approssimazione la profondità dell'interfaccia risonante e quindi del contrasto d'impedenza principale (cfr. Albarello e Castellaro, 2011), attraverso la relazione (valida per casi semplici): $f_r = (2n - 1)V_s/4H$, ove f_r rappresenta la frequenza di risonanza, V_S la velocità delle onde di taglio nello strato superiore, H il suo spessore e n indica il modo di vibrazione.

Oltre alle misure a stazione singola, sono state eseguite cinque misure con antenna sismica, costituita da 16 geofoni verticali collegati ad un acquisitore di tipo BrainSpy™ della Micromed Spa. Per la realizzazione di ciascuna antenna, i sensori sono stati disposti, con spaziatura variabile, lungo i bracci di una croce asimmetrica, le cui dimensioni, condizionate dallo spazio disponibile, variano da 50 a 92 metri per il braccio maggiore e da 24 ad 80 metri per quello minore. L'ubicazione delle antenne è stata scelta in modo da prendere in considerazione tutti i litotipi affioranti ed, in un caso, a confrontare i risultati con le informazioni fornite da un pozzo per acqua (profondo circa 100 metri) situato in prossimità.

Le registrazioni sono state elaborate utilizzando l'approccio ESAC (Okada, 2003), che ha premesso la determinazione delle curve di dispersione delle velocità effettive delle onde di Rayleigh (V_R).

Elaborazione dati e risultati. Nelle curve H/V (rapporti spettrali fra le componenti orizzontali e verticali del moto superficiale) derivate dalle misure a stazione singola, è presente talvolta più di un picco: in molti casi la scelta del massimo, da mettere in relazione con il contrasto principale d'impedenza è stata tutt'altro che scontata, sopratutto per le curve con picchi poco chiari e d'ampiezza inferiore o di poco superiore ad uno; per questo, le oltre cento misure sono state raggruppate in sedici aree, scelte in base al litotipo affiorante ed alla congruenza delle curve H/V limitrofe.

Sovrapponendo le curve H/V del gruppo di misure di ciascuna zona, è stato scelto il picco attribuibile al principale contrasto d'impedenza, concentrando l'attenzione sul comportamento medio delle varie "famiglie" di misure; con questa operazione è stato scelto un solo picco per ogni misura ed inoltre è stato possibile valutare l'inaffidabilità di quelle misure che fossero

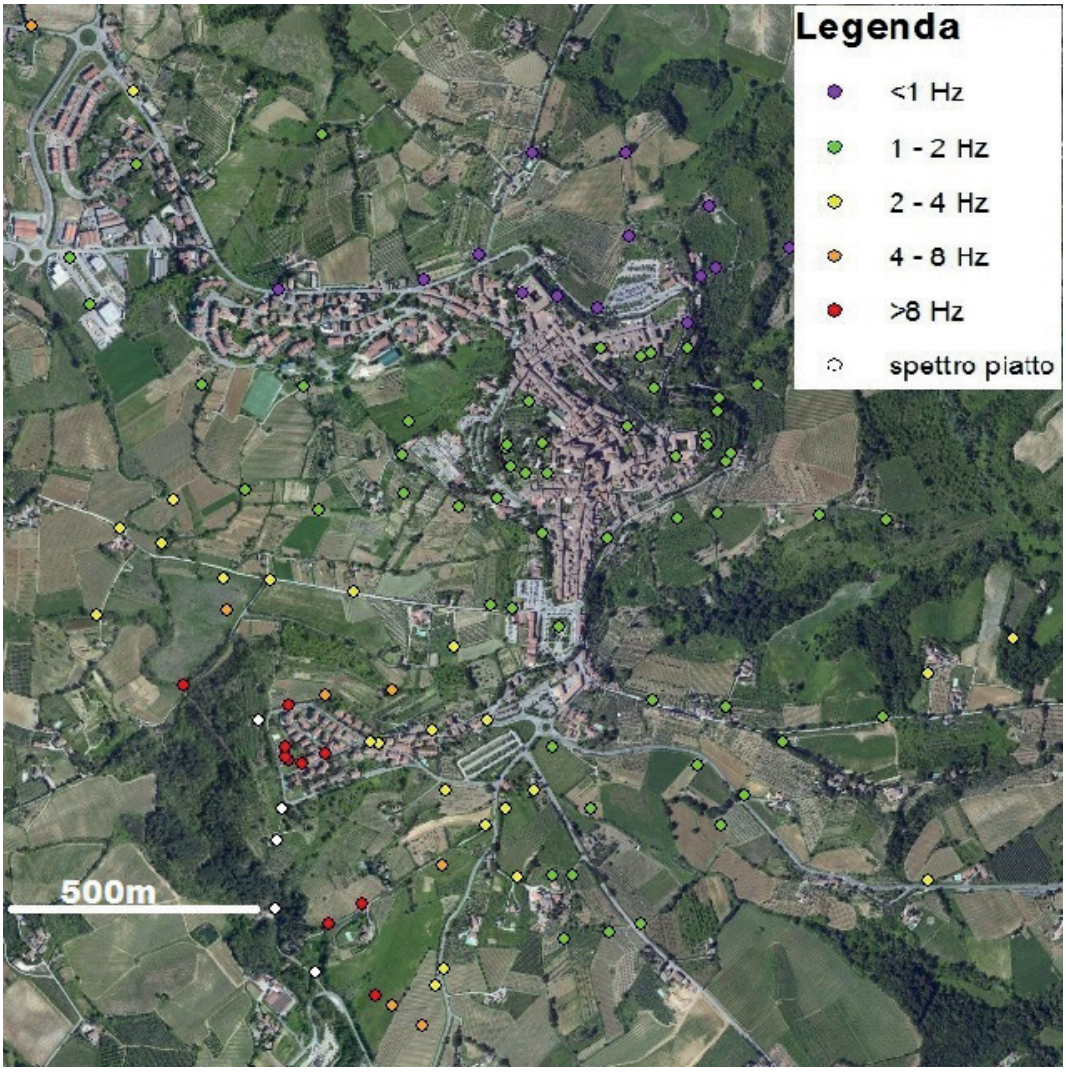


Fig. 1 – Carta delle misure di vibrazioni ambientali con stazione singola; la legenda è relativa alla frequenza del massimo della curva H/V attribuibile all'interfaccia risonante principale (da Peruzzi, 2012).

in marcato disaccordo con le loro prossime vicine. Da questa operazione è emerso come le differenze fra le varie aree siano attribuibili non tanto alla tipologia di depositi superficiali e formazioni (in particolare al rapporto esistente fra *Calcareus Tufa* , Sabbie di San Vivaldo e Argille Azzurre), quanto allo spessore di questi al di sopra della Breccia di Grotti.

Il risultato è la carta riportata in Fig. 1, che rappresenta la distribuzione delle frequenze di risonanza nell'area di studio e dalla quale appare evidente un andamento assai regolare: partendo da sud-ovest, dove affiora la Breccia di Grotti, si osservano curve H/V "piatte" (nessuna risonanza); spostandosi poi verso il centro storico ed a nord-est, si notano frequenze di risonanza che, da alte (punti rossi), diventano sempre più basse (punti viola), il che suggerisce un approfondimento della formazione della Breccia di Grotti al di sotto del centro storico, posto su terreni aventi frequenze di risonanza medio-basse.

Valutazioni più precise sugli spessori delle formazioni sopra l'interfaccia risonante si ottengono dall'esame delle curve di dispersione effettive delle onde di Rayleigh, ottenute dall'elaborazione delle acquisizioni delle antenne sismiche, che forniscono una preliminare indicazione delle velocità delle onde S nelle unità litologiche affioranti, poiché le velocità di propagazione delle onde di Rayleigh sono assai prossime a quelle delle onde S e le velocità V_R misurate corrispondono grossolanamente alle velocità medie fino ad una profondità che diminuisce all'aumentare della frequenza corrispondente.

L'unica di tali curve marcatamente diversa dalle altre è quella generata dall'antenna approntata sull'affioramento della Breccia di Grotti, indicante velocità delle onde S sicuramente maggiori di 800 m/s, che consentono così di poter considerare, secondo la normativa, questa formazione come il substrato sismico. Per quanto riguarda le altre litologie, l'interpretazione qualitativa delle curve di dispersione effettive suggerisce che le velocità delle onde S negli strati più superficiali non superino i 400 m/s, valore compatibile con quelli delle summenzionate prove in foro. Si osserva anche che le due misure svolte sui *Calcareus Tufa* si distinguono per una velocità maggiore delle onde di Rayleigh alle alte frequenze, convergendo invece verso le altre, effettuate sui terreni pliocenici, a frequenze più basse: in accordo con il modello geologico, ciò può essere interpretato come l'effetto di una copertura più rigida (e quindi più "veloce"), quale i calcari (sia pure intervallati da sabbie e limi), affioranti in diverse parti del centro storico, posta al di sopra delle stesse unità litologiche affioranti sui terreni pliocenici.

Per ricostruire i profili di velocità delle onde S, le curve di dispersione delle quattro antenne sismiche (è stata esclusa l'antenna effettuata sul substrato sismico) e quattro curve H/V di misure a stazione singola, effettuate in contemporanea con l'antenna sismica ed in sua prossimità, sono state invertite congiuntamente (cfr. Albarello *et al.,* 2011), attraverso una procedura basata sul metodo degli algoritmi genetici (cfr. Picozzi e Albarello*,* 2007); naturalmente, per meglio vincolare l'inversione, sono state utilizzate le informazioni derivanti dalla conoscenza del modello geologico, insieme a quelle provenienti dalle due prove *down-hole*. Si è così arrivati a stimare l'andamento delle V_S al di sotto dei quattro siti di misura considerati, tre dei quali situati all'interno del centro storico. I risultati ottenuti rappresentano una stima indiretta dell'andamento della velocità delle onde S con la profondità e sono soggetti ad un certo grado d'incertezza, sia per quanto riguarda le profondità, sia per quanto riguarda le velocità: il basamento sismico risulta essere caratterizzato da velocità delle onde S comprese tra 800 e 1600 m/s e, sotto al centro storico, si trova a profondità di circa 100-150 metri.

Dai quattro profili di velocità, oltre che da quello ottenuto dalla prova in foro più profonda del progetto DOCUP, è stato ricostruito l'andamento della velocità media (equivalente), $\langle V_S \rangle$, in profondità, secondo la relazione:

$$\langle V_S \rangle = \frac{H}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{V_{S,i}}}, \qquad (1)$$

ove $H = \sum_{i=1}^{n} h_i$, con h_i che rappresenta lo spessore dell'i-esimo degli n strati, avente velocità $V_{S,i}$.

Considerato che le unità litologiche al di sopra del basamento sismico (la Breccia di Grotti) possono essere grossolanamente assimilate, in media, a "sabbie", si può assumere, in modo approssimato, che le proprietà del mezzo soffice al di sopra del substrato sismico siano riconducibili a quelle di tal materiale. Pertanto (cfr. Albarello *et al.*, 2011) l'andamento della V_S nei materiali sovrastanti il substrato può essere approssimato da una legge a potenza del tipo: $V_S(z) = V_0 z^x$, in cui z rappresenta la profondità, mentre i valori V_0 (la velocità delle onde S ad un metro di profondità) ed x sono da ricavare dai dati sperimentali.

Considerata la diversità fra le varie curve, il modo scelto per poter trovare un andamento medio è stato realizzare un'analisi di regressione sull'intera famiglia di curve: il risultato è una curva di regressione con V_0 = 227 m/s ed x = 0,25, con quest'ultimo valore corrispondente a quello teorico atteso per le sabbie.

Da quanto detto, il profilo a legge di potenza $V_S(z) = 227 \cdot z^{0,25}$ si può considerare mediamente rappresentativo dell'andamento delle V_S nelle coperture dell'area d'indagine. È quindi possibile stimare la profondità dell'interfaccia responsabile della risonanza (ovvero il passaggio dalla Breccia di Grotti alle Argille Azzurre), utilizzando le stime delle frequenze di risonanza, f_r, date dalle frequenze di picco delle curve H/V, f_0. Infatti, seguendo l'approccio proposto da Albarello *et al.* (2011), la profondità del contrasto d'impedenza responsabile dell'effetto di risonanza può essere ottenuta in funzione delle f_r stesse, attraverso la seguente relazione approssimata (modificata da Ibs Von Seht e Wohlemberg,1999):

$$H \cong \left[V_0 \frac{(1-x)}{4 f_r} \right]^{\frac{1}{(1-x)}} \qquad (2)$$

ove H rappresenta lo spessore delle coperture sopra l'interfaccia risonante (in metri). Così facendo, ad ognuno dei punti a cui è stata attribuita una certa frequenza di risonanza f_0, s'è associata anche la corrispondente profondità del basamento sismico rispetto al piano campagna, calcolata secondo l'Eq. (2).

Tenendo conto della quota dei siti di misura, è stato così possibile ricostruire la topografia sepolta del substrato sismico nell'area di studio, interpolando i valori di profondità del basamento per ogni punto di misura ed ottenendo così la conferma che l'interfaccia risonante s'immerge in modo irregolare verso nord-est, passando dalle zone dove affiora (nell'area a SO) a profondità sempre crescenti, arrivando anche a quote al di sotto del livello medio marino.

Fig. 2 – Sezione geologica rappresentativa, con esagerazione verticale e profilo stratigrafico-sismico tipo per il centro storico di San Gimignano (modificata da Albarello *et al.*, 2012, Relazione conclusiva 1° anno Progetto RiSEM).

Il profilo stratigrafico-sismico e la sezione geologica, mostrati in Fig. 2 e relativi dell'andamento delle unità litologiche in profondità, in corrispondenza dell'abitato di San Gimignano, sono il prodotto finale derivato dalle indagini geologico-geomorfologiche e da quelle geofisiche, oltre che la sintesi delle conoscenze acquisite circa il modello geologico rappresentativo della zona. È da notare che quanto descritto nella sezione ben concorda con le ipotesi iniziali (precedenti alle indagini di approfondimento), in particolare mostrando che l'andamento del substrato è complessivamente immergente verso nord-est, con la formazione della Breccia di Grotti che sembra evidenziare una probabile morfologia sepolta.

Secondo gli ICMS, il livello 1 di approfondimento di uno studio di MS si concretizza attraverso la realizzazione di una Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS), una carta tematica derivata, per la realizzazione della quale sono necessarie: la carta delle indagini, la carta geologico-geomorfologica e litotecnica, le relative sezioni e le colonne stratigrafiche. Nella carta delle MOPS i terreni affioranti sono classificati in: zone stabili non suscettibili di amplificazioni locali, zone instabili, zone stabili suscettibili di amplificazioni locali. Queste ultime aree (che costituiscono la gran parte dell'area oggetto di studio) sono state identificate soprattutto grazie alle indagini geofisiche di misurazione delle vibrazioni ambientali, nella configurazione a stazione singola. La carta delle MOPS con le isobate del substrato, calcolate secondo quanto descritto in precedenza, è riportata in Fig. 3, da cui si vede che gran parte del territorio è considerato suscettibile di amplificazioni locali.

Nel livello 2 della MS è prevista una quantificazione numerica, sia pure con metodi semplificati, degli effetti di amplificazione, che renda possibile la realizzazione di una graduatoria del parametro di amplificazione scelto e l'identificazione di zone dove questo assume lo stesso valore. Tale valutazione costituisce parte degli studi necessari per la realizzazione della Carta di Microzonazione Sismica di livello 2.

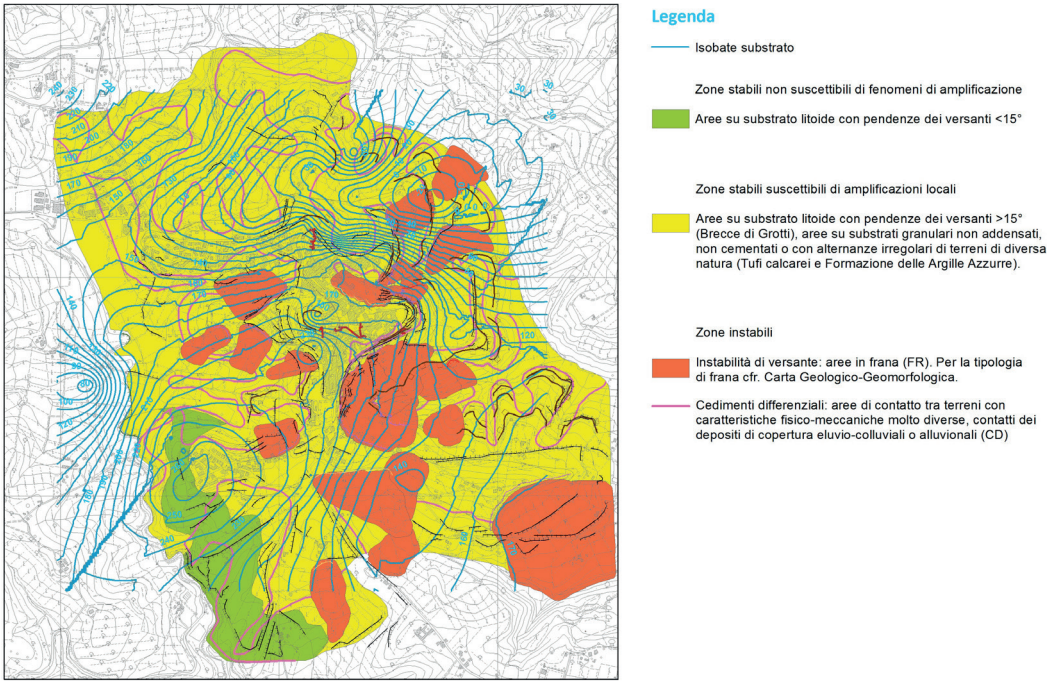


Fig. 3 – Carta delle MOPS con legenda (da Albarello *et al.* 2012, Relazione conclusiva 1° anno Progetto RiSEM).

Conclusioni. Lo studio di MS descritto mostra il ruolo essenziale delle indagini geofisiche per la caratterizzazione d'un territorio dal punto di vista sismico, ma da esso emerge anche chiaramente l'importanza della conoscenza della geologia e geomorfologia, ovvero dell'importanza d'uno studio integrato e completo del territorio stesso. I risultati ottenuti non sono solo frutto delle indagini geofisiche, pure indispensabili, ma anche del modello geologico di riferimento, elaborato in prima istanza. Inoltre, lo svolgimento del "classico" rilevamento geologico e geomorfologico di campagna ha dovuto essere integrato dal reperimento dei dati dei sondaggi e dall'esplorazione di cavità sotterranee nella zona del centro storico, che hanno consentito di dettagliare maggiormente, rispetto alla cartografia geologica esistente, l'estensione ed i limiti delle unità geologiche e geomorfologiche visibili in superficie, nonché d'ipotizzare l'andamento in profondità di quelle geologiche, integrando i dati di campagna, i sondaggi esistenti e le indagini geofisiche.

In questo contesto, la carta delle frequenze di risonanza, quella delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (Figg. 1 e 3) e la sezione geologica di Fig. 2 rappresentano tre dei prodotti finali dello studio di MS condotto e la sintesi dei risultati ottenuti.

Le misure di vibrazioni ambientali a stazione singola, e la successiva determinazione delle frequenze di risonanza principali ad esse associate, evidenziano chiaramente come la quasi totalità dell'area di studio sia soggetta a fenomeni di risonanza, come confermato nella carta delle MOPS, dove è messa in evidenza, oltre alla diffusione delle zone stabili suscettibili di amplificazione, la presenza di zone instabili sui versanti del colle su cui sorge il centro storico, che però lambiscono solo in modo minimo le zone abitate.

Tutta l'area di studio è soggetta a fenomeni di risonanza ed amplificazione e, pure dove questi sembrano essere minimi (il centro storico), la presenza di edifici alti e di elevato valore storico, come le torri, deve mettere in guardia di fronte a frequenze di risonanza del terreno localizzate attorno ad 1 hertz o poco al di sotto.

Lo studio di MS così eseguito (Peruzzi, 2012), pur non esaurendo le possibilità di approfondimento, sicuramente fornisce informazioni utili per la conoscenza della pericolosità sismica locale, mettendo in evidenza le zone dove si concentrano le maggiori problematiche e quindi dove sarebbe più opportuno intervenire in prima istanza in un'ottica di prevenzione; ma anche dove, e con quali eventuali accorgimenti, sarebbe preferibile pianificare la costruzione di nuovi manufatti.

Il lavoro svolto ha messo in evidenza ancora una volta, le potenzialità delle tecniche di sismica passiva, che, a fronte di una minima invasività, assolutamente irrinunciabile nel centro storico di San Gimignano, e di un basso costo d'esecuzione, si sono mostrate assai efficaci per caratterizzare in prospettiva sismica la parte del territorio di San Gimignano oggetto di studio, mettendo in risalto la complessità ed eterogeneità della pericolosità sismica valutata a scala subcomunale e fornendo una base (prima inesistente) per i successivi studî e le future attività di prevenzione.

È infine utile ricordare che la pericolosità sismica rappresenta solo una delle componenti (peraltro quella irriducibile) del rischio sismico, che, pur a fronte di una pericolosità sismica non elevata, è comunque alto, dato il grande valore artistico-culturale del centro storico di San Gimignano. Del rischio sismico del luogo, con specifico interesse per le numerose torri ch'esso ospita, continua ad occuparsi il citato progetto "RiSEM", di cui la caratterizzazione geologica e geomorfologica del territorio è, infatti, solo una parte.

Bibliografia

Albarello D., Castellaro S. (2011), *Tecniche sismiche passive*, Ingegneria Sismica, Anno XXVII, 2 (Suppl.), 32-63.

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzzilli L. M.; 2011: The *contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake*. Boll. Geofis. Teor. Appl., 52, 3, 513-538, doi:10.4430/bgta0013.

Albarello D., Coltorti M., Fantozzi P. L., Firuzabadì D., Lunedei E., Peruzzi G., Pieruccini P., Sandrelli F.; 2012: *Relazione conclusiva 1° anno Progetto "Rischio Sismico negli Edifici Monumentali (RiSEM)"*, WP.2 - SISM-2, Caratterizzazione geologica e geomorfologica del territorio.

Bossio A., Foresi L. M., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F.; 1995b: *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo una trasversale ai Bacini di Volterra e della Val d'Elsa*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale, 1995 (1), 93-104.

Capezzuoli E., Sandrelli F.; 2004: *I sedimenti quaternari del settore meridionale della Valdelsa (Provincia di Siena)*. Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences, 17(1), 33-40.

Foti S., Parolai S., Albarello D., Picozzi M., 2011, Application of Surface wave methods for seismic site characterization. Surv. Geophys., 32, 6, 777-825, DOI 10.1007/s10712-011-9134-2

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e dvd.

Ibs Von Seht M., Wohlemberg J.; 1999: *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 250-259.

Okada H.; 2003: The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, SEG, 129 pp.

Peruzzi G.; 2012: Microzonazione *Sismica della collina di San Gimignano (Siena)*. Tesi di Laurea Magistrale, Università di Siena.

Picozzi M., Albarello D.; 2007: *Combining Genetic and Linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves*. Geophys. J. Int., 169, 189-200.

SESAME; 2004: *Guidelines for the implementation of H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements processing and interpretation*.

Sitografia

www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/02rischio/indagini/vel/aree_produttive/index.htm

www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/01informazione/banchedati/indagini_terreno/indagini/senese/s_gimignano/s_gimignano_ind.htm

www.sitiunesco.it/san-gimignano-il-centro-storico.html

MICROZONAZIONE SISMICA DI UMBERTIDE: ANALISI SPERIMENTALE

E. Priolo[1], R. de Franco[2], C. Barnaba[1], G. Boniolo[2], G. Caielli[2], A. Corsi[2], G. Laurenzano[1], A. Morrone[2], A. Motti[3], P. Ragazzo[2], M. Romanelli[1], A. Tento[2]

[1]OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), Centro di Ricerche Sismologiche, Udine – Trieste

[2]CNR, Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano

[3]Regione Umbria, Servizi Tecnici Regionali, Direzione Regionale Ambiente, Territorio e Infrastrutture, Perugia

Viene qui presentato uno studio geofisico-sismologico finalizzato alla stima sperimentale dell'amplificazione sismica e alla microzonazione della città di Umbertide. Lo studio è stato svolto congiuntamente dall'OGS, Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche, e dal CNR, Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali (IDPA), su incarico del Servizio Geologico della Regione Umbria. Lo studio è terminato e i risultati sono descritti nel rapporto inviato alla Regione Umbria (Priolo *et al*., 2013) e saranno pubblicati a breve in un volume monografico. Questo contributo ne riassume gli aspetti principali.

Le attività sono consistite nelle seguenti indagini:

1) stime di rapporti spettrali H/V da registrazioni di rumore sismico ambientale;

2) stime della risposta spettrale di sito da registrazioni di terremoti;

3) caratterizzazione del profilo verticale di velocità Vs da indagini sismiche di superficie.

La Fig. 1 visualizza le posizioni in mappa di tutte le stazioni di misura relative ai diversi tipi di indagine effettuati.

Rapporti spettrali H/V. L'acquisizione di rumore ambientale è stata pianificata ed eseguita per ottenere indicazioni sulla distribuzione areale degli effetti di amplificazione sismica locale con particolare riferimento all'individuazione della frequenza fondamentale, e per integrare ed estendere arealmente le amplificazioni stimate sperimentalmente dalle registrazioni di terremoti. L'intervento, svolto dall'IDPA, consiste nell'acquisizione e analisi del rumore sismico ambientale in 83 siti ubicati all'interno dell'area urbana di Umbertide secondo una griglia approssimativamente regolare; circa 12 siti situati in aree periferiche; un'acquisizione lungo un array lineare composto da 5 stazioni. Si sono così ottenuti tredici profili orientati SW-NE che coprono la parte del centro storico di Umbertide. I rapporti spettrali H/V si presentano

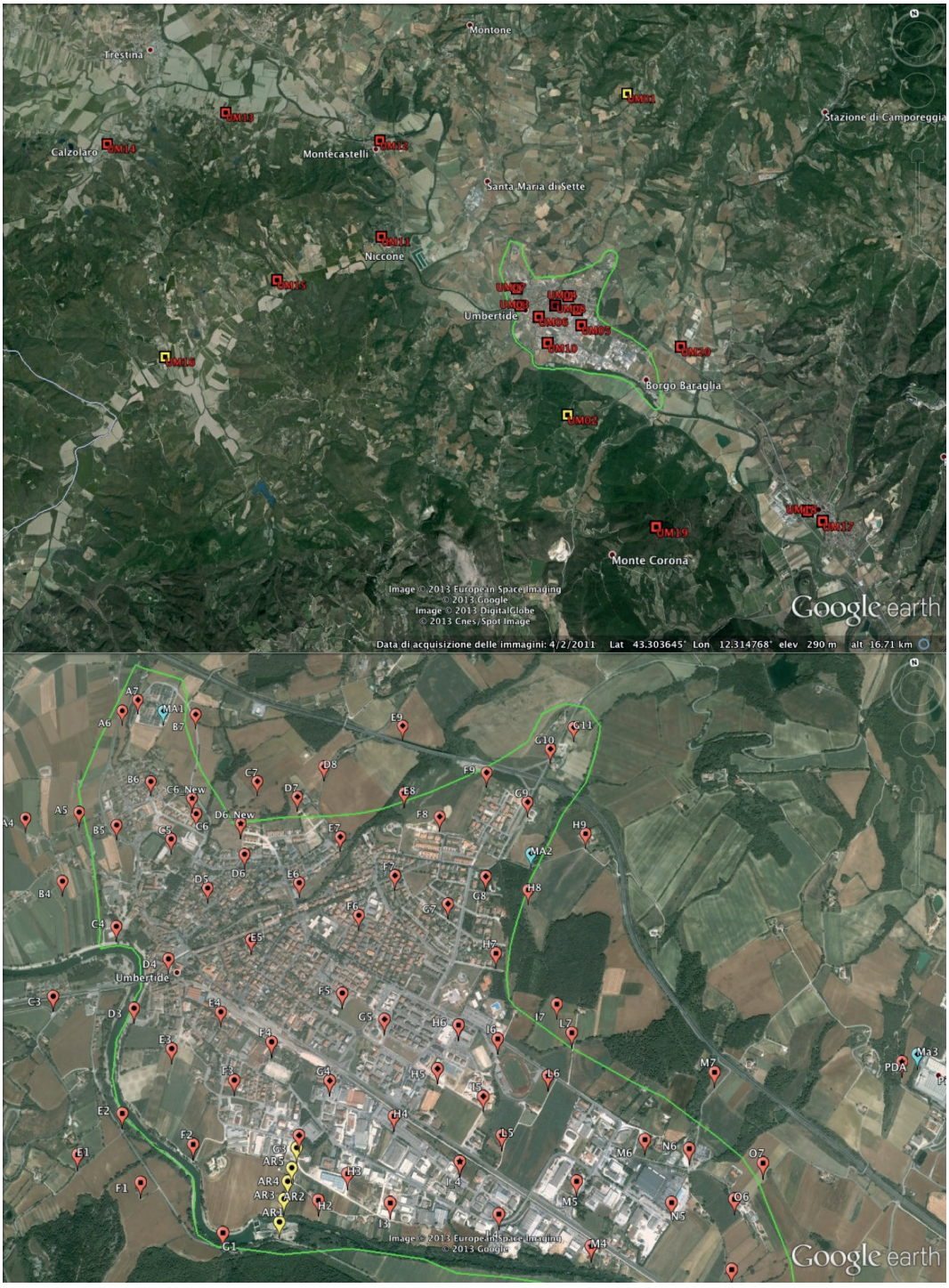


Fig. 1 – Mappa dell'area studio. In alto sono indicati i siti delle stazioni di registrazione dei terremoti. I tre siti di riferimento sono indicati in giallo. La curva verde delimita l'area urbana di Umbertide. Nella mappa in basso sono indicati i siti di registrazione del rumore sismico ambientale (in rosso e in giallo), e la posizione dei tre siti d'indagine Vs (in azzurro).

spesso in forma bi-modale, con un nodo la cui frequenza varia da sito a sito ma si posiziona in genere fra 1.2 Hz e 2 Hz. La risposta in bassa frequenza (frequenze inferiori a 1.2 Hz) è interpretata con la presenza di una discontinuità alla scala del bacino, verosimilmente posta a una profondità maggiore di 50 m e caratterizzata da un buon contrasto d'impedenza. La risposta a frequenze variabili maggiori di 2 Hz, spesso diversificata in più picchi, è legata generalmente alla presenza di discontinuità con basso contrasto di impedenza e bassa eterogeneità laterale nei primi 30-50 m. Tali risposte costituiscono di fatto quelle di interesse ingegneristico. Mentre il lobo in bassa frequenza è presente nella maggior parte dei siti, anche esterni all'area urbana – d'altro canto, trattandosi di discontinuità più profonde è verosimile che queste caratterizzino gran parte dell'area misurata–, il picco in frequenza medio-alta (1-8Hz) all'interno del bacino è molto debole se non inesistente mentre diventa evidente lungo i margini esterni SO e NE. Un andamento simile si riscontra nella banda in alta frequenza (8-20 Hz), dove i picchi H/V sono in genere di modesta entità eccetto che localmente per alcuni siti. Ciò avvalora l'interpretazione di uno spessore dei sedimenti alluvionali che si riduce progressivamente verso il bordo.

Stima della risposta di sito da registrazioni di terremoti. Al fine di stimare la risposta sismica locale è stata realizzata una rete temporanea di stazioni sismometriche, per un totale di 20 siti, di cui 3 scelti come siti di riferimento. Quest'attività è stata svolta dall'OGS con la collaborazione dell'Osservatorio Sismico A. Bina di Perugia. Tutti i siti sono stati equipaggiati con strumentazione simile, consistente in acquisitore digitale a 24 bit REFTEK 130 e sismometro a tre componenti Lennartz 3D Lite-1s con periodo proprio di 1 s. Il periodo di acquisizione è stato suddiviso in due fasi: un primo gruppo di 10 stazioni (tutte collocate all'interno del perimetro urbano di Umbertide eccetto che per due siti di riferimento) sono rimaste in acquisizione nel periodo marzo-settembre 2012, mentre un secondo gruppo di stazioni, posizionate all'esterno dell'area urbana, hanno registrato nel periodo settembre 2012 - febbraio 2013 (alcune stazioni sono state mantenute in tutto il periodo negli stessi siti per continuità). Il reperimento di siti di riferimento è stato uno degli aspetti critici di questo studio, in quanto non si trovavano siti con caratteristiche adatte a breve distanza da Umbertide. Alla fine, sono stati selezionati 3 siti, posti fuori dall'area urbana, che sono stati utilizzati insieme,

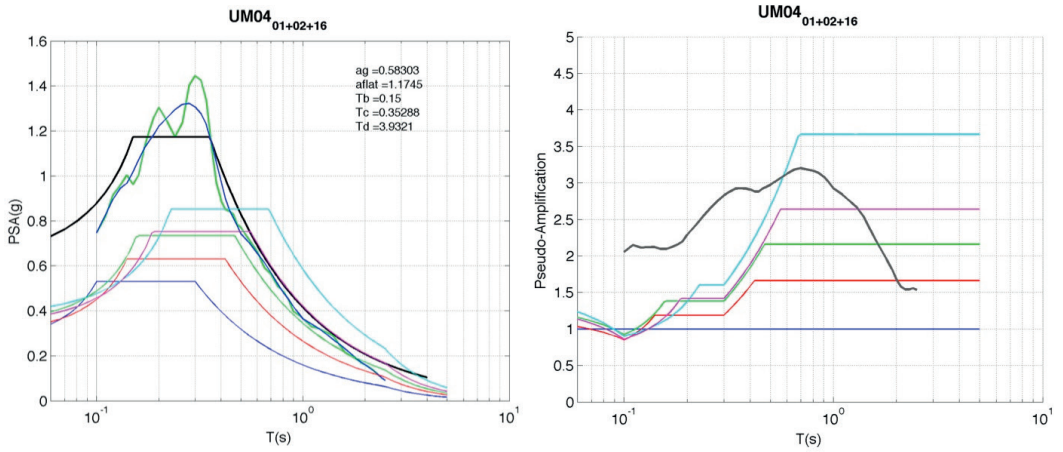


Fig. 2 – A sinistra: spettro di risposta di accelerazione lisciato per il sito UM04 (curva nera). La figura mostra anche lo spettro di risposta specifico di sito (curva verde) e lo spettro di risposta cui è applicato lo smoothing (blu), che è dato in pasto alla procedura di lisciatura. Sono poi mostrati, per riferimento, gli spettri di normativa NTC-08 per le varie classi di suolo (rispettivamente, A = blu, B = rosso, C = verde, D = rosa, E = azzurro). A destra: amplificazione di risposta spettrale (linea grigia) stimata per lo stesso sito UM04 e messa a confronto con le amplificazioni dedotte dagli spettri di normativa.

creando un sito di riferimento virtuale. L'estrazione delle registrazioni di terremoti dai dati di forme d'onda in continuo è effettuata sulla base della lista degli eventi del Bollettino nazionale dei terremoti (ISIDe Working Group – INGV, 2010) sulla base di criteri di selezione empirica. Le forme d'onda estratte vengono quindi raccolte e organizzate per ogni stazione e ogni singolo evento. La prima fase di registrazione è stata caratterizzata dall'intensa sequenza sismica emiliana, che è stata registrata integralmente. La seconda fase, si presenta maggiormente caratterizzata da eventi regionali o distanti rispetto a eventi locali.

Per ogni sito sono state calcolate le curve di amplificazione utilizzando il metodo dei rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento. È stata applicata una tecnica basata su procedure d'inversione GIT (Andrews, 1986), che permette l'uso di registrazioni asincrone, ovvero anche di eventi non registrati in contemporanea dal sito investigato e dai siti di riferimento. Considerando la tipologia di sismometri a corto periodo usati (Lennartz 3D-1s, con periodo proprio T = 1 s) e gli scopi di questo studio, la banda di frequenza risolta è 0.3-10 Hz.

In generale, per la maggior parte dei siti, si riconosce una coerenza tra le varie curve, con un livello di amplificazione non trascurabile anche se non molto elevato, in particolare a frequenze minori di 1 Hz. Presso alcuni siti, alcune registrazioni sono affette da segnali di natura locale. Queste situazioni possono essere corrette manualmente solo in alcuni casi, mentre in altri casi la misura è stata scartata.

Il calcolo degli spettri di risposta specifici di sito si svolge secondo la seguente procedura (come previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni – NTC (2008): 1) input sismico: 5 storie temporali selezionate da Pergalani e Compagnoni (2013) per le modellazioni numeriche; 2) calcolo delle accelerazioni al sito attraverso la convoluzione delle storie temporali con le amplificazioni spettrali specifiche di sito (GIT); 3) calcolo degli spettri di risposta; 4) calcolo dello spettro di risposta medio specifico di sito; 5) confronto con spettri di progetto e fattori di amplificazione di normativa.

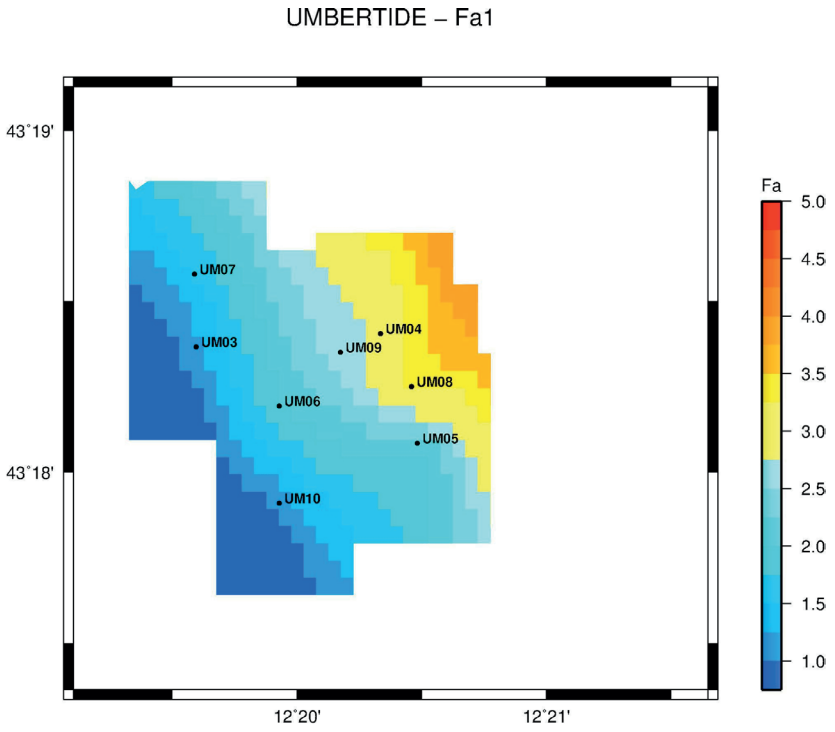


Fig. 3 – Fattori di amplificazione stimati dalle registrazioni di terremoti (i siti sono indicati con i rispettivi nomi) nella banda 0.1-0.5 s nell'area urbana di Umbertide.

Per la scelta degli accelerogrammi registrati sono state selezionate 5 storie accelerometriche utilizzate sulla base di coerenza in termini di - sismicità storica di Umbertide e caratteristiche sismogenetiche della sorgente (meccanismo distensivo – faglia normale); - coppia magnitudo-distanza dalla sorgente; - massima accelerazione orizzontale attesa (0.222 g); - spettro-compatibilità con lo spettro di target corrispondente allo spettro di risposta previsto per la categoria di sottosuolo A. Inoltre sono state selezionate solo le registrazioni effettuate su bedrock sismico (sottosuolo di categoria A). Le registrazioni scelte sono state oggetto di scalatura, in quanto i valori del picco di accelerazione di ciascun accelerogramma risultavano leggermente inferiori rispetto al valore medio ponderale atteso al sito.

Dalla convoluzione di ognuna delle serie temporali assunte come azione sismica con le amplificazioni spettrali calcolate con il GIT vengono ottenuti gli spettri di risposta e lo spettro di risposta medio specifico di sito. Gli spettri lisciati sono ottenuti mediante lisciatura degli spettri di risposta medi specifici di sito. La procedura di lisciatura degli spettri di risposta medi adottata in questo studio è aderente a quanto riportato negli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" (Gruppo di Lavoro MS, 2008). Essa prevede, tra l'altro, che gli spettri di risposta di sito siano preventivamente sottoposti a uno *smoothing* in modo da ridurre eventuali irregolarità. La Fig. 2 a sinistra mostra, come esempio, lo spettro di risposta di accelerazione lisciato per il sito UM04. Si nota, ad esempio, che sia il livello di accelerazione di ancoraggio sia il valore di *plateau* eccedono tutti gli spettri previsti da normativa anche per le condizioni di suolo peggiori. Tuttavia, dal periodo di circa 0.5-0.6 s lo spettro si avvicina molto a quello di normativa di classe D.

Le amplificazioni di risposta spettrale sono calcolate dal rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione specifici di sito e lo spettro di risposta medio relativo all'azione sismica utilizzata in input. Queste sono, a nostro parere, le quantità più importanti per la valutazione della risposta sismica locale. Infatti, queste amplificazioni possono essere confrontate direttamente con le amplificazioni dedotte dagli spettri di normativa per le differenti classi di suolo.

La Fig. 2 a destra mostra, come esempio, l'amplificazione di risposta spettrale stimata per il sito UM04. Si riconosce un elevato livello di amplificazione nella banda dei corti periodi fino a circa 1.5 s, mentre decade rapidamente per periodi più elevati.

I fattori di amplificazione sono calcolati per ogni sito come media dei rapporti tra l'Intensità di Housner (SI) delle storie accelerometriche ottenute al singolo sito rispetto alle SI dei singoli terremoti selezionati in input, per le tre seguenti bande di periodi: 1) 0.1-0.5 s; 2) 0.5-1.5 s; 3) 0.5-2.5 s. La Fig. 3 mostra la distribuzione dei fattori di amplificazione del centro di Umbertide per la prima banda considerata. L'immagine mostra un progressivo aumento del fattore amplificativo procedendo da SO verso NE. Si noti che i valori dei fattori di amplificazione non sono trascurabili anche nelle zone dove i rapporti H/V risultano piatti nella banda di frequenze di maggior interesse (1-8 Hz), come ad esempio all'interno del bacino.

Indagini di velocità delle onde S. Il CNR-IDPA ha effettuato indagini con tecniche MASW/Remi per determinare il profilo verticale di velocità delle onde S (Vs) presso 3 siti (Fig. 1, in basso). Per l'acquisizione dei profili è stata utilizzata una strumentazione a 48 canali costituita da 2 acquisitori digitali Geode Geometrics a 24 canali e a 24 bit gestiti da una unità centrale Stratavisor-NZ Geometrics. I cavi sono stati strumentati con 48 geofoni verticali con frequenza propria di 4.5 Hz. Per la tecnica MASW, l'energizzazione sismica è stata effettuata utilizzando una mazza da 5 kg. Si è usato un campionamento a 1000 Hz e una lunghezza delle tracce di 2 s.

Per quanto riguarda il metodo Remi, per ogni sito sono state acquisite almeno 3 registrazioni passive di microtremori con lunghezza di registrazione di 29 s. I dati acquisiti nella configurazione adottata in campo sono anche idonei al loro trattamento mediante il metodo sismico a rifrazione. Nel caso particolare, oltre all'applicazione del metodo standard del tempo intercetto e del metodo Plus-Minus, si è utilizzata la tecnica di imaging multi rifrattore basata sullo stack di sezioni a rifrazione convolute (SRCS: Stacked Refracted Convolution Section; de

Franco 2005, 2011). Tale tecnica consente la costruzione di sezioni sismiche in tempi intercetti e/o convertite in profondità del tutto analoghe a quelle ottenibili con le tecniche standard di trattamento dei dati di sismica a riflessione. È importante sottolineare che tale tecnica consente di ricostruire non solo il modello ma anche di fornire informazioni bidimensionali circa gli attributi che caratterizzano le interfacce rifrangenti (geometrie, velocità e ampiezze). L'analisi a rifrazione qui utilizzata, limitata alla sola fase P, fornisce utili informazioni per supportare l'interpretazione geofisica dei dati MASW (modelli in fase S) che per sua caratteristica è soggetta ad una minore accuratezza nella ricostruzione del modello. In due casi (siti del Cimitero e di via Roma) emergono profili di velocità delle onde S che mostrano la presenza di un debole riflettore a circa 20 m di profondità e per i quali si può stimare un valore di VS30 che si colloca al limite inferiore della classe B. Nel terzo caso (Pian d'Assino), invece, il profilo di velocità Vs mostra la presenza di un gradiente continuo e l'assenza di contrasti d'impedenza significativi. In questo caso il valore di VS30 pone il sito in classe B in modo univoco.

Conclusioni. Sono stati presentati i risultati delle indagini geofisiche-sismologiche effettuate nell'ambito di uno studio finalizzato alla microzonazione dell'area urbana di Umbertide commissionato dalla Regione Umbria all'OGS, e che si è avvalso della collaborazione del CNR-IDPA. Lo scopo è di fornire dati ed elementi quantitativi costruiti su base scientifica sperimentale utili alla microzonazione dell'area urbana di Umbertide. Sono stati eseguiti tre tipi d'indagine: stime di rapporti spettrali H/V da registrazioni di rumore sismico ambientale; stime della risposta spettrale di sito da registrazioni di terremoti; caratterizzazione del profilo verticale di Vs da indagini sismiche di superficie.

I rapporti H/V stimati mostrano in molti casi una forma bi-modale, testimoniando in tal caso la presenza di un contrasto d'impedenza in profondità e uno più superficiale. In genere le ampiezze dei rapporti H/V sono piuttosto contenute, e solo in alcuni casi si rilevano picchi di ampiezza significativa nella banda di maggiore interesse 1-10 Hz. La parte centrale del bacino su cui si trova Umbertide è in genere caratterizzata dai rapporti H/V più piatti, i picchi di amplificazione sembrano concentrarsi verso i margini esterni (soprattutto quello a SO) interessando aree la cui ampiezza è funzione della frequenza: man mano che la frequenza si alza, la zona suscettibile di amplificazione si restringe e si sposta verso il bordo, in coerenza con un'interpretazione che vede la frequenza di risonanza che aumenta con l'assottigliarsi degli spessori di suolo. Per 20 siti collocati sia all'interno che all'esterno dell'area urbana, sono stati stimati gli spettri di risposta specifici di sito, le curve di amplificazione di risposta spettrale e i fattori di amplificazione. Le stime si basano sull'analisi di moti deboli del suolo, pertanto possono determinare una sovrastima e sottostima dell'amplificazione rispettivamente nella banda dei corti periodi ($T < 1$ s) e dei lunghi periodi ($T > 1$ s). Riguardo al terzo punto, sono stati eseguiti dei profili sismici a rifrazione presso tre siti.

In prima battuta, le mappe H/V e dei fattori Fa sembrerebbero fornire indicazioni contraddittore: gli H/V indicherebbero una mancanza di una frequenza di risonanza dominante nel centro del bacino, mentre gli Fa mostrerebbero un progressivo aumento da SO a NE, con valori elevati nel centro del bacino. I tre profili di velocità forniscono una buona chiave di lettura: molte aree sono caratterizzate da suoli con velocità anche bassa, ma che aumenta gradualmente con la profondità senza però la presenza di un contrasto di impedenza elevato alla base. In tali suoli, l'ampiezza del campo d'onda si amplifica in modo simile su tutta la banda di frequenze 0.3-10 Hz (0.1-3 s).

Ringraziamenti. Questo studio è stato svolto nell'ambito di una convenzione stipulata tra la Regione Umbria, Servizi Tecnici, e l'OGS, Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche, con Determina Dirigenziale n. 9649 del 20/12/11. Si ringraziano: il Comune di Umbertide per l'assistenza e il supporto forniti nell'individuazione dei siti; l'Osservatorio Sismico A. Bina di Perugia per la collaborazione nella gestione delle stazioni sismometriche.

Bibliografia

Andrews, D. J.; 1986. *Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different sizes*, in Earthquake Source Mechanics, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-267.

de Franco R.; 2005. *Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section*. Geophys. Prosp. 53 (3), 335-348.
de Franco R.; 2011. *Refractor velocity analysis: a signal processing procedure*. Geophysical Prospecting 59, 432-454.
Gruppo di Lavoro MS; 2008. *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-ROM.
ISIDe Working Group – INGV; 2010. *Italian Seismological Instrumental and parametric database*: http://iside.rm.ingv.it
Norme Tecniche per le Costruzioni – NTC; 2008. DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it).
Priolo E. (Resp. Scient.) e Gruppi di Lavoro OGS-CRS (Priolo E., Romanelli M., Laurenzano G., Barnaba C.) e CNR-IDPA (de Franco R., Caielli G., Corsi A., Morrone A., Tento A., Boniolo G., Ragazzo P.); 2013. *Convenzione per l'esecuzione di studi geofisici finalizzati alla microzonazione dell'area urbana di Umbertide*. Relazione finale delle attività. Relazione OGS n. 2013/56 Sez. CRS 19, Sgonico, 30 maggio 2013
Pergalani F e Compagnoni M.; 2013. *Esecuzione di modellazioni mono e bidimensionali finalizzate alla microzonazione sismica dell'area urbana di Umbertide. 1° parte: input sismico – Versione 2*. Convenzione tra Regione Umbria Giunta Regionale – Servizi Tecnici Regionali e Politecnico di Milano, Dipartimento di Ingegneria Strutturale.

ON THE PERFORMANCES OF SITE PARAMETERS FOR SOIL CLASSIFICATION

R. Puglia[1], D. Albarello[2], L. Luzi[1], D. Bindi[3], R. Gallipoli[4], M. Mucciarelli[5], G. Naso[6], F. Pacor[1], E. Peronace[6]

[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano-Pavia, Italy
[2] Department of Earth Sciences, University of Siena, Italy
[3] Deutsches Geo Forschungs Zentrum GFZ, Centre for Disaster Managment CEDIM, Potsdam, Germany
[4] Istituto Metodologie Analisi Ambientali CNR, Potenza, Italy
[5] Department of Structures, Geotechnics and Engineering Geology, University of Basilicata, Potenza, Italy
[6] Dipartimento della Protezione Civile, Rome, Italy

Significant increase in damage has been directly ascribed to the effects of local site conditions during recent earthquakes, such as 1985 Mexico City, 1989 Loma Prieta, 1994 Northridge, 1995 Kobe, 1999 Chi-Chi, among others. The selection of specific elastic response spectra according to soil categories is the easiest way to account for site effects in engineering projects and general-purpose hazard maps. Ground motion prediction equations often consider a soil categorization, in order to quantify the variation of ground motion due to the presence of soil layers of different depths and nature.

The selection of specific elastic response spectra according to soil categories is the standard to account for site effects in engineering design and general-purpose hazard maps. Most of the international seismic codes are based on the average shear wave velocity of the upper 30 m (V_{S30}) to discriminate between soil categories. The works of Borcherdt and Glassmoyer (1992) and Borcherdt (1994) were the first to propose the adoption of the Vs,30 parameter (average shear wave velocity of the upper 30 m) as a tool to discriminate soils with similar seismic response. Many seismic codes are based on this parameter, such as the 1997 NEHRP Provisions and 1997 Uniform Building Code (BSSC 1998) or the Eurocode 8 (ENV 1998, Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance, hereinafter referred to EC8, see Table 1). In Italy, the Italian code Norme tecniche per le costruzioni (NTC 2008; Chap. 3 Azioni sulle costruzioni, Par. 3.2 Azione sismica)

proposes the same soil categories as identified in the EC8 code. Nevertheless, after Borcherdt (1994), some doubts arose about the capability of V_{S30} in site effects estimation (among others, Steidl, 2000; Park and Hashash, 2004; Stewart *et al.*, 2003; Castellaro *et al.*, 2008; Lee and Trifunac, 2010).

Borcherdt (1994) had some doubts about the capability of $V_{s,30}$ to predict amplification outside the region where the method was developed (southern California).

Steidl (2000) found a poor correlation between site class and site amplification and suggested that a depth-to-basement parameter might be more useful to predict ground motion amplification. Park and Hashash (2004) studied the problem in deep basins, with the example of the Mississippi embayment, finding that NEHRP provisions may not be appropriate for

thick sediments because they are overconservative at short periods and underconservative at long periods. Stewart *et al.* (2003) enlarged the database to other tectonically active regions and added to the California earthquakes events from Turkey and Japan, concluding that neither shear-wave classification nor detailed surface geology can provide an optimal predictive scheme when long periods are concerned (T>1 s).

Castellaro *et al.* (2008) re-examined the original data by Borcherdt (1994) finding that, despite the conclusion of the author, the $V_{s,30}$ appears a weak proxy to seismic amplification, which is too complex to be described by a single parameter. Lee and Trifunac (2010) also demonstrate that the average soil velocity in the upper 30 m should not be used to scale strong motion amplitudes and sustained the necessity of other parameters, which should be related to the response of sediments of large depths (i.e. 200 m), that they call "soil-site conditions".

The seismic response of a site can be described by other parameters than Vs,30. Examples are the frequency at which the first peak of amplification occurs (fundamental frequency/ period) or the frequency corresponding to the maximum peak of amplification (predominant frequency/period).

During the 1980 classification schemes alternative to those based on Vs,30 were proposed, such as the Japan Road Association classification (1980, 1990), which, in parallel to the $V_{s,30}$, used the predominant soil period to discriminate among classes, accounting, although in an indirect way, for soil thickness, the parameter invoked by many authors as the principal deficiency imputable to $V_{s,30}$.

Recently, a two-parameter classification approach has been attempted by Cadet *et al.* (2008), who propose to categorize soils according to the average shear wave velocity, $V_{s,z}$, over the top z meters (z in the range 5–30), and the site fundamental frequency f_0. A comprehensive analysis on about 500 sites from the KIKNET network, shows that f_0 is very poorly correlated with any of the $V_{s,z}$ values, thus providing independent, complementary information on the overall thickness and stiffness of sedimentary cover, and the surface stiffness. They obtained that the best combination was given by the couple of variables ($V_{s,30}$, f_0), but they also sustained that a simpler site classification, based only on f0,may lead to satisfactory results.

The objectives of this study are: i) to find soil classes with a similar response to an earthquake; ii) to develop empirical amplification factors for 5% damped response spectral acceleration in the period range T 0.04-4s; iii) to identify proxies for site classification ($V_{S,30}$, stratigraphy, fundamental frequency, etc.).

We propose a soil classification, which is not based on a priori subdivision, but it relies on the natural aggregation of empirical amplification function of the sites, obtained by normalizing the spectra of recorded motions by a reference (rock) spectrum from a ground motion prediction equation [GMPE, developed by Bindi *et al.* (2011), based on the ITACA 1.0 database]. The empirical amplification functions of sites are aggregated by means of cluster analysis.

Data set. The data set, used for the analysis, consists in the strong motion recordings from 1972 to 2011 (ITACA 1.1; http://itaca.mi.ingv.it/ItacaNet/), plus the recordings of the major events of the 2012 Emilia seismic sequence, of the national accelerometric network (RAN), operated by the Italian Civil Protection Department (DPC).

In the framework of the projects INGV-DPC S6 2004-2006 (http://esse6.mi.ingv.it/) and S4 2007-2009 (http://esse4.mi.ingv.it/), several recording sites were characterized with different geophysical tests (down-hole, cross-hole, microtremor arrays, SASW or MASW). If we account for the studies conducted by ENEL after the Friuli 1976 and Irpinia 1980 seismic sequences, about 100 sites of the RAN are characterised by a shear wave velocity profile down to a minimum depth of 30 m. Moreover, the DPC promoted microtremor measurements at about 200 recording stations. The fundamental frequencies (f_0) of each station has been estimated through the horizontal to vertical spectral ratio computed from Fourier spectra of microtremor measurements and has been compared with the fundamental frequencies obtained

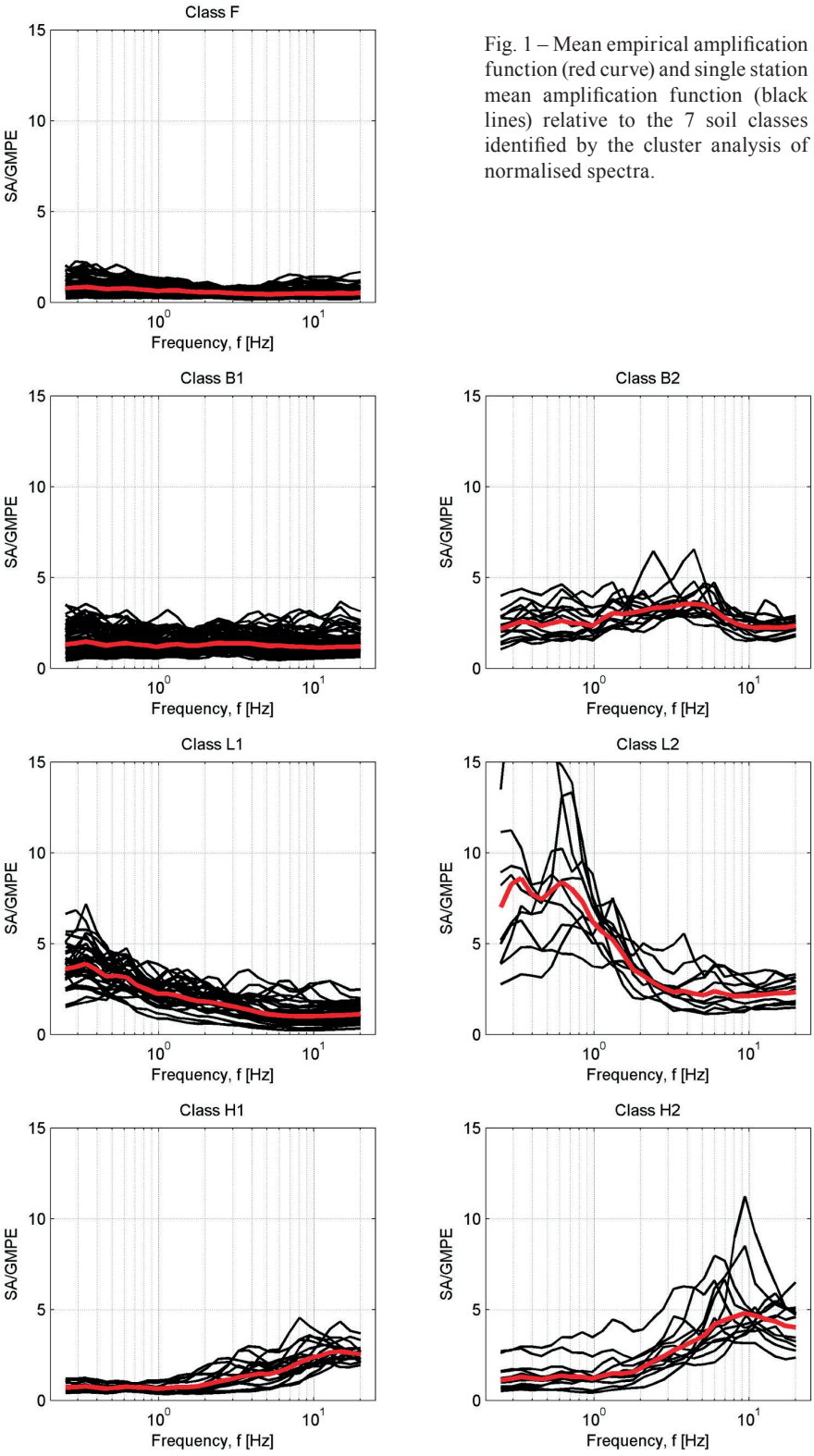


Fig. 1 – Mean empirical amplification function (red curve) and single station mean amplification function (black lines) relative to the 7 soil classes identified by the cluster analysis of normalised spectra.

from the H/V ratio of acceleration response spectra of the strong motion recordings. The set of accelerometric recordings and the information about recording sites allowed the conduction of a study on seismic site classification.

Analysis. The analysis has been preceded by data selection, which implies that each station should have at least 3 recordings with the following characteristics:

records should be normally triggered, that is pre-event noise, P and S phase should be present in the record. S-wave triggered waveforms have been rejected;

epicentral distances should be lower than 200 km and the event depth < 35 km, to fulfil the criteria of the GMPE by Bindi *et al.* (2011);

moment magnitude of events should be > 3 [Ml has been converted into M_w using the relationship proposed by Castello *et al.* (2007)]. Records of low magnitude events, i.e. $3 < M_w < 4$, have been excluded if the number of records for each station was larger than 3.

For each station the acceleration response spectra of single records were normalised to the expected response spectra predicted for an average rock site (for the same style of faulting, magnitude and distance) and the geometric mean of the empirical amplification functions was evaluated for each station. The distance between a couple of normalised spectra, relative to station i and j, is evaluated as the mean Euclidean distance, over m periods, between spectral ordinates, as:

$$d_{ij} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{m} \left(X_{ik} - X_{jk}\right)^2}{m}} \qquad (1)$$

The rank of the matrix containing the distances between couple of stations has been progressively reduced adopting a hierarchical clustering algorithm (Davis, 1986).

The analysis converged on 7 soil classes of normalised spectra, identifiable on the base of resonant frequency and amplitude of amplification (Fig. 1):

1. F (flat)
2. B1 (broad band with low amplification)
3. B2 (broad band with moderate amplification)
4. L1 (low frequency band with moderate amplification)
5. L2 (low frequency band with large amplification)
6. H1 (high frequency band with low amplification)
7. H2 (high frequency band with moderate amplification)

Fig. 2 shows the mean empirical amplification function (red curves in Fig. 1) relevant to the 7 soil classes identified by the cluster analysis of normalised spectra. The zoom on the right side of the figure clearly evidences the differences between each class. It should be noted that the mean value of the 'F' curve is significantly lower than 1. This means that there is a

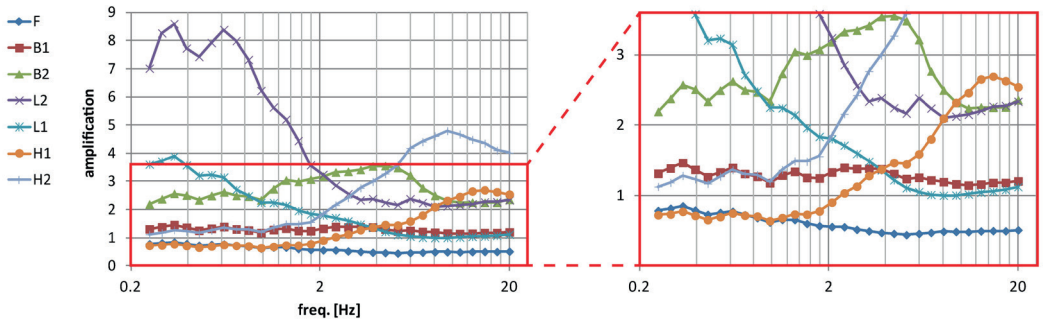


Fig. 2 – Mean empirical amplification function relevant to the 7 soil classes identified by the cluster analysis of normalised spectra.

group (of about 80 stations) that amplify about half of a generic site classified as 'A' in the EC8 code. On the other hand there are some groups, namely 'L2', 'B2' and 'H2', for which the amplification are much higher than those obtained for the EC8 class by the ground motion prediction equation developed in Bindi *et al.* (2011), respectively in the low, medium and high frequency range.

Identification of proxies for site classification. Considering the criteria explained in the previous section, we analysed 230 recording stations (of the about 800 available) but only 30 of them have a detailed geophysical and geotechnical characterization (V_S profile, horizontal to vertical spectral ratio of ambient noise recordings, HVSR, and horizontal to vertical response spectra ratio, HVRS); about 60 stations have HVSR and HVRS, while the majority, about 110 cases, are only characterised by HVRS. With the available information, we were not able to derive a sufficient number of proxies for each class (Tab. 1). The considered proxies are: $V_{S,30}$, fundamental frequency of the site f_0, shape of the HVSR curve and standard stratigraphic column (Fig. 3).

Tab. 1 – Proxies for identification of the soil classes.

CLASS	$V_{S,30}$ [m/s]	$V_{S,30}$ std [m/s]	# of $V_{S,30}$	f_0 noise [Hz]	f_0 noise std [Hz]	# of noise measurements	predominant HVSR types	stratigraphic column
F	696	186	**6**	4.7	1.6	7	F, HF	1
B1	577	148	**12**	3.1	1.6	7	MF	2, 3
B2	440	52	3	—	—	1	—	2, 3
L1	296	98	**7**	0.7	0.07	3	LF	3, 4
L2	182	74	**6**	0.5	0.32	6	LF	3, 4
H1	656	186	4	5.0	—	2	—	1, 2
H2	454	114	2	—	—	1	—	1, 2

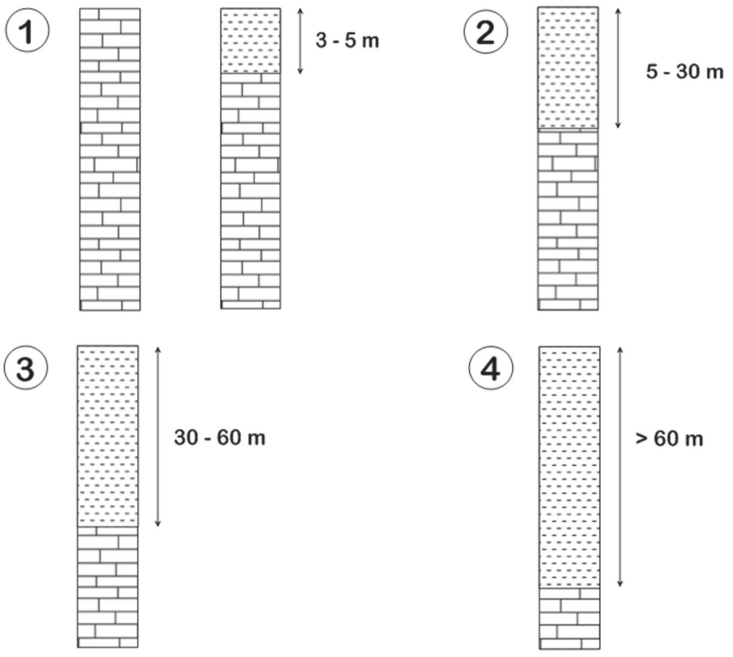


Fig. 3 – Standard stratigraphic columns.

Acknowledgements. This work was developed in the framework of the ReLUIS-DPC 2010-2013 Research Project promoted by the Laboratories University Network of seismic engineering (ReLUIS) and founded by the Italian Civil Protection Department - Presidency of the Council of Ministers (DPC). The authors wish to thank the staff of Seismic Monitoring Service of the Territory of the Seismic and Volcanic Risks Office of the Civil Protection Department, that that provided us waveforms and associated information used in this work.

References

Bindi, D., Pacor, F., Luzi, L., Puglia, R., Massa, M., Ameri, G., Paolucci R. (2011). Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database. Bulletin of Earthquake Engineering. Volume: 9, Issue: 6, Special Issue: SI, Pages: 1899-1920, DOI: 10.1007/s10518-011-9313-z.

Borcherdt, R.D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). Earthq Spectr 10:617-653.

Borcherdt, R.D., Glassmoyer, G. (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. Bull Seismol Soc Am 82(2):603-641.

BSSC (1998). NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for new Buildings and other Structures, FEMA302/303, Part 1 (Provisions) and Part2 (Commentary), developed for the Federal Emergency Management Agency, Washington, 1997 Edition.

Cadet H, Bard PY, Duval AM(2008). A new proposal for site classification based on ambient vibration measurements and the Kiknet strong motion data set. In: Proceeding of the 14th world conference on earthquake engineering, Beijing, 12–17 Oct 2008.

Castellaro, S., Mulargia, F., Rossi, P.L. (2008). Vs30: proxy for seismic amplification?. Seismol Res Lett 79(4):540-543. doi: 10.1785/gssrl.79.4.540.

Castello, B., Olivieri, M., Selvaggi, G. (2007). Local and duration magnitude determination for the Italian earthquake catalog, 1981-2002. Bulletin of the Seismological Society of America. Volume: 97, Issue: 1, Special Issue: S, Pages: 128-139, DOI: 10.1785/0120050258.

Davis J. C. (1986). Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons. ISBN: 0-471-08079-9.

ENV (1998). EUROCODE 8, Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures. Seismic Actions and General Requirements of Structures, CEN/TC 250, Draft, May 2002.

Japan Road Association (1980). Specifications for Highway Bridges Part V, Seismic Design. Maruzen Co. Ltd.

Japan Road Association (1990). Specifications for Highway Bridges Part V, Seismic Design. Maruzen Co. Ltd.

Lee, V.W., Trifunac, M.D. (2010). Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification?. Soil Dyn Earthq Eng 30(11): 1540-1549.

NTC (2008). Norme Tecniche per le Costruzioni, Decreto delMinistero delle Infrastrutture 14/01/2008 (Gazzetta Ufficiale n. 29 04/02/2008), in Italian

Park, D., Hashash, Y.M.A. (2004). Probabilistic seismic hazard analysis with non linear site effects in the Mississippi embayment. In Proceedings of the 13th world conference on earthquake engineering, Vancouver, Paper n. 1549 (on CD-Rom).

Steidl, J.H. (2000). Site response in southern California for probabilistic seismic hazard analysis. Bull Seismol Soc Am 90(6B):S149–S169.

Stewart, J.P., Liu, A.H., Choi, Y. (2003). Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions. Bull Seismol Soc Am 93:332-352.

DEFINIZIONE DI UN INDICE DI AFFIDABILITÀ DEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA BASATO SULLE INDAGINI EFFETTUATE

B. Quadrio[1], M. Ambrosanio[2], M. Ioannilli[2], F. Bramerini[3], S. Castenetto[3], G. Naso[3]

[1]CNR-IGAG

[2]Dipartimento di Ingegneria Civile e Ingegneria Informatica, Università degli studi "Tor Vergata", Roma

[3]Dipartimento della Protezione Civile, Roma

A seguito all'emanazione della legge 77/ 2009 è stato avviato il programma di finanziamento per le Regioni al fine di realizzare studi di Microzonazione Sismica (MS) nei Comuni la cui PGA è maggiore o uguale a 0,125 g. Il riferimento metodologico adottato da tutte le Regioni è costituito dagli ICMS2008 e dagli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica" (versione 2.0, maggio 2012), appositamente predisposti dalla Commissione tecnica di supporto e monitoraggio per gli studi di MS istituita con OPCM 3907/2010.

Già nell'ambito delle prime sperimentazioni effettuate a seguito del terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 era emerso che l'applicazione degli ICMS2008 non forniva indicazioni per

valutare gli studi di MS dal punto di vista dei contenuti, specialmente per il livello 1, pur rilevando diversità anche sostanziali fra i prodotti realizzati dai singoli gruppi di lavoro. A tale esperienza seguì una prima ipotesi di procedura semi-quantitativa (Albarello *et al.*, 2011) estremamente semplificata, che non poteva ancora tener conto di basi dati standardizzate e sistemi di archiviazione omogenei, con alcuni sporadici seguiti applicativi.

Più recentemente, il Dipartimento della Protezione Civile e il CNR-IGAG, nell'ambito dell'attività di supporto della Commissione Tecnica, hanno avviato una revisione di quanto esistente a livello metodologico per la valutazione degli studi di MS. In seguito a questo è stato predisposto un nuovo metodo di analisi basato sul sistema di archiviazione dei dati adottato a livello nazionale come strumento per la verifica e l'ottimizzazione delle risorse, al fine di garantire livelli qualitativi omogenei per i tutti i territori indagati dagli studi di MS.

Questo documento descrive il modello di elaborazione, i dati necessari per la sua applicazione, a partire da quelli archiviati con gli Standard 2.0 e le modalità applicative. Il modello è finalizzato a valutare l'affidabilità delle indagini degli studi di MS (Indice di Affidabilità, IA) attraverso una serie di tematismi sviluppati in ambiente GIS per eventuali integrazioni o miglioramenti conoscitivi.

Definizione dell'Indice di Affidabilità (IA). Per realizzare una Carta di MS è necessario suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee, valutando per ciascuna zona, e sulla base di indagini specifiche, il comportamento delle stesse al sisma. Con queste assunzioni, per valutare l'affidabilità di una carta di MS è preliminarmente necessario valutare le indagini condotte sulle singole microzone in termini di tipologia e distribuzione. L'Indice di Affidabilità (IA) viene definito come un indice derivato dall'insieme degli Indici di Affidabilità delle indagini condotte nelle singole microzone (IA_x, con x numero identificativo della singola microzona). Ciascuno degli IA_x è a sua volta derivato dalla combinazione di due indici distinti:

- Indice di tipologia (It_x), riferito alla tipologia delle indagini e delle elaborazioni presenti nella microzona
- Indice di distribuzione (Id_x), riferito alla distribuzione delle indagini presenti nella microzona.

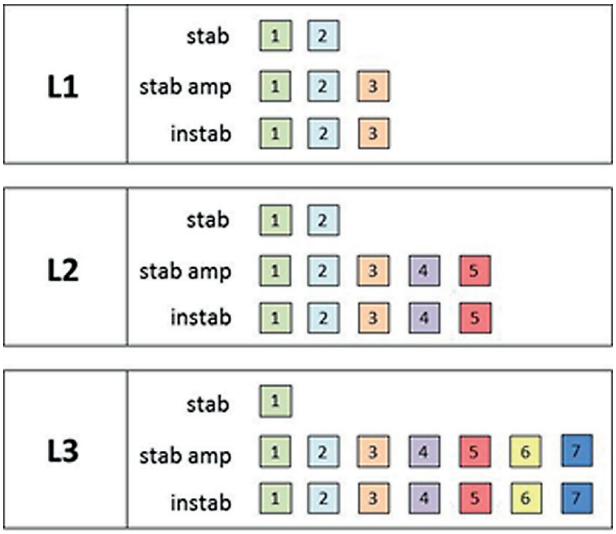
Per elaborare l'Indice di Affidabilità è dunque necessario:

- valutare preliminarmente l'indice di tipologia (It_x) e l'Indice di distribuzione (Id_x) delle indagini presenti in ciascuna microzona contenuta nella carta;
- valutare l'Indice di Affidabilità (IA_x) per ciascuna microzona
- valutare l'Indice di Affidabilità (IA) per l'intera carta di MS.

Questa metodologia di valutazione è applicabile a tutti e tre livelli di approfondimento degli studi di MS. I singoli parametri ed i criteri che vengono adottati per effettuare le valutazioni sono specializzati in funzione del livello di approfondimento a cui ci si riferisce.

Indice di tipologia (Itx). L'indice di tipologia It_x valuta l'affidabilità conoscitiva della singola microzona in funzione della tipologia delle indagini effettuate in quella medesima microzona. In uno studio di MS le diverse tipologie di indagini effettuabili (geologiche, geotecniche e geofisiche) presentano profili di significatività diversi in funzione della tipologia di microzona e del livello di approfondimento. Tra tutte, vengono considerate essenziali le indagini che forniscono parametri direttamente utili alla descrizione compiuta della pericolosità sismica locale della microzona e la loro presenza è considerata indispensabile per raggiungere un risultato almeno sufficiente in termini di affidabilità di contenuti nell'ambito di uno studio di MS.

Ad ogni indagine individuata all'interno degli Standard è stato assegnato un punteggio (che rappresenta una misura sintetica della significatività dell'indagine stessa) diversificato secondo il livello di approfondimento e il tipo di microzona, un gruppo di appartenenza contraddistinto da un numero da 1 a 7 e un colore (Figg. 1 e 2). In particolare, nella Fig. 2 le indagini e le elaborazioni essenziali sono quelle che risultano associate in maniera esplicita ad uno dei sette gruppi identificati in Fig. 1.



Perché lo studio di MS per la singola microzona venga considerato almeno sufficiente è necessario che siano presenti un numero minimo di indagini essenziali distribuite nei diversi gruppi, secondo una articolazione specifica per tipologia di zona e livello di approfondimento dello studio, come rappresentato nella Fig. 1.

Fig. 1 – Tipologie di indagini minime a seconda del livello di approfondimento e del tipo di microzona.

Considerando ad esempio una microzona stabile suscettibile di amplificazione appartenente ad uno studio di livello 1, affinché venga assegnato un punteggio almeno sufficiente, sarà necessario che nella microzona in esame siano presenti: almeno una delle indagini contrassegnate dal valore 1 (colore verde), almeno una delle indagini contrassegnate dal valore 2 (colore azzurro), almeno una delle indagini contrassegnate dal valore 3 (colore arancio). L'indice di tipologia It_x è basato sul controllo del tipo di indagini presenti in ciascuna microzona, sulla valutazione del punteggio ad esse associato e sulla successiva verifica di esistenza del numero minimo di indagini essenziali richieste. L'indice viene materialmente espresso in forma normalizzata, ove quest'ultima è determinata con una operazione di classazione dei valori derivati dalla applicazione dei punteggi ai diversi tipi di indagini presenti (vedi Tab. 1). Al valore classato viene poi attribuito un significato qualitativo che sinteticamente esprime un giudizio sul tipo di indagini effettuate (Tab. 2). Con tale premessa, per calcolare questo indice è dunque necessario, per ciascuna microzona:

Punteggio (p) associato alla tipologia di indagini			Gruppo di appartenenza								
			L1			L2			L3		
tipo	Punteggio (p)	ID [304] [354]	stab	Stab amp	Instab	stab	Stab amp	Instab	stab	Stab amp	Instab
Carta geologico-tecnica	0.5	1:25k-1:11k	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	3	1:10k-1:6k	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	5	1:5k-1:2k	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	2	SGE						3		6	6
analisi su campione	1	SM								5	5
edometrica	1	ED								5	5
taglio diretto	1	TD								5	5
triassiale CD (consolidata drenata)	1	CD								5	5
triassiale CU (consolidata non drenata)	1	CU								5	5

Fig. 2 – Stralcio della Tab. relativa ai punteggi associati alle diverse tipologie di indagini ed elaborazioni a seconda del livello di approfondimento dello studio.

- elencare i tipi di indagini presenti, a prescindere dal loro numero, ed associare a ciascun tipo il corrispondente punteggio;
- calcolare il valore complessivo dei punteggi secondo quanto descritto al paragrafo successivo;
- associare al punteggio ottenuto il corrispondente valore classato (che rappresenta l' It_x), ed il corrispondente valore qualitativo;
- verificare la presenza del numero minimo di indagini essenziali richieste; se la verifica fornisce esito negativo si adotta il valore diminuito dell'indice calcolato di una classe.

Calcolo dell'Indice di tipologia (It_x). L'attribuzione del punteggio avviene in due fasi:

- Calcolo della somma (Σp) dei punteggi (p) attribuiti alle tipologie di indagini presenti nella singola microzona, sulla base della sola tipologia delle indagini presenti e non la loro numerosità.
- Normalizzazione della somma Σp, in funzione della tipologia delle microzone (stabile, stabile suscettibile di amplificazione, instabile) e del livello di approfondimento (L1, L2, L3).

Il risultato del calcolo della somma dei punteggi e della normalizzazione di questa somma è It_x.

Tab. 1 – Attribuzione del valore di It_x.

	Zona Stabile		Zona Stabile suscettibile di amplificazione		Zona Instabile	
	Somma dei punteggi (Σp) (da Tab. 2)	Indice di tipologia (It_x)	Somma dei punteggi (Σp) (da Tab. 2)	Indice di tipologia (It_x)	Somma dei punteggi (Σp) (da Tab. 2)	Indice di tipologia (It_x)
L1	>7	1.0	>9	1.0	>9	1.0
	4-7	0.75	5-9	0.75	6-9	0.75
	≤4	0.5	≤5	0.5	3-5	0.5
L2	>7	1.0	>9	1.0	>8	1.0
	5-7	0.75	6-9	0.75	6-8	0.75
	≤5	0.5	≤6	0.5	≤6	0.5
L3	>7	1.0	>13	1.0	>15	1.0
	5-7	0.75	9-13	0.75	11-15	0.75
	≤5	0.5	≤9	0.5	≤11	0.5

A It_x viene anche associata una classificazione qualitativa come riportato in Tab. 2.

Tab. 2 – Valore Itx e classi qualitative.

Indice di tipologia (It_x)	Classe qualitativa
1.0	Ottima/Buona
0.75	Sufficiente
0.5	Insufficiente

A scopo esemplificativo, se alla definizione di una singola microzona hanno concorso: una carta geologico tecnica rilevata alla scala 1:5000 = 5 punti, 1 sondaggio a carotaggio continuo che ha raggiunto il substrato = 3 punti, 2 misure di microtremore a stazione singola = 2 punti, la somma dei punteggi Σp sarà di 10 punti. Se questa zona viene definita come zona stabile suscettibile di amplificazione in uno studio di MS di livello 1 (L1), l'It_x sarà uguale a 1,0 e la classe qualitativa sarà Ottima/Buona.

Indice di distribuzione (Id_x). L'indice di distribuzione è stato formulato al fine di quantificare in un valore sintetico alcune caratteristiche riguardanti la distribuzione spaziale delle indagini all'interno delle singole microzone.

In particolare l'Indice caratterizza ciascuna microzona dal punto di vista:

1. dell'area della microzona sottoposta ad indagine in rapporto all'area totale della microzona. Dato che le indagini sono di tipo puntuale o lineare, per poter effettuare tale caratterizzazione è necessario che vengano preliminarmente determinati degli intorni delle indagini all'interno dei quali si ritiene siano estendibili i risultati delle indagini stesse. Si assume, in generale, che sia condizione di maggiore affidabilità quella in cui la superficie esterna agli intorni (buffer) sia di piccole dimensioni rispetto alla superficie totale della microzona;
2. della distribuzione spaziale delle indagini presenti nella microzona, assumendo una maggiore affidabilità per quelle microzone in cui le indagini presentano una distribuzione uniforme; il concetto di distribuzione uniforme è stato tradotto analiticamente (come verrà descritto in seguito), ma in maniera intuitiva è stato inteso come quella distribuzione per cui le indagini non sono concentrate in uno o più cluster né sono eccessivamente distanti tra loro, bensì sono distribuite su tutta la superficie della microzona, in modo tale che non vi siano parti della microzona eccessivamente distanti da indagini.

Classificazione per contesto geologico. I parametri utilizzati nel calcolo dell'Indice di distribuzione Id_x sono diversificati in funzione del contesto geologico all'interno del quale è collocata la singola microzona.

Tale diversificazione è ritenuta necessaria sulla base del concetto, generalmente condiviso, secondo il quale la validità di un dato relativo ad un'indagine è solitamente estrapolabile ad un'intorno significativo, variabile a seconda della complessità geologica che caratterizza l'area dell'indagine.

Dato che l'indice di distribuzione tende proprio a valutare, all'interno di una microzona, i rapporti relativi tra le aree assumibili come aree indagate ed aree non sottoposte ad indagine, è necessario procedere alla estrapolazione del dato relativo ad una indagine rispetto ad una sua "area di pertinenza". Conoscere quindi il contesto geologico che caratterizza una data microzona è dunque vincolo assoluto per poter procedere al calcolo dell'indice. Sono stati individuati, con giudizio esperto e in maniera semplificata 3 contesti geologici (Tab. 3).

Tab. 3 – Contesti geologici finalizzati all'individuazione dell'area di pertinenza delle indagini.

Tipo	Descrizione
Non complesso	-strati litologici piano paralleli e morfologia superficiale sub-orizzontale (pianure, piana costiere, fondovalle in contesti vallivi molto ampi…)
Complesso di tipo 1	-geometria del substrato rigido che crea una valle stretta colmata di sedimenti soffici -presenza di possibili cavità sepolte
Complesso di tipo 2	-geometria articolata del substrato rigido sepolto (presenza di paleoalvei, substrato rigido deformato da strutture tettoniche, andamento del substrato a Horst e Graben, contesti vulcanici) -zona di raccordo tra rilievo e pianura (zona di unghia con substrato rigido sepolto in approfondimento sotto la pianura, in maniera continua o discontinua)
Non definito	-nel solo caso in cui non sia possibile associare ad una microzona uno dei contesti geologici definiti sopra

I contesti geologici non complessi sono, in generale, quelli nei quali il sottosuolo è costituito da strati litologici piano paralleli e la morfologia superficiale è sub-orizzontale (zone di pianura, di piana costiera, zone di fondovalle in contesti vallivi molto ampi). Tutti gli altri contesti sono classificati come complessi. Nella rara eventualità in cui non sia abbiano informazioni sufficienti il contesto sarà non definito.

Area di pertinenza delle indagini (buffer). La classificazione secondo la complessità del contesto geologico viene utilizzata per definire la dimensione dell'intorno nel quale si ritiene siano estendibili i risultati dell'indagine (area di pertinenza). Dal punto di vista informatico, il sistema, per determinare l'area di pertinenza di una data indagine, definisce un buffer, ovvero un intorno dell'ubicazione dell'indagine, all'interno del quale si ritiene, con buona approssimazione che il dato possa essere estrapolato ed estendibile.

Il buffer viene calcolato limitatamente al perimetro della microzona all'interno della quale si sta effettuando l'analisi e viene differenziato per aree stabili, aree stabili suscettibili di amplificazione ed aree instabili, oltre che a seconda della complessità del contesto geologico. I diversi raggi di buffer utilizzati sono riportati in Tab. 4.

Tab. 4 – Raggi di buffer associati alle indagini differenziati per contesto geologico e tipo di microzona.

Complessità del contesto geologico	Zona stabile (m)	Zona stabile suscettibile di amplificazione (m)	Zona instabile (m)
Non complesso	200	100	50
Complesso di tipo 1	160	80	40
Complesso di tipo 2	133.3	66.6	33.3
Non definito	133.3	66.6	33.3

Nel caso di contesto geologico "Non definito", si assume il raggio inferiore per lo specifico tipo di microzona.

Calcolo dell'Indice di distribuzione (Id_x). L'Indice di distribuzione (Id_x) valuta la distribuzione delle indagini e dei buffer all'interno delle singole microzone in funzione:

- della porzione della superficie della microzona non coperta delle indagini; si assume che la superficie coperta dai risultati delle indagini sia quella racchiusa all'interno delle aree di buffer costruiti nell'intorno di ciascuna indagine secondo i criteri descritti;
- della distribuzione dell'area non coperta da indagini rispetto alle aree indagate in funzione della distanza tra aree indagate ed aree non indagate e dalla forma che la distribuzione assume.

Dato che l'indice deve tenere in contemporanea considerazione il grado di copertura della microzona e la distribuzione delle indagini al suo interno, è risultata immediatamente evidente l'impossibilità di adottare procedure di calcolo basate sulle tradizionali tecniche di analisi spaziale delle distribuzioni di punti (*"point pattern analysis", "point density estimation"*) poiché restituiscono in generale un valore (anche normalizzato) che permette di valutare il grado di raggruppamento / dispersione di misure puntuali, che non è però direttamente significativo per poter valutare la idoneità della distribuzione rispetto agli obiettivi assunti per la valutazione. Il valore restituito è comunque fortemente influenzato dalla dimensione della regione che contiene le misure (in questo caso la microzona). Per ovviare a tale impossibilità si è adottato di costruire un indice la cui formulazione dà direttamente conto:

- del rapporto tra l'area complessivamente coperta dalla indagini e la dimensione totale della microzona
- della distribuzione delle aree non coperte rispetto alle aree indagate, dove tale distribuzione è valutata in funzione della distanza che singole unità areali non coperte da indagini stabiliscono rispetto all'area indagata più prossima.

La formulazione dell'Indice è la seguente:

$$Id_{cx} = \frac{1}{\log_{10}\left(\frac{10}{A_{tot}}\sum_i A_i D_i^2\right)} < 1 \qquad \text{se} \quad \sum_i A_i D_i^2 > A_{tot} \qquad (1)$$

$$Id_{cx} = 1 \qquad \text{se} \quad \sum_i A_i D_i^2 \le A_{tot}$$

In cui:

Id_{cx}: indice di distribuzione della microzona x; A_{tot}: superficie totale della microzona x: A_i: superficie della cella i-esima, esterna ai buffer e interna alla microzona x, che si trova ad una distanza D_i dall'area di buffer più vicina; D_i: distanza del baricentro della cella i-esima dal bordo del buffer più vicino.

Operativamente, l'Indice Id_{cx} si basa sul concetto che a distanze dalle indagini inferiori al raggio di buffer "l'informazione relativa all'indagine sia estrapolabile ed estendibile", mentre a distanze maggiori vi sia una carenza che pesa in maniera proporzionale al quadrato della distanza. Tale carenza è quantificata dall'indice valutando la distribuzione delle distanze dal buffer in maniera pesata rispetto alla superficie corrispondente a ciascuna distanza. L'utilizzo del termine quadratico per le distanze consente di evidenziare le situazioni di non omogenea copertura della microzona con le indagini effettuate, cioè situazioni di clustering o di eccessiva distanza tra le indagini stesse. In linea generale, all'aumentare della superficie che si trova a distanze maggiori dai buffer delle indagini si otterranno valori minori dell'indice.

Il Fattore è reso logaritmico per poter meglio gestire quantità ricadenti in un intervallo molto ampio ed è formulato in maniera tale da assumere valori compresi tra 0 (condizione peggiore) ed 1 (condizione migliore). Per il calcolo dell'Indice Id_c vengono implementati i seguenti passi:

- Conversione dell'area della microzona in formato grid, con un passo di 5 x 5 metri
- Creazione dei buffer relativi alle indagini, secondo quanto descritto in precedenza
- Conversione delle aree di buffer in formato grid con passo di 5 x 5 metri
- Combinazione delle grid e formazione della grid di analisi
- Calcolo, per ogni cella esterna alle aree indagate, della distanza euclidea rispetto all'area indagata più vicina
- Calcolo dell'Indice Id_{cx}.

Una volta calcolato l'Id_{cx} esso viene classato per produrre l'Indice Id_x, necessario per la costruzione dell'indice complessivo di affidabilità. La Tab. 5 definisce la classazione dei valori. A Id_x viene anche associata una classificazione (giudizio) qualitativa, anch'essa riportata in Tab. 5.

Tab. 5 – Classi di Id_c e valore del parametro Id_x.

Id_{cx}	Id_x	Classe qualitativa
$0{,}197 \le I_{dc}$	1.0	Ottima/Buona
$0{,}197 < I_{dc} \le 0{,}155$	0.75	Sufficiente
$I_{dc} < 0{,}155$	0.5	Insufficiente

Indice di Affidabilità delle indagini della microzona x (IA_x). L'Indice di Affidabilità della microzona (IA_x) è dato dalla matrice di intersezione dell'Indice di tipologia (It_x) e dell'Indice di distribuzione (Id_x). Essendo entrambi gli Indici articolati in tre classi, l'Indice di affidabilità della microzona (IA_x) potrà assumere 9 valori (Tab. 6) i quali, oltre che valutare sinteticamente l'affidabilità esprimono allo stesso modo le problematiche che hanno portato ad una riduzione dell'affidabilità stessa. Numericamente l'Indice di Affidabilità della microzona (IA_x) risulta dalla somma dei valori di It_x e Id_x.

Tab. 6 – Denominazione delle classi di IA_x, punteggio e giudizio qualitativo.

		Indice di distribuzione Id_x, (Tab. 6)		
		1.0	0.75	0.5
Indice di tipologia It_x, (Tab. 3)	1.0	Aa: 2.0 Ottima/Buona	Ab: 1.75 Sufficiente	Ac: 1.5 Insufficiente distribuzione
	0.75	Ba:1.75 Sufficiente	Bb: 1.5 Sufficiente	Bc: 1.25 Insufficiente distribuzione
	0.5	Ca: 1.5 Insufficiente tipologia	Cb: 1.25 Insufficiente tipologia	Cc: 1.0 Insufficiente tipologia e distribuzione

Indice di Affidabilità della carta di MS (IA).

L'Indice di Affidabilità della carta di MS (IA) è calcolato come il rapporto tra la sommatoria degli indici di affidabilità di ciascuna microzona, pesati rispetto all'area della microzona stessa e la sommatoria degli indici di affidabilità massimi associabili a ciascuna microzona, pesati rispetto all'area delle microzone stesse:

$$IA = \frac{\sum_x \frac{IA_x}{A_x}}{\sum_x \frac{2}{A_x}} \qquad (2)$$

Un giudizio relativo all'affidabilità della carta viene definito attraverso i punteggi riportati in Tab. 7.

Tab. 7 – Indice di Affidabilità della carta di MS e giudizio sintetico basato sul risultato della Eq. 1.

IA	IA≤ 0.58	0.58<IA<0.63	1.5 ≤ IA≤1.75	IA>1.75
Giudizio sintetico	La carta è ritenuta scarsamente affidabile. Lo studio è da integrare prima di poter effettuare un successivo livello di approfondimento	La carta è sufficientemente affidabile. Per alcune microzone individuate sono necessarie integrazioni	La carta ha una buona affidabilità. Per alcune microzone individuate possono essere apportate alcune integrazioni	La carta è molto affidabile, non sono richieste integrazioni

L'indice di affidabilità si basa sulla valutazione di una serie di dati oggettivi senza entrare nel merito delle elaborazioni effettuate, a giudizio esperto, dai singoli professionisti. Ulteriori analisi devono essere effettuate sulle elaborazioni che portano alla realizzazione degli elaborati funzionali agli studi di MS (costruzione del modello geologico tecnico, simulazioni numeriche, restituzione cartografica delle microzone, incertezze sui risultati, ecc). In questo senso si prevede, anche sulla base dei numerosi dati archiviati, di poter in futuro sviluppare ulteriori metodi per la valutazione degli studi.

Bibliografia

Albarello D., Castenetto S., Naso G.; 2011: *Procedura semiquantitativa per stabilire la qualità di una carta di MS di livello 1.* Ingegneria Sismica, anno XXVII n. 2

Commissione tecnica per la microzonazione sismica, Bramerini F., Castenetto S., Naso G., Quadrio B.; 2012: *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica Versione 2.0.*
<www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/standard_studi_ms.wp>

MICROZONING STRATEGY IN NEAR FIELD AREAS: SOME EVIDENCES AND OPEN PROBLEMS

M.L. Rainone, P. Signanini, G. Vessia
Department of Engineering and Geology (INGEO), University "G. d'Annunzio" of Chieti-Pescara, Chieti Scalo, Italia

Introduction. The recent "strong motion" earthquake sequences recorded along the Italian territory since 2009, showed common characters: 1) surficial hypocenter (lower then 12 km depth); 2) relevant shaking suffered within a radius of 30 km from the epicenter and 3) differentiated damages on structures mainly due to local seismic amplification of surficial

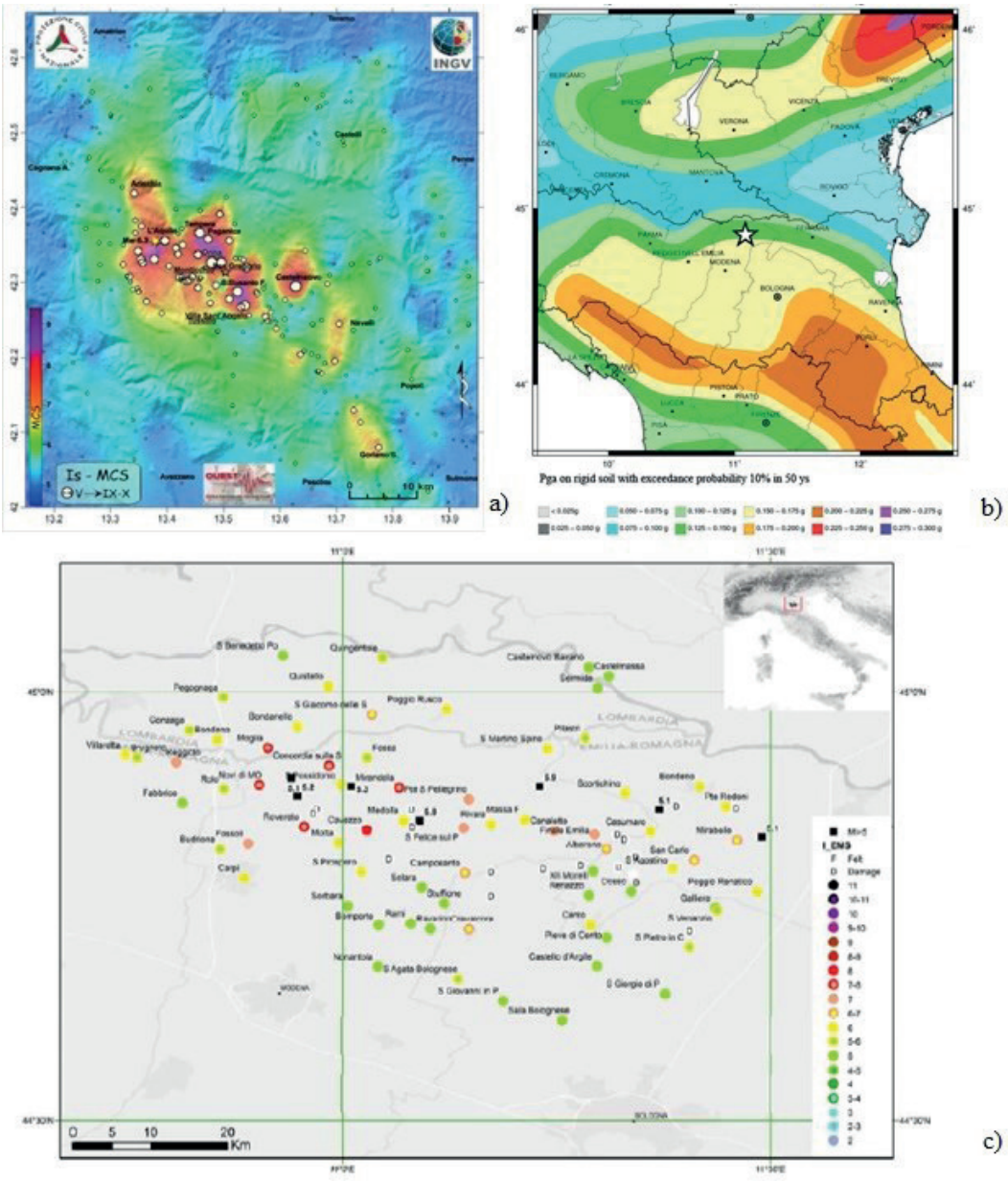


Fig. 1 – a) Intensity map of 2009 L'Aquila earthquake on April 6th at 3:32 local time; b) seismic hazard map for microzoning studies issued by OPCM N. 3519 (2006); c) intensity map of the 2012 Emilia Romagna earthquakes after all shocks up to June 3rd (after Quest Working Group, 2012).

sediments. Consequently, an intensive microzoning activity has been developed in the last four years in those territories, such as L'Aquila crater and Ferrara province, placed in the epicentral areas of the "unexpected earthquakes" of April 6th, 2009 and May 20th and 29th, 2012. Plural scientific approaches have been testing on Italian territory to address microzoning studies for urban planning. These activities must be focused on 1) near field conditions and 2) on several seismic records from the last strong motion events. Moreover, they shall be compliant with the maps of maximum expected seismic intensities based on the Italian historical earthquake catalogues and databases that are sound and complete enough to support the prediction of earthquakes with a return period higher than 475 years. In this paper, some critical aspects of microzoning strategies commonly used in Italy have been pointed out and new proposals are provided to be discussed.

Recent evolutions of Italian seismic microzonation rules. The need to identify seismic homogeneous zones in urban areas was born after the 1997 Umbria-Marche and 2002 San Giuliano di Puglia earthquakes. These events caused differentiated damages, casualties and disruptions, that enforced the evidence that local seismic effects play a relevant role also in near field conditions. The fruitful debate developed within the Italian scientific community on the best practices and most meaningful parameters for the seismic Italian territory classification and zonation, gave birth in 2006 (OPCM N. 3519) to the seismic Italian hazard map for different return periods. Moreover, the National Office for Civil protection was commissioned by the government to develop and issue novel guidelines and best practices for microzoning studies. The international guidelines from Technical Committee for earthquake geotechnical Engineering, TC4, ISSMGE (1999) were taken as a reference. Then, the Italian microzoning guidelines and criteria were published in 2008 (DPC, 2008) based on three subsequent levels of detail in microzoning studies: level 1, mapping homogeneous geological units with respect to seismic behavior by means of surface geological relieves; level 2, mapping numerical indexes for homogeneous susceptible areas by means of simplified approaches according to standard procedure prescribed by DPC; level 3, mapping homogeneous seismic responses drawn from site specific experimental surveys and one, two- and even three-dimensional numerical analyses when needed. Meanwhile the scientific community was discussing how these guidelines and criteria can be applied over the whole national territory for decreasing the seismic risk, the first "unexpected" main shock of L'Aquila earthquake occurred on April 6th, 2009 at 3:32 local time, causing 306 fatalities, more than 60,000 people displaced and heavy damages to civil structures and buildings: the old town of L'Aquila was strongly damaged and Onna city was completely destroyed under the near field 5.8 M_l (local magnitude) earthquake with 9 km hypocenter depth.

After that, the Italian microzoning guidelines and criteria were applied by the Working group MS–AQ (2010) to those portions of L'Aquila crater where the macroseismic intensity map (Fig. 1a) reported values higher than V MCS and within the epicenter area where it pointed out relevant differentiated amplification effects (Galli and Camassi, 2009). These differentiated responses were also recorded by accelerometer stations (Fig. 2c). Meanwhile discussion on these topics were on, other three "unexpected" main shocks of Emilia Romagna earthquake hit the provinces of Ferrara and at a lesser extent of Modena: May 20th at 4:03 local time with M_l^{INGV} 5.9 and 6.3 km depth and May 29th at 9:00 with M_l^{INGV} 5.8 and 10.2 km depth, and M_l^{INGV} 5.3 and 6.8 km depth at 12:55 local time events (QUEST Working Group 2012). These seismic events occurred in an area where the hazard map (OPCM N. 3519) (Fig. 1b) predicted low hazard level although the intensity maps did not (Fig. 1a). Furthermore, a differentiated damaged level was plotted by Quest Working Group (2012) (Fig. 1c) within 20 km from the epicenter. Finally, 21/06/2013 at 10:33:57 UTC a seismic event of M_l^{INGV} 5.2 was recorded in Lunigiana at a 5.1 km depth. In field surveys performed by Quest Working Group (2013) by the end of June 2013 showed maximum intensity degree of 5-6 and 6 MCS within epicentral area. Although this last earthquake was not as severe as the others two, uncommonly, this earthquake

was "expected" and such reduced effects on building structures can also be attributed to the last ten year policy of prevention and vulnerability reduction performed on the most hazardous portions of Tuscan territory. To this end, Tuscany Region Office for Seismic protection has been financing a project for estimating local seismic effects, called VEL project since 1998. It was a pioneering project accomplished by some good working strategies for microzoning studies that are still up to date and showed their efficiency where applied. Hereafter, some good practices for Italian seismic zonation are briefly reported from the writing authors' experience in VEL projects as far as from international microzoning activities, according to the following points: 1) maximum intensity maps to be used for a preliminary zonation of the most hazardous areas; 2) integrating multidisciplinary experimental techniques to seismic characterization of sites.

Point historical approach versus continuous attenuation laws. Since 1976 after Friuli earthquake, when the first microzoning studies were performed, it was quite evident that, based on historical catalogues of the seismic events, the strong earthquakes occur where they occurred in the past. Although different Magnitudes can be felt at different return periods, Signanini *et al.* (1983) showed that the seismic local amplification can increase the felt intensity up to 2-3 intensity degrees of MCS. After more than ten years, Favali *et al.* (1995), Midorikawa (2002) and lately after the 2012 Emilia Romagna earthquake, Paolini *et al.* (2012) focused on the maximum felt intensity maps derived by complete historical seismic catalogues as the key tool for guiding the choice of microzoning studies within the most hazardous areas in urbanized territories. Such a selection is needed because, especially in Italian territory, money is limited whereas the whole national territory is affected by earthquakes.

Thus, microzoning surveys in near field areas shall be performed in those territories that suffered repeated destructions and fatalities in the past, according to the maximum intensity maps, such as the one from Boschi *et al.* (1995) (Fig. 2a, black circles). This latter was drawn based on thorough analysis of historical documents on past earthquakes from the years 1 BC to 1992 and it shows the expected intensity higher than VI degree in Mercalli Cancani Sieberg (MCS) scale. This choice on the intensity degree is commonly used to highlight the areas where seismic events caused from severe damages to collapse of urbanized environment (from IX to XI). As can be noted, this map shows limited areas irregularly shaped that suffered partial or complete destructions. Based on such a map, the recent "unexpected" strong events of L'Aquila and Emilia Romagna earthquakes could have been predicted (compare Fig. 1a, c with Fig. 2a). The reason of the misleading information from Italian seismic hazard map is related to the prediction of the ground motion amplitude at a site through the peak ground acceleration (PGA) attenuation laws. The estimation of these ground motion prediction equations (GMPE), whether or not truly representative of seismic shaking, is affected by too much uncertainties related to 1) the models used for seismogenic zonation of the national territory and 2) the interpolation of mean trend in PGAs databases from national and worldwide records. These uncertainties dramatically increase when the PGA estimation is referred to near field areas. This is evidence from recent studies by Faccioli (2010) shown by Fig. 2b: here, the uncertainty in predicting the GMPE based only on Italian Strong motion database (ITACA) (Luzi *et al.*, 2008), recorded on stiff soil V_{S30}=900m/s. As can be noted, in near field areas (up to 20 km far from the fault R_f), the high scatter in recorded PGA values suggest: 1) not to rely on attenuation laws and 2) that V_{S30} does not identify the "seismic soil types" with respect to local amplification in PGA values. Recently, Faccioli (2013) back-analyzed his GMPE by the Emilia Romagna recorded PGAs. He stated the validity of GMPEs derived only from local seismic event databases especially for hypocentral distance higher than 20 km. Thus, is it realistic to consider that PGA values continuously decrease, in the first 10-20 km far from the seismic source? The records tell us a different story (Galli and Camassi, 2009; Lanzo *et al.*, 2010; Bergamaschi *et al.* 2011; Di Giulio *et al.*, 2011): PGAs are distributed spot-like nearby the seismic source increasing abruptly where soft sediments lie on stiff bedrock and subsurface geometries as basin shapes are filled by soft sediments (Fig. 2c).

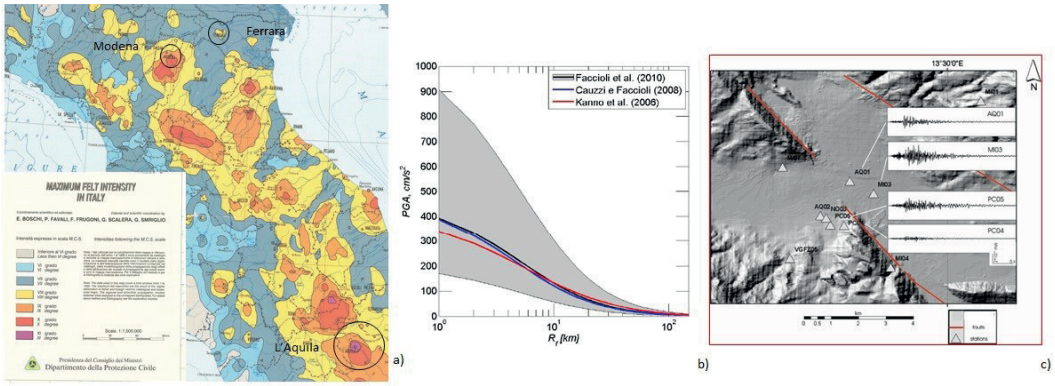


Fig. 2. a) Map of maximum felt Intensity in Italy (after Boschi *et al.*, 1995, modified); b) attenuation laws of peak ground acceleration (PGA) with the minimum distance to the fault (after Faccioli 2010): in grey the uncertainty bands of Faccioli's attenuation law c) Aterno Valley, Onna sector: the topography in grey tonality; the recordings of Ml 3.2 aftershock (E-W component, origin time 2 May 2009, 2:21 UTC) are shown, normalized at the same scale (after Di Giulio 2011, modified).

Surface and subsurface geology investigated by multidisciplinary approaches. Concerning the level one in microzoning studies, it must be remembered that the knowledge of the subsurface successions with respect to lithologies, their dipping and buried geometries and dynamic parameters shall be a compulsory step towards the performance of local site response analyses. To get a realistic model of those portions of territory hurt by seismic wave propagation, in field investigations can be accomplished by means of integrating direct and indirect methods such as geophysical, geotechnical and geological approaches. The multidisciplinary approach allows to get twofold goals: 1) to increase the details on the sediment response to the shaking and to 2) calibrate those indirect investigation methods whose result quality relies on an adequate "dispersion curves" or "propagation curves" representing the subsurface geology. Thus, geophysical methods are generally widely used to investigate the subsurface deposit properties such as the compression and share wave velocities, V_S and V_P, the geometries of the "seismic layers", the presence of buried "slip surfaces", the characteristic frequency of the site. The results of indirect geophysical investigations shall be calibrated by means of direct local inspections of geological successions and geometries. Again, the preliminary selection of the sites to be investigated shall be led by the maximum felt intensity maps. Geological relieves alone can give neither the technicians nor the local administrators reliable information on the local seismic amplification of the sediments, instable mechanical conditions, liquefaction potential: such phenomena result from the complex interactions among many factors and site features that can be appreciated by integrated investigation methods. A good example comes from the VEL project: the supposed active fault under the Fivizzano hospital was correctly predicted not moving by combining geological survey, geophysical refraction lines and point borehole inspections. After the Lunigiana earthquake, the hospital is still working with no damages and many point structural interventions on buildings showed their effectiveness. These buildings were chosen by means of the multidisciplinary approach in those areas where possible amplification or faulting effects were confirmed by a comprehensive approach: local historical documents, maximum felt intensity maps and in field investigations.

Conclusions. In this paper, a working strategy for microzoning studies in near field areas, implemented by the writing authors during the VEL project and derived from recent seismic records can be drawn according to the following points: 1) the portions of the Italian territory where developing microzonation of level 3 shall be selected by means of maximum intensity maps as well as geologic, geomorphologic and geotechnical surveys; 2) the GMPEs shall be

calibrated by local records and used for predicting the hazard level outside the near fault areas; 3) the multidisciplinary approach is the best way for seismic characterization of sites. Further studies on the several records from the recent strong seismic events are needed to improve the effectiveness of the good practices and to discard others.

References

Boschi E., Favali F., Frugoni F., Scalera G., Smriglio G.; 1995: *Massima Intensità Macrosismica risentita in Italia (Mappa in scala 1:1.500.000).*

Cauzzi C., Faccioli, E.; 2008: *Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records*. J Seismol, **12**, 453–475, DOI 10.1007/s10950-008-9098-y.

Dipartimento di Protezione Civile (DPC) e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome; 2008: Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica.

www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

Faccioli E; 2010: *Relazioni empiriche per l'attenuazione del moto sismico del suolo.* Appunti di lezione.

Faccioli E., Bianchini A., Villani E.; 2010: *New ground motion prediction equations for T > 1 s and their influence on seismic hazard assessment.* Proceedings of the University of Tokyo Symposium on Long-Period Ground Motion and Urban Disaster Mitigation, March 17-18.

Faccioli E.; 2013: *Recent evolution and challanges in the seismic hazard analysis of the Po Plain region, Northern Italy.* Bull. Earthquake Eng, **11**, 5-33, DOI 10.1007/s10518-012-9416-1.

Favali P., Frugoni F., Monna D., Rainone M.L., Signanini P., Smriglio G.; 1995: *The 1930 earthquake and the town of Senigallia (Central Italy): an approach to seismic risk evaluation*. Annali di Geofisica, **38**(5-6), 679-689.

Kanno T., Narita A., Morikawa N., Fujiwara H., Fukushima Y.; 2006: *A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data*. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3), 879–897.

Galli P., Camassi R. (ed); 2009: *Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009. Rapporto congiunto DPC-INGV,* 12 pp. http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html.

Lanzo G., Di Capua G., Kayen R.E., Kieffer D.S., Button E., Biscontin G., Scasserra G., Tommasi P., Pagliaroli A., Silvestri F., d'Onofrio A., Violante C., Simonelli A.L., Puglia R., Mylonakis G., Athanasopoulos G., Vlahakis V., Stewart J.P.; 2010: *Seismological and geotechnical aspects of the Mw=6.3 l'Aquila earthquake in central Italy on 6 April 2009*. International Journal of Geoengineering Case histories, http://casehistories.geoengineer.org, **1**(4), 206-339.

Luzi L., Hailemikael S., Bindi D., Pacor F., Mele F., Sabetta F.; 2008: *ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data*, Seismological Research Letters, **79**(5), 716–722.

Midorikawa S.; 2002: *Importance of damage data from destructive earthquakes for seismic microzoning. Damage distribution during the 1923 Kanto, Japan, earthquake*. Annals of geophysics, **45**(6), 769-778.

Ordinanza PCM N. 3519; 28 aprile 2006: *Allegato 1b: Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi (Vs > 800 m/s; cat.A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005).*

Paolini S., Martini G., Carpani B., Forni M., Bongiovanni G., Clemente P., Rinaldis D., Verrubbi V.; 2012: *The May 2012 seismic sequence in Pianura Padana Emiliana: hazard, historical seismicity and preliminary analysis of accelerometric records.* Special Issue on Focus - Energia, Ambiente, Innovazione: the Pianura Padana Emiliana Earthquake, 4-5, parte II, 6-22.

Quest Working Group; 2012: *Sintesi degli effetti del terremoto del 20 maggio 2012 (ML=5.9; Mw=5.9) sulle località rilevate dalle squadre di QUEST INGV.*

http://quest.ingv.it/images/quest/Rapporto%20Terremoto%20del%20%2020%20Maggio% 202012%20Pianura%20 Padana%20Emiliana.pdf

Signanini P., Cucchi F., Frinzi U., Scotti A.; 1983: *Esempio di microzonizzazione nell'area di Ragogna (Udine)*. Rendiconti della Soc. Geol. Italiana, (4), 645-653.

Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, TC4, ISSMGE; 1999: *Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards (Revised Version).* The Japanese Geotechnical Society.

Working group MS–AQ; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo - Dipartimento della Protezione Civile (ed), L'Aquila 3 vol. and Cd-rom (in Italian).

GEOTECHNICAL MODEL FOR SANTIAGO DE CUBA CITY

Z.C. Rivera[1], J. García[2], D. Slejko[3], A. Medina[4]
[1] National Centre of Seismological Researches, Santiago de Cuba, Cuba
[2] GEM Foundation, Pavia, Italy
[3] Ist. Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy
[4] National Centre of Mineral Resources, Santiago de Cuba, Cuba

Introduction. Santiago de Cuba city is located in the south-eastern part of the island, close to the coast and to the major seismogenic fault of the region, the Oriente transform fault system.

The largest area of the city is framed in the basin of Santiago de Cuba, the terrain is semi-mountainous and the main geographical feature is a closed basin named Bay. The predominant Quaternary sediments in the superficial layers are represented by sand, gravel, clay, sandstone, marl, and limestone. The bedrock is formed by volcanic and volcanogenic sedimentary rocks of Paleogene age.

The city is also crossed by numerous active faults, which can represent a major threat in the case of local amplification depending of the specific soil type.

For this reason, several geological, tectonic, geotechnical, and geophysical studies have been carried out in the city during the last years (Perez *et al.*, 1994; Gonzalez *et al.*, 1997; Medina *et al.*, 1999; Fernández *et al.*, 2000; Zapata, 2000; Rivera, 2000; Méndez *et al.*, 2001; Alvarez *et al.*, 2004; García, 2007; Arango *et al.*, 2009; Rivera *et al.*, 2011), aimed at defining a correct assessment of seismic hazard, seismic microzonation and site response, considering deep geological sections, soil type maps, and analyzing the geotechnical properties of the terrains.

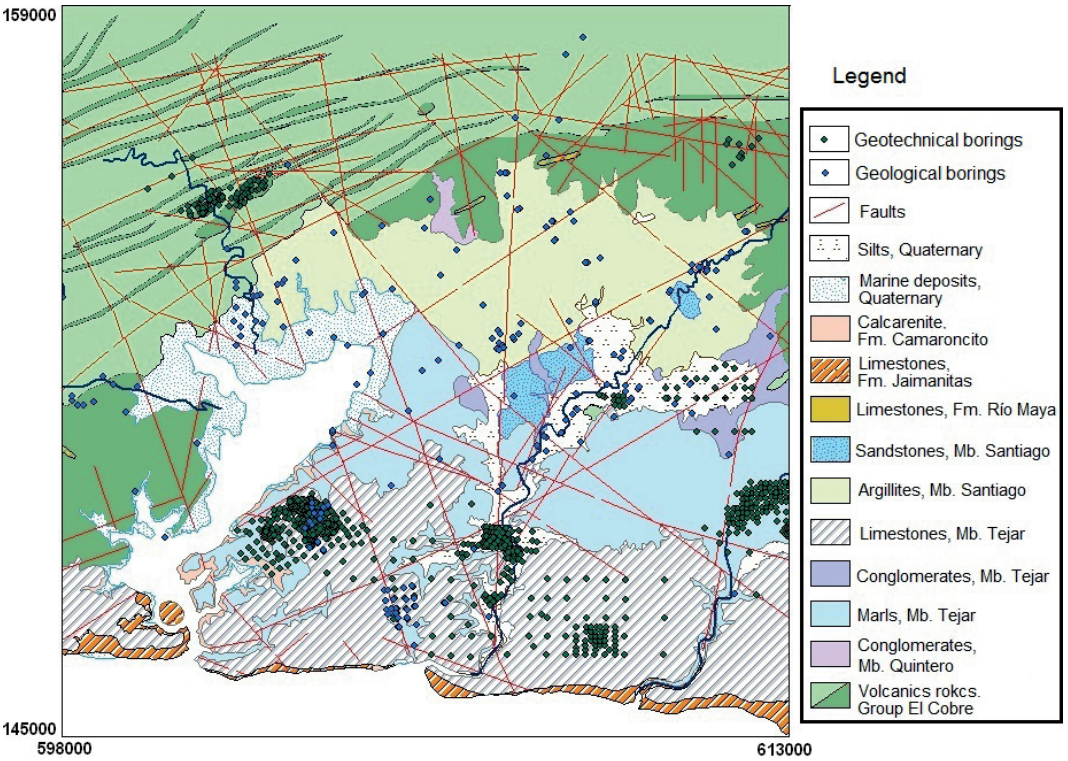


Fig. 1 – Geological map of Santiago de Cuba city, at the scale 1:25,000 (modified from Medina *et al.*, 1999), the red lines are the superficial projection of the Quaternary faults and the solid dots are the geotechnical boreholes (green) and geological wells (blue) used in the study.

The aim of this work is the definition of a geotechnical model for the Santiago de Cuba basin for the future 2D modelling of the expected ground motion determined by considering a scenario earthquake and the amplification caused by the local soil response.

Basic data used. The correct characterization of a site for seismic hazard purposes requests a good knowledge of several topics: geology, tectonics, geotechnics, geophysics, topography, and bathymetry.

a. Geology. Geological data are the basic information for the site characterization. We have used the geological-tectonic map of Santiago de Cuba city at the scale 1:25,000 (Medina *et al.*, 1999), integrated with additional information from the stratigraphic lexicon (Carrillo *et al.*, 2009) and further available literature related to this topic. The cited geological map of Santiago de Cuba city (modified from Medina *et al.*, 1999) is reported in Fig. 1: the red lines are the superficial projection of the Quaternary faults and the solid dots are the geotechnical boreholes and geological wells available and used in this study. The Santiago de Cuba basin is characterized by low complexity in lithological variability, some geological formations are widely disseminated in the city broader area. Tab. 1 shows the geological formations and a brief description of these.

Tab. 1 - Lithostratigraphic information of the geology formations in the study area.

Age	Geological formation	Geological description	Depth (m)
Q_4	var = Varadero	Marine beach deposits.	5
Q_4	río = Río Macío	Deposits of alluvial valleys.	10-20
Q_1^{sup}	js = Jaimanitas	Biodetrital limestones, very fossiliferous with shell and corals.	10
N_2^{su}	crt = Camaroncito	Calcarenite with gravel.	4
N_2^{sup}-Q_1^{inf}	rm = Río Maya	Coralline limestone, dolomite, clays and intercalation of polimictic conglomerates.	30-80
N_2^{inf}	stg = Santiago	Calcareous argillite, silty sands with intercalation of aleurolite and calcilutites.	10
N_2^{inf}-N_1^{sup}	tj = Tejar	Biodetritical limestones, calcareous sands, marls, calcarenite, conglomerates and polymictic grits.	100
N_1^{sup}-N_1^{med}	qt = Quintero	Polimictic conglomerates.	15
P_1-P_2^{med-a}	ec = El Cobre	Volcanic and volcanic-sedimentary rocks. Tuff, tuffites, limestones, lapilli, lavas.	5000-6000

Legenda: Q4- Quaternary; Q_1^{inf} Lower Pleistocene; Q_1^{sup} Upper Pleistocene; N_2^{inf} Lower Pliocene; N_2^{sup} Upper Pliocene; N_1^{sup} Upper Miocene; N_1^{med} Middle Miocene; P_1 Paleocene; P_2^{med-a} Lower middle Eocene.

b. Tectonics. The identification of the active geological faults in the study region was based on those located onshore and proposed as active in the last 20 M.a. (of Miocene to Holocene) by Medina *et al.* (1999). These faults are not capable to generate a medium/large earthquake, but play an important role in the local amplification characteristics. Moreover, it is very important to have information on the deep geometry of the faults (e.g., dip, locking depth).

c. Geotechnics. In order to obtain a valid description of the variation of the soil properties with depth, we have used the geological and geotechnical information coming from several geotechnical surveys: 550 soil profiles from geotechnical boreholes performed by a local engineering and geological research institution (ENIA-Santiago) belonging

to the Cuban Ministry of Construction, and 11,120 geological borings from the Geominera East company (EGMO), collected in a dataset by Mendez *et al.* (2001). All this information was implemented into a GIS database.

d. Geophysics. The information from regional geophysical surveys (aeromagnetic, magnetic, gravimetric, seismic and geo-electric) was taken from Medina *et al.* (1999). In addition some local geophysical surveys were developed: electrical resistivity (tomography) and seismic refraction, in order to validate the physical-mechanical properties of the soil profiles and the characteristics of the rock basement in terms of VS.
e. Topography. All sites have been characterized by their elevation on the basis of the Terrain Elevation Model of the study region.
f. Bathymetry. As the study region comprises an offshore sector, it was necessary to use the bathymetric data (Diaz *et al.*, 1998) to determine the sea depth and in this way to make a better interpretation of the geotechnical profiles that cross the bay area.

The geotechnical model for the future modelling of site effects. The final goal of this work is the estimation of the expected ground motion amplification due to the local soil response in the Santiago de Cuba city broader area. To reach this aim, a procedure was designed that accounts for all available information.

The bedrock, in terms of layer with a V_S greater than 800 m/s, represents the starting layer from which the modelling of the local amplification is computed and it is made of hard or very hard rock, according to physical-mechanical properties. The geometry and the characteristics of the bedrock have been derived from the data of the geotechnical borings (lithology of the different strata and their physical-mechanical properties), the description of the geological formations (Nagy *et al.*, 1983; Carrillo *et al.*, 2009), the stratigraphic behaviour, and the geophysical information based on the surveys done.

Sixty-one profiles have been constructed to identify the different layers of the sedimentary cover. More precisely, the study area has been divided from north to south and from east to west by a suite of equidistant profiles, with the distance between them fixed at 500 m. We have used a custom VBA code (Create Geologic Cross Sections--eXacto Section v. 2.0, ArcMap 9.3) developed by the Illinois Geological Survey to build-up the geologic cross-sections. The topographic surface (using DEM values), the geologic units and their contact

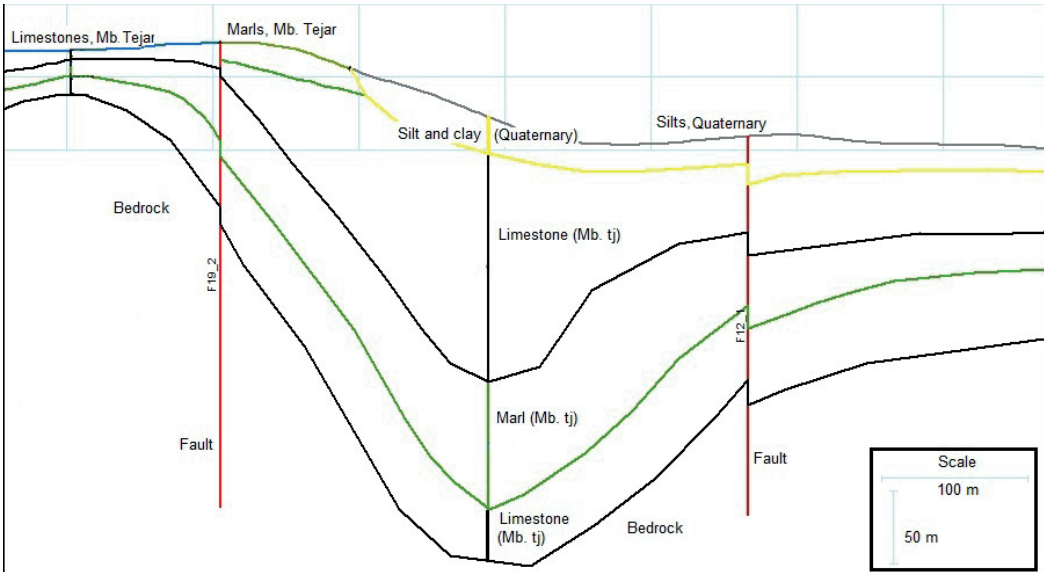


Fig. 2 – 3D representation of the geotechnical model, the superficial geology is represented as in Fig. 1.

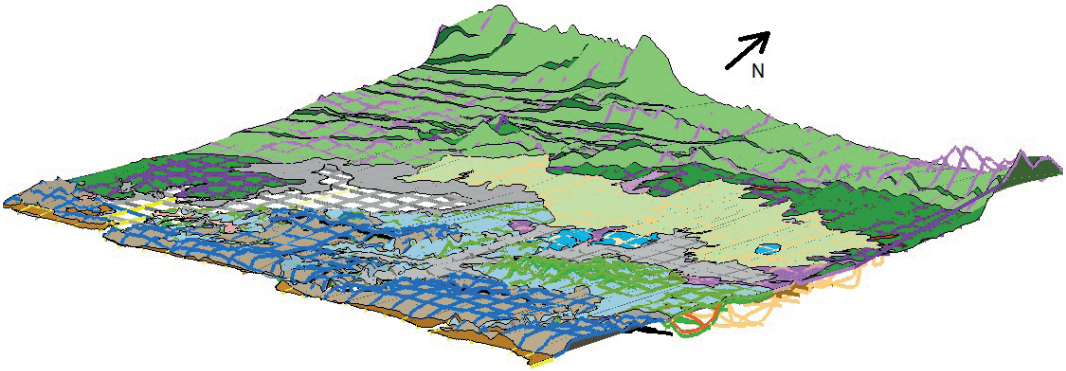


Fig. 3 – E-W oriented geological cross-section, the acronyms for the geology are the same as in Tab. 1 and the red lines represent the deep geometry of the faults.

points (on the surface and along depth), the location of existing wells/boreholes (in a radius of 250 m), and the geologic material constituting the different strata are represented on the resulting cross-sections. In addition, the faults present in the region have been reported by a procedure developed ad hoc for the present study. This procedure takes into account the exact location of the fault on the surface and its strike and dip. In such a way it is possible to project in depth the fault and then to analyze how it can modify the behaviour of the different strata. Fig. 2 shows a 3D representation of the geotechnical model: the superficial geology is characterized in a manner similarly to Fig. 1 and the profiles illustrate the geologic interpretation in depth. Furthermore, data about the bathymetry of the bay have been added to define the depth of the sea.

Each profile is geo-referenced and the contact between the different layers in depth was modified by hand when it was required. The soil properties, such as type of material, density, and VS, were assigned to each layer: these parameters are the input data in local response modelling.

After having defined all profiles, the geotechnical model of the study area has been developed. An E-W oriented geological cross-section is represented in Fig. 3, the acronyms for geology are the same as in Tab.1. It is the framework from which it is possible to identify the sectors to be modelled for deriving the expected soil amplification.

Both 1D and 2D modelling techniques are expected to be applied. In sectors where the geotechnical model shows a homogeneous soil behaviour in depth (almost flat parallel layers), an equivalent linear 1D analysis is planned, according to the computer code PSHAKE (Sanò and Pugliese, 1991). Conversely, in areas of complex stratification with strong lateral variations, a linear 2D analysis is planned with the BESOIL code (Sanò, 1996). This code applies a fast numerical calculation of the seismic wave propagation in space, based on the boundary element technique.

Conclusions. For seismic response modelling it is worth to have a good geotechnical model of the investigated area. Good geological, geotechnical, topographical, geophysical, tectonic and seismic data contribute in a fundamental manner to the construction of a geotechnical model.

A geotechnical model for the Santiago de Cuba broader area has been defined on the basis of the analysis of all the available geological and geophysical information. Moreover, 61 stratigraphic profiles, which cover the entire study area, have been constructed being the profiles calibrated on data coming from a huge number of boreholes. The obtained geotechnical model is intended to be used for 1D and 2D modelling of the local soil amplification.

References

Alvarez L., Garcia J., Vaccari F., Panza G.F., González B., Reyes C., Fernández B., Pico R., Zapata J. and Arango E.; 2004: Ground motion zoning of Santiago de Cuba: an approach by SH waves modelling. Pure and Applied Geophysics, 161, 1041-1059.

Arango E., Vega N., Ríos Y., Escobar E. and Rivera Z.; 2009: Análisis geodinámico y sismotectónico del extremo nororiental de Cuba. ACTA GGM DEBRECINA Geology, Geomorphology, Physical Geography Series DEBRECEN Vol. 4, 43-52, ISSN 1788-4497.

Carrillo D., Echavarría B., Castellanos E., Triff J. and Núñez K.; 2009: Léxico Estratigráfico de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología.

Díaz R., Pérez J. and Polo F.; 1998: Derrotero de las costas. Región Marítima del Sur. Tomo II. Editorial Científico-Técnica. La Habana.

Fernández B.C., Rivera Z.C. and Reyes C.; 2000: Fenómenos físico-geológicos secundarios en la ciudad de Santiago de Cuba. Revista Geología y Minería del ISMM-Moa. ISSN 0258-5979, RNPS 0199.

González B.; 1997: Research problems concerning seismic microzonation of megacities in Cuba: the cases of Santiago de Cuba and Havana. In: Research Reports on Earthquake Engineering No. 62, Tokyo Institute of Technology, Japan.

Garcia J.; 2007: Estimados de peligrosidad sísmica con el error asociado para Cuba, y cálculo de pérdidas para la ciudad de Santiago de Cuba usando técnicas SIG, Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS), CITMA, 188 pp.

Medina A., Escobar E., Ortiz G. Ramírez M., Díaz L., Móndelo F., Montejo N., Rodríguez H., Guevara T. and Acosta J.; 1999: Reconocimiento geólogo-geofísico de la cuenca de Santiago de Cuba, con fines de Riesgo Sísmico. Empresa Geominera de Oriente, Santiago de Cuba, 32 pp.

Méndez I., Ortiz G., Aguller M., Rodríguez E., Llull E., Guevara T., López T., Guilart M., Mustelier M., Gentoiu M. and Lay M.; 2001: Base de datos digital de los levantamientos regionales de Cuba Oriental. Empresa Geólogo-Minera de Oriente (E.G.M.O.) y Oficina Nacional de Recursos Minerales (O.N.R.M).

Nagy E.; 1983: Contribución a la geología de Cuba Oriental. Instituto de Geología y Paleontología, Acc. Editorial Científico Técnica, La Habana, 273 pp.

Pérez C., García D. and Cañete C.; 1994: Tectónica de la Sierra Maestra y Áreas Adyacentes. Informe Final del Resultado 555, Problema de Ciencias Naturales: Estudio Geológico Integral de la Sierra Maestra, Ministerio de la Industria Básica, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad Habana.

Rivera Z.; 2000: Microzonificación sísmica de la ciudad de Bayamo. In: Red de Estaciones Sismológicas en Cuba, Editorial Academia, La Habana, pp. 61-66.

Rivera Z.C., Garcia J., Slejko D. and Santulin M.; 2011: Aplicación de métodos de categorías de los suelos para la modelación del terreno en la zona Oriental de Cuba. In: IV Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS´2011. Memorias en CD-Rom, ISBN 978-959-7117-30-8.

Sanó T. and Pugliese A.; 1991: PSHAKE, Analisi Probabilistica della Propagazione delle Onde Sismiche. Ente per le Nuove Tecnologie, L'Energia e L'Ambiente (ENEA), Direzione Sicurezza e Protezione.

Sanò T.; 1996: BESOIL - Un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche. Italian National Seismic Service, Rapporto Tecnico SSN/RT/96/9.

Zapata J.; 2000: Utilización de variantes metodológicas de microzonificación sísmica en la ciudad de Santiago de Cuba. In: Red de estaciones e investigaciones sismológicas en Cuba, Editorial Academia, La Habana, pp. 88-116.

PROPOSTE DI INTEGRAZIONE DEGLI ICMS (2008): LE INSTABILITÀ COSISMICHE NEGLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA

V. Scionti[1], Gruppo di lavoro_FAC[2], Gruppo di lavoro_LQ[2]

[1]Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma

[2]Dipartimento della Protezione Civile Nazionale, Roma

Introduzione. Sulla base delle esperienze maturate in occasione dei terremoti che hanno interessato l'Italia negli ultimi anni e delle criticità riscontrate nella valutazione delle suscettibilità dei fenomeni di instabilità negli studi di Microzonazione Sismica (MS), alcuni gruppi di lavoro di esperti (geologi, ingegneri geotecnici, ingegneri strutturisti e architetti pianificatori; i nomi dei componenti i gruppi di lavoro sono riportati in fondo) coordinati dal Dipartimento delle Protezione Civile (DPC), stanno predisponendo delle Linee Guida specifiche con lo scopo di integrare e di migliorare gli Indirizzi e Criteri della Microzonazione Sismica (ICMS, 2008).

L'obiettivo principale di questi documenti è quello di definire i criteri generali e le procedure operative, in coordinamento tra lo Stato, le Regioni e gli Enti Locali, per la raccolta di accurate

informazioni e per il calcolo della pericolosità, legata alle instabilità cosismiche, al fine di mitigare il rischio per le aree con previsioni di trasformazione e per le aree edificate.

Le deformazioni permanenti negli ICMS. Gli ICMS e le linee guida in fase di predisposizione che, a seguito della condivisione con le Regioni, ne faranno parte integrante, devono necessariamente basarsi su documentazione tecnico-scientifica condivisa a livello nazionale (NTC, 2008 e AGI, 1977 e 2005).

Negli ICMS le instabilità cosismiche trattate sono:

- le instabilità di versante;
- la liquefazione;
- le faglie attive e capaci;
- i cedimenti differenziali.

Negli studi di MS, tali elementi fenomeni cosismici caratterizzano alcune tipologie di zone (*zone suscettibili di instabilità*) e sono individuate, qualitativamente, in base alle informazioni minime acquisite nel livello 1 e, solo in un secondo tempo, sono analizzate e definite quantitativamente, nei livelli di approfondimento successivi. Le instabilità di versante possono coinvolgere pendii in terreni coerenti ed incoerenti e si possono attivare lungo pendii impostati su ammassi fratturati. Nel livello 2 degli ICMS le frane, distinte per tipologia (crollo, ribaltamento, scorrimento, colata e complessa) e per attività (attiva, quiescente, inattiva), sono analizzate attraverso metodi semplificati, basati su abachi e relazioni empiriche. Tali metodi presuppongono schematizzazioni ed assunzioni tali da consentire la stima dell'ordine di grandezza degli spostamenti massimi attesi a seguito di movimenti di versante dovuti al sisma. Pertanto, nella procedura per la definizione delle instabilità di versante sono indicati diversi metodi di analisi, tra i quali quelli pseudostatici (Okabe, 1924) e dinamici semplificati (Newmark, 1965) per le verifiche di stabilità di un pendio di terreno in condizioni sismiche; mentre, per le frane sismoindotte che coinvolgono ammassi rocciosi fratturati, si eseguono stime relative alla delimitazione dell'area di accumulo della roccia attraverso diversi approcci (Harp e Noble, 1993; Barton, 1998; Varnes, 1984).

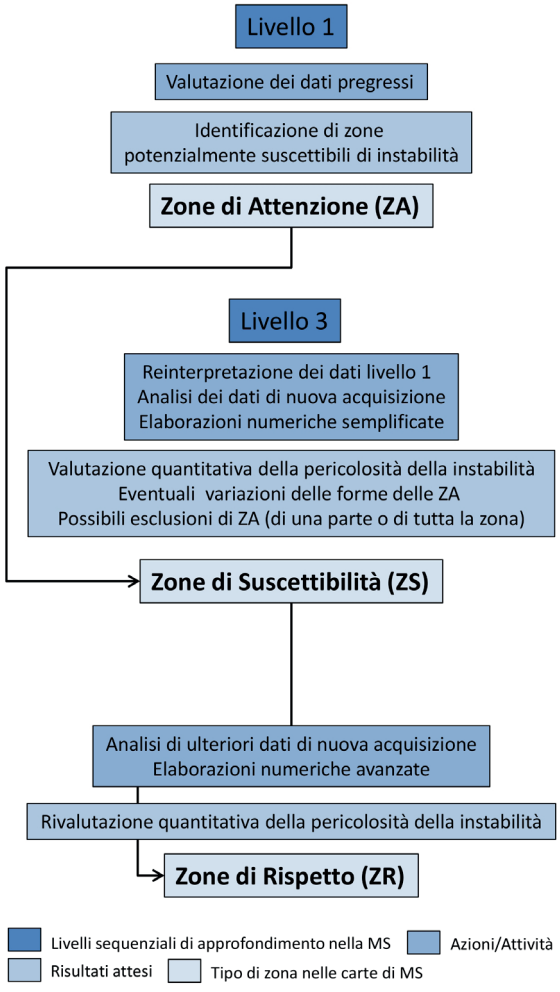


Fig. 1 – Diagramma di flusso che illustra i 2 livelli di approfondimento per la definizione delle zone suscettibili di instabilità. ZA = Zona di Attenzione; ZS = Zona di Suscettibilità; ZR = Zona di Rispetto.

Le aree potenzialmente liquefacibili sono indicate negli ICMS come "area con terreni sabbiosi, sabbioso-limosi o sabbioso-ghiaiosi e con superficie della falda freatica e delle eventuali falde in pressione <15m". I metodi di valutazione del pericolo di liquefazione differiscono per il tipo di indagini altre per l'uso dei risultati e le metodologie di calcolo. In ICMS, la suscettibilità del terreno è valutata sulla base di prove in sito (SPT e/o CPT e/o prove geofisiche in foro del tipo DH, CH e/o SCPT), esplorando un numero di verticali adeguato all'importanza dell'opera e all'estensione dell'area di indagine, nelle quali è stimato il potenziale di liquefazione (IL) attraverso i metodi semplificati (Idriss e Boulanger, 2004; Youd e Idriss, 2001). In ogni verticale dovrà essere valutato il picco di accelerazione (a_{max}) alla superficie del deposito mediante analisi della risposta sismica locale.

Le Faglie Attive e Capaci (FAC) negli ICMS sono distinte per tipologia (diretta, inversa, trascorrente) e per tratto accertato e inferito nel livello 1. Una volta individuata un'area interessata da fagliazione superficiale si rimanda al livello 3 di approfondimento per definirne al meglio le caratteristiche. Tra le indagini mirate per l'identificazione e la parametrizzazione di una FAC, sono previsti studi di dettaglio geomorfologici (evidenze di anomalie nelle forme del paesaggio, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari, scarpate di faglia), paleosismologici e geofisici, corredati dai *log* e dalle descrizioni delle trincee, e da una cartografia di dettaglio alla scala minima di 1:5.000 con indicata la traccia della faglia (accertata e inferita) e le relative Zone di Rispetto (*setback*).

I cedimenti differenziali sono indicati nel livello 1 come area di contatto stratigrafico o tettonico di litotipo con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse. È fondamentale specificare i contatti stratigrafici o tettonici dei terreni di diversa competenza, la litostratigrafia di dettaglio e la geometria del piano di contatto dei litotipi. La definizione dei parametri quantitativi dei cedimenti differenziali, come per le faglie attive e capaci, non è prevista nel livello 2 di MS, ma è rimandata direttamente al livello 3.

Proposte di integrazione e miglioramento degli ICMS. Le linee guida, in via di realizzazione, hanno lo scopo di migliorare e integrare quanto previsto negli ICMS per i fenomeni di stabilità cosismica. I documenti (uno per ogni instabilità considerata) sono sempre costituiti da due parti, nella PARTE PRIMA vengono definiti i fenomeni fisici e descritte le procedure tecnico operative per stabilire la forma e le dimensioni delle zone suscettibili di instabilità; nella PARTE SECONDA, si disciplinano gli usi del suolo in tali zone sia dal punto di vista urbanistico, che dal punto di vista delle classi d'uso dei manufatti (Bramerini *et al.*, questo volume).

Alcune elaborazioni, a complemento del testo, e alcuni esempi applicativi sono riportate nelle appendici.

La PARTE PRIMA dei documenti è finalizzata a:

- evitare che negli studi di MS si individuino zone suscettibili quando non siano stati raccolti dati sufficientemente affidabili;
- definire procedure standard per l'individuazione e la descrizione delle zone suscettibili in funzione della tipologia e della qualità delle indagini svolte e dei metodi di calcolo, e in funzione dei livelli di approfondimento degli studi di MS, come definiti in ICMS;
- specificare il grado di incertezza dei risultati;
- indicare i sistemi di rappresentazione delle zone suscettibili.

La novità più rilevante rispetto agli ICMS è che gli studi di approfondimento sono stati ridotti al livello 1 e al livello 3. Il livello 2 di approfondimento (applicazione di metodi semplificati) è stato escluso perché le esperienze degli ultimi eventi italiani (L'Aquila, 2009; Emilia-Romagna, 2012) ne hanno evidenziato la scarsa efficacia.

Ad ogni livello di approfondimento corrisponde un tipo di zona con indicazioni per la pianificazione urbanistica e per gli interventi di trasformazione.

È da sottolineare l'obiettivo di rendere totalmente omogenea l'identificazione, il significato e la denominazione delle zone che, come si evince dalla Fig. 1, sono di tre tipi:

- Zone di Attenzione (ZA) nel livello 1;

- Zone di Suscettibilità (ZS) nel livello 3;
- Zone di Rispetto (ZR) nel livello 3.

Nel livello 1, basato principalmente sull'analisi dei dati pregressi e sulla carta geologico tecnica, gli elementi acquisiti sono definiti elementi informativi minimi. Tali elementi sono utilizzati per individuare qualitativamente le zone potenzialmente suscettibili di instabilità, denominate Zone di Attenzione (ZA). L'identificazione di tali zone, rappresentate nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS, livello 1) rimanderà obbligatoriamente al livello di approfondimento superiore (livello 3), poiché i dati a disposizione non sono sufficienti per quantità e tipologia.

Nel livello 3, l'insieme dei dati pregressi con quelli di nuova acquisizione (elementi informativi specifici), sono utilizzati in elaborazioni numeriche semplificate (su aree estese) per l'identificazione di Zone di Suscettibilità (ZS) e in elaborazioni numeriche avanzate (su aree limitate e particolarmente importanti per le strutture antropiche) per l'individuazione di Zone di Rispetto (ZR). Quest'ultime due zone sono riportate in una carta MS di livello 3.

Nel caso dei fenomeni di liquefazione, per esempio, gli elementi informativi minimi consistono nel calcolo della profondità del piano di falda, nell'analisi granulometriche dei sedimenti coerenti e nella valutazione dell'accelerazione massima al suolo e della magnitudo massima attesa attraverso le informazioni ricavate sul sito INGV (http://esse1-gis.mi.ingv.it).

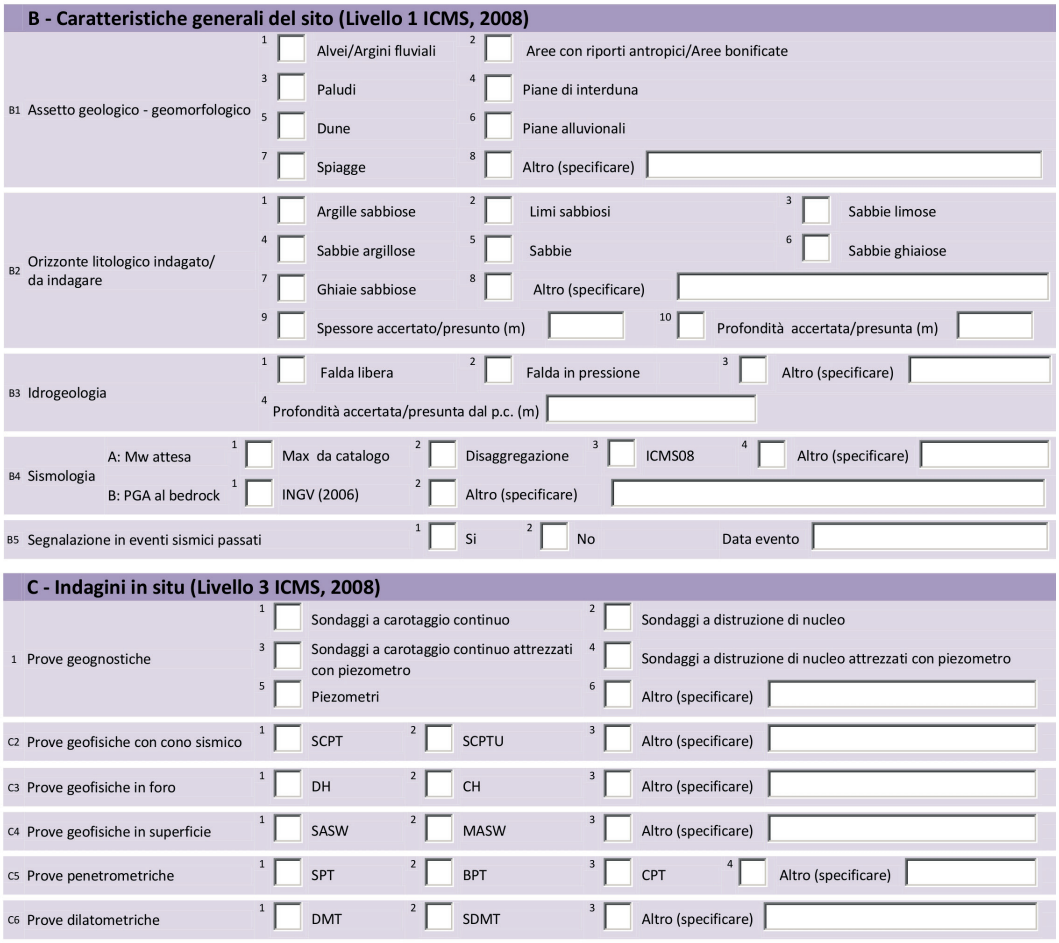


Fig. 2 – Stralcio della Scheda "Dati di base e indagini per gli studi della suscettibilità alla liquefazione" (sezione B e C).

Tali elementi insieme all'acquisizione e analisi dei nuovi dati (elementi informativi specifici) sono utilizzati in metodi di calcolo semplificati e probabilistici per l'identificazione di Zone Suscettibili di liquefazione (livello 3a di approfondimento) e in metodi di calcolo avanzati per le Zone di Rispetto (livello 3b).

La carta geologico tecnica (CGT_MS; Castenetto *et al.*, questo volume) rappresenta un vero e proprio livello propedeutico per l'individuazione delle zone suscettibili di liquefazione. Pertanto, è necessario che nella carta vengano anche rappresentati elementi di paleogeografia quali paleoalvei, paludi e corsi fluviali sepolti ed eventuali strutture antropiche di interesse (argini fluviali, aree di bonifica).

Inoltre, nelle linee guida per i fenomeni di liquefazione, al fine di fornire un contributo nel percorso di approfondimento, è stata predisposta una scheda che sintetizza e schematizza i dati di base, le indagini e le analisi più comuni negli studi della suscettibilità alla liquefazione (Fig. 2). La Scheda è divisa in 7 sezioni (A-G):

- sezione A: Identificativi del sito. Informazioni per la localizzazione del sito di studio;
- sezione B: Caratteristiche generali del sito (livello 1, ICMS). Informazioni che rendono possibili l'espletamento dell'approfondimento di livello 1 e la definizione delle zone associate al livello stesso (litologia, genesi, informazioni paleogeografiche, idrogeologia, caratteristiche sismologiche e segnalazione del fenomeno in eventi sismici passati);
- sezioni C e D: Indagini *in situ* (livello 3, ICMS); Prove e parametri di laboratorio (livello 3, ICMS). Informazioni sulle indagini da eseguire per i livelli di approfondimento 3a e 3b;
- sezione E: Analisi del potenziale di liquefazione (livello 3, ICMS). Informazioni sul calcolo della suscettibilità per i livelli di approfondimento 3a e 3b;
- sezioni F e G: Riferimenti. Note. Informazioni sul compilatore della scheda e campo note.

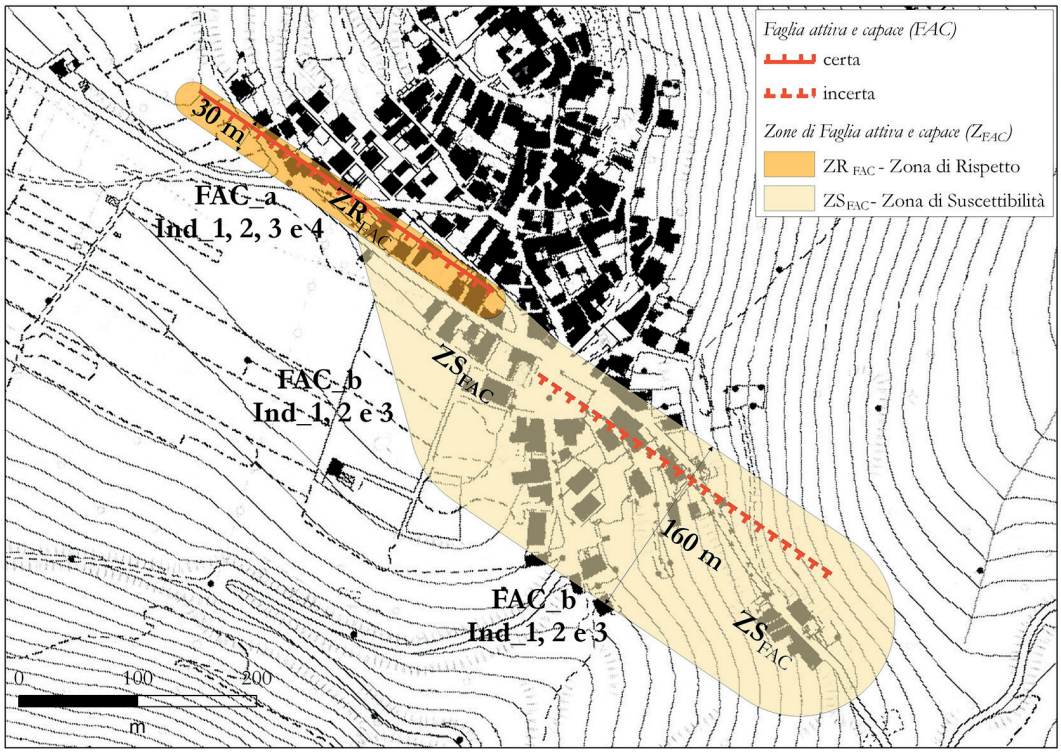


Fig. 3 – Esempio di zonazione nella Carta di MS di livello 3 per un'area interessata da una FAC.

Nel caso delle FAC, gli elementi informativi minimi, utilizzati per l'identificazione della ZA nel livello 1, comprendono elementi geologici e/o geomorfologici presenti in letteratura scientifica e/o rilevati sul campo da geologi, durante i rilievi geologico - tecnici per la stesura delle carte di MS. Tali informazioni dovranno essere necessariamente integrate con analisi più approfondite (elementi informativi specifici) come le analisi aereofotogrammetriche, i rilievi geologici e geomorfologici di dettaglio, le indagini geofisiche, geognostiche e paleosismologiche, per individuare le ZS e le ZR nel livello 3 (Fig. 3) e localizzare con precisione la traccia superficiale della faglia, definendone tutti i parametri (Peronace *et al.*, questo volume).

Conclusioni

Al fine di definire i criteri generali e le procedure operative, in coordinamento tra lo Stato, le Regioni e gli Enti Locali, per la raccolta di accurate informazioni e per il calcolo della pericolosità in presenza di instabilità cosismiche, e di mitigare il rischio per le aree con previsioni di trasformazione e per le aree edificate, alcuni gruppi di lavoro coordinati dal DPC stanno predisponendo delle Linee Guida specifiche. Tali documenti, che hanno come obiettivo integrare e di migliorare gli ICMS, sono stati redatti sulla base dell'esperienza degli ultimi terremoti che hanno interessato l'Italia (L'Aquila, 2009; Emilia-Romagna, 2012) e delle criticità riscontrate nella valutazione delle suscettibilità dei fenomeni di instabilità negli studi di microzonazione sismica.

La differenza sostanziale rispetto agli ICMS riguarda la riduzione degli studi di approfondimento da tre a due (livello 1 e livello 3). Infatti, l'esperienza maturata nei primi studi di microzonazione sismica ha evidenziato la scarsa efficacia del livello 2 di approfondimento (applicazione di metodi semplificati) per quanto concerne le instabilità cosismiche.

Ad ogni livello di approfondimento corrisponde uno o più zone con indicazioni per la pianificazione urbanistica e per gli interventi di trasformazione. Le zone individuate sono di tre tipi: Zone di Attenzione (ZA) nel livello 1; Zone di Suscettibilità (ZS) e Zone di Rispetto (ZR) nel livello 3. Il livello 1 è basato principalmente sull'analisi degli "elementi informativi minimi" (indagini pregressi e carta geologico tecnica), mentre il livello 3 si basa sullo studio degli "elementi informativi specifici", utilizzati in elaborazioni numeriche semplificate per l'identificazione di Zone di Suscettibilità (ZS) e in elaborazioni numeriche avanzate per l'individuazione di Zone di Rispetto (ZR).

In sintesi, gli obiettivi principali delle Linee Guida in predisposizione sono:

- stabilire procedure standard per l'individuazione e la descrizione delle zone suscettibili in funzione della tipologia e della qualità delle indagini svolte e dei metodi di calcolo, e in funzione dei livelli di approfondimento degli studi di MS;
- utilizzare dati sufficientemente affidabili per individuare le zone suscettibili;
- indicare il grado di incertezza dei risultati;
- definire i sistemi di rappresentazione delle zone suscettibili.

Ringraziamenti. I componenti dei gruppi di lavoro che hanno partecipato alla stesura delle Linee Guida LQ e FAC per la parte A sono: M. Baglione (Regione Toscana); P. Boncio (Università di Chieti-Pescara); F. Bramerini (DPC); S. Castenetto (DPC); A. Colombi (Regione Lazio); C. Fortunato; P. Galli (DPC); L. Martelli (Regione Emilia-Romagna); G. Naso (DPC); E. Peronace (IGAG-CNR); B. Quadrio (IGAG-CNR); G. Scarascia Mugnozza (Università di Roma – La Sapienza).

Bibliografia

AGI; 1977: Associazione Geotecnica Italiana. *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche*.

AGI; 2005: Associazione Geotecnica Italiana. *Linea guida. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*. Patron Editore, Bologna.

Barton N.; 1998: *Quantitative description of rock masses for the design of NMT reinforcement*. International Conference on Hydropower Development in Hymalayas. Ed. V.D. Choubey. April 20-22, 1998, Shimla.

Bramerini F., Di Salvo G., Giuffrè M., Gruppo di Lavoro_FAC; (Questo volume): *ICMS 2008: Proposta di disciplina d'uso del suolo in zone di instabilità*.

Castenetto S., Naso G., Coltella M., Imprescia P., Moscatelli M., Pagliaroli A., Peronace E., Scionti V.; (Questo volume): *La carta geologico tecnica per gli studi di microzonazione sismica*.

Harp E.L. e Noble M.A.; 1993: *An Engineering rock classification to evaluate seismic rock-fall susceptibility and its application to the Wasatch Front*. Bull Ass. Engineering Geologists, vol. 30, pp. 293-319.

ICMS, Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS)*. Conferenza delle Regioni e Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cd-rom.

Idriss I. M. e Boulanger R.W.; 2004: *Semi-empirical procedures for evaluating liquefaction potential during earthquakes*. Proceedings of the 11th ICSDEE & 3rd ICEGE pp. 32 – 56. (http://cee.engr.ucdavis.edu/faculty/boulanger/PDFs/2004/Idriss_Boulanger_3rd_ICEGE.pdf).

Newmark N.M.; 1965: *Effects of Earthquakes on Dams and Embankments*. Journal of Geotechnical Division, ASCE, vol. 105.

NTC; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, www.cslp.it, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Okabe S.; 1924: *General Theory on Earth Pressure and Seismic Stability of Retaining Wall and Dam*. Journal Japan Society of Civil Engineering, 10(6), pp. 1277-1323.

Peronace E., Boncio P., Galli P., Naso G.; (Questo volume): *Faglie attive e capaci negli studi di microzonazione sismica: definizioni e procedure di zonazione*.

Varnes D.J.; 1984: *Hazard Zonation: A Review of Principal and Practice*. Commission of Landslide of IAEG, UNESCO, Natural Hazards, N. 3, 61 pp.

Youd T.L. e Idriss I.M.; 2001: *Liquefaction Resistance of Soils. Summary Report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF Workshops on Evaluation of Liquefaction resistance of Soils*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 127(4), pp. 297-313.

sessione 2.3

Strumenti per la riduzione del rischio

Convenor: M. Dolce e L. Martelli

INGVTERREMOTI: THE COMMUNICATION IS A RISK, THE SILENCE IS A FAULT

A. Amato, L. Arcoraci, E. Casarotti, V. Lauciani, C. Meletti, C. Nostro, A. Piersanti, M. Pignone, L. Postpischl

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy

Introduction. In the last few years, the need for an improved scientific communication has emerged strongly. In various fields of science, including biology, medical science, agronomy, food science, seismology and many others, the diffusion of clear, updated and solid information to society has become more and more important. We have seen how the spreading of uncorrect and false news about some natural or anthropic processes may be misleading for society. Controversial issues like those raised (among many others) by the "Stamina" case (AA.VV., 2013), the "cold fusion", the chemtrails, earthquakes falsely predicted (Nostro *et al.*, 2012), or attributed to strange processes such as HAARP, etc., have shown that without a proper and continuous scientific information people's awareness about real risks cannot increase, but rather it is deviated on other topics, often irrelevant or misleading.

In the field of natural hazards, and in particular earthquakes, it is clear that without an authoritative source about their occurrence, their size, their source, their cause, people often tend to look for information on unreliable channels, with the result of increased confusion, conflicting and wrong information, and so on. This is especially critical immediately after an earthquake felt by the population, when the search for data and information is amplified by the rush and by the fear.

For the reasons above, INGV decided to improve the release of earthquake information, particularly after the L'Aquila event in 2009, and even more after the Po Plain earthquake in 2012. Both earthquakes raised relevant problems about the delicate issues of scientific and risk communication.

Besides the traditional web pages published after relevant earthquakes, and more in general to describe seismological research and projects (on www.ingv.it), several new social channels were activated. A Facebook page was opened soon after the L'Aquila earthquake to inform about aftershock activity, originally named "Terremoto oggi", then changed to INGVterremoti. Between 2009 and 2010, both a Twitter account and a Youtube channel "INGVterremoti" were opened. In the meantime, an app for iPhone was developed and opened in 2011, while in 2012 a blog named INGVterremoti was activated, during the Po Plain earthquake sequence. In this paper we describe each of these media, describing their targets, their history and statistics, the contents and the future developments. As described later, our feeling is that they had a good success (in some cases extremely good) in terms of number of people involved, followers grow rate, and degree of acceptance in the public.

Since 2012, we have been working for increasing the interconnection between our different social media, sharing contents and including them in a common web page on earthquakes (terremoti.ingv.it).

Twitter/INGVterremoti. The importance of twitter as a fast and widespread tool to disseminate and retrieve information on a variety of topics is well known. In the filed of natural hazard and in particular earthquakes, it emerged as an important source of information (Earle *et al.*, 2011; Bruns *et al.*, 2012).

The INGVterremoti twitter account was activated in 2009 to release rapid information on current seismicity in Italy. The account is directly connected to the database of the seismic monitoring room at INGV. As soon as an earthquake is revised by the seismologists on shift, earthquake parameters are published on the INGV web sites (cnt.rm.ingv.it and iside.rm.ingv.it) and sent via twitter. Typical time intervals between earthquake occurrence and dispatch of the revised messages are between 5 and 20 minutes. We are aware that this is a long time for large earthquakes, when thousands or even millions of people feel the shaking in a few seconds after a quake. For this reason we are testing automatic, faster procedures. Automatic locations are

available (in 1 to 4 minutes) and sent to Dipartimento di Protezione Civile (DPC) by the INGV seismologists on shift via telephone, SMS and email. However, we do not send the automatic information to the public yet, due to possible false alarms and subsequent problems for uncontrolled spread of incorrect news. At present, many newspapers and press agencies use INGVterremoti tweets to get and spread rapid and authoritative information about ongoing seismic activity. Tests are in progress since last year to define if and how to send automatic locations to the public.

TWITTER	FACEBOOK	YOUTUBE	BLOG	APPLE IOS
open since 2009	on line from may 2013	on line from february 2010	open since may 2012	Avaible on Apple Store since march 2011
100.800 followers	13.300 friends	4.000 members	15.000 followers	500.000 downloads
12.900 tweet published	up to 10 posts published every day	1.300.000 views	9.750.000 views	last update march 2013

Fig. 1 – Structure of the INGVterremoti social media platform. The numbers are approximate and updated at the end of September 2013.

The number of followers of our twitter channel recently exceeded 100,000. Since the beginning of the service, the followers have been increasing continuously with a constant trend and sudden jumps associated with the main earthquakes of the last two years (in Italy and worldwide) (Fig. 2). A total of about 13,000 tweets was released up to date, one for each earthquake in Italy with magnitude equal to or greater than 2.0. The success of the INGVterremoti twitter channel is based on its simplicity, continuity, and effectiveness with respect of people's need. Each tweet contains a location that is mapped easily on every PC or mobile device. In the fall of 2012 INGVterremoti won the Italian "Macchianera award" as "most useful twitter", nominated and voted by people of the net.

The analysis of how the information was searched and spread during the 2012 Po Plain seismic sequence is presently in progress (Comunello *et al.*, 2013). This analysis will provide a quantitative evaluation of Twitter activity, including tweet volume over time, distribution of activity across users as well as useful information to understand the specific communication patterns taking place on social media during an emergency, with regard to information spread and influence dynamics.

Facebook INGVterremoti. Soon after the L'Aquila earthquake in 2009, the INGV Bologna section started to post the revised earthquakes locations on the Facebook page "Terremoto Oggi". It was a semi-official, experimental page fed by the INGV seismic monitoring system, that had a good success in terms of "friends" (more than 22,000 in 2012). Since it was based on a volunteer basis, it was not always possible to interact with people asking information, as expected by Facebook users. However, as for twitter, the request of correct information from the web was accomplished rather fast and continuously.

In the last year, we decided to close the "Terremoto Oggi" account and start with a new one called INGVterremoti, to be consistent with the other social media of the earthquake information at INGV. Today, the Facebook page has about 12,000 friends in constant grow. We published on it several posts (up to 10 per day) mostly on earthquakes just happened, but also with updates from the blog and the youtube channel. We answer to some of the questions raised on FB, even if not yet in a continuous and timely mode.

Youtube.com/INGVterremoti. The youtube channel INGVterremoti was launched in February 2010 as an experimental scientific video channel, in order to test whether this medium could work as a tool to increase people's awareness and curiosity about earthquake science and risk reduction. A similar initiative was already known to be working and successful at the U.S. Geological Survey (USGS) since 2009. As for the USGS, our main goal was to inform people about the ongoing seismic activity in Italy and around the world, to describe the results of scientific research in seismology, and to increase the knowledge of seismic hazard (Amato *et*

al., 2012). The videos are organized into eight playlists: (i) earthquakes in Italy; (ii) earthquakes worldwide; (iii) the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake; (iv) ongoing seismic activity; (v) tsunami; (vi) earthquake prediction; (vii) seismic hazard; and (viii) a special playlist on May 11, 2011 (when a major earthquake was predicted to hit Rome). We also posted on the channel some videos reporting TV interviews about ongoing earthquake sequences, a few press-conferences held at INGV after major earthquakes (namely, the Po Plain events in 2012, see Anzidei *et al*., 2012), and some particular events (as the announcement of the Scientific culture week, etc.).

To date, after about three years from the start, we have published 78 videos, thanks to the collaboration of many researchers at the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), with a total number of views exceeding 1,300,000. Our videos were all produced with internal resources and no specific professional skills and equipment, except for very few videos that were produced for previous initiatives. The total number of views is over 1,361,000, with several peaks of more than 20,000/day after the Tohoku, Japan, earthquake (March 2011); before the presumed prediction of a major earthquake to hit Rome on May 11, 2011; in correspondence with the 2012 Po Plain, Emilia earthquake, and after the June 21, 2013 Lunigiana earthquake. It is interesting to note that the views on May 20, 2012, when the first M5.9 earthquake stroke, were only a few thousands, whereas on May 29 we published a specific video explaining the buried faults under the Po Plain (Fig. 2) and the views raised to 72,000 in one day. This suggests that the number of views is a good indicator of satisfaction.

The 8 most popular videos on INGVterremoti have been viewed more than 50,000 times, with a maximum of over 300,000. A special mention is for our top-viewed video (more than 308,000 views) that is the English version of a scientific video realized by INGV on Tsunamis, following the 2004 Sumatra event. The audience in this case is very broad, with thousands of views from USA, Japan, and other countries.

The INGVterremoti youtube channel proved to be very effective at the time of the May 11, 2011, false prediction of a devastating earthquake in Rome (Crescimbeni *et al*., 2012). We used the channel to explain what was going on in the weeks preceding the date, and on May 11 we performed a 24-hour release of videos from the seismic monitoring room, with updates and scientific explanations on several topics of earthquake science. Doing so, we could take advantage of the high attention of people regarding the earthquake risk, to increase awareness, at least in the people of Rome and surrounding regions (see Nostro *et al*., 2012, for details).

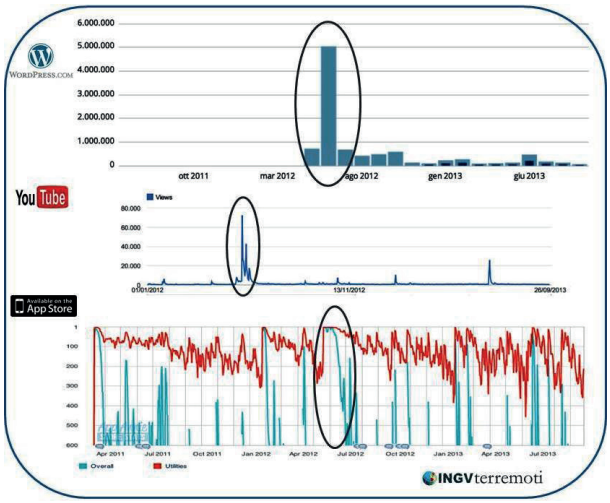


Fig. 2 – Some statistics on three INGVterremoti media in the period 2012-2013. Top: montly distribution of views for the blog (open in May 2012). The maximum (June 2012) was relative to the sequence in the Po Plain. Average monthly number of views are several tens to hundred thousands; B) Daily number of views for yotube; note that the first peak for the main shock of May 20 is only about 8,000, whereas the May 29 peak is over 72,000; c) rate of the INGVterremoti iPhone app (in the category Utilities in red, on all the apps in blue); note that there are several days in which our app is in the top position.

As a comparison, we show in Table 1 some statistics about the INGVterremoti and the United States Geological Survey (USGS) channels, in terms of number of views and videos. Surprisingly enough, the total number of views of our channel is higher than that of the USGS, despite the number of videos of the Survey is much larger than

ours. A possible explanation is that in Italy in the past few years (particularly after the 2009 L'Aquila sequence) the search for information on earthquakes is very strong, whereas in the US people's awareness of earthquakes and in general of natural hazards is higher. However, we must consider that US have not been hit by a strong damaging earthquake in the last few years.

Tab. 1 – A numerical comparison between INGVterremoti and USGS youtube channels (numbers are relative to September 29, 2013.

	Start date	Videos > 50,000	Followers	Most viewed
INGVterremoti	2010	8	1,371,420	308,672
USGS (all)	2009	6	1,228,923	228,923

One thing we have learned is that, due to the strong variability in the number of accesses (generally after strong earthquakes), it is important to exploit these moments when the attention is high to disseminate relevant information on seismic hazard and to increase people awareness.

Future trends include the improvement of technical aspects of our videos, and to develop contents more focused on risk mitigation issues. We will also try to broaden our audience and to increase contents in English language.

App INGVterremoti for iPhone. The INGVterremoti application for iPhone has been developed starting in 2009 after the L'Aquila seismic sequence. It is available in the Apple App Store since 2010. In 2012 the 2.0 version has been distributed. We are presently working on the 3.0 version for Iphone and a new version for Android. The application is based on the data available in the INGV ISIDE database (http://iside.rm.ingv.it) and its primary function is to give the list and the basic information on the Italian seismicity. Starting from a cumulative list of the last events recorded by the national seismic network several parameters and a Google map for each single earthquake can be visualized. The application gives also detailed information on the seismic hazard at a national and regional scale as well as specific focus on the basics of seismic hazard assessment and related legislation. The connection with ISIDE database allows for search of the Italian catalogue of seismicity back to 2005. Finally, a specific seismological glossary is available for the user.

Though developed with limited resources, the application has been remarkably successful reaching several times the absolute top ten in free applications downloads of the Italian store and cumulating a total of 778.000 downloads since 2010 (Fig. 2).

The INGVterremoti blog. We opened the blog soon after the Po Plain sequence, started on May 20, 2012. After a few days needed for setting up the blog (http://ingvterremoti.wordpress.com). The blog was opened to the public on May 29, just after the M5.8 shock stroke the western sector of the fault zone, causing several casualties and huge damages (Anzidei *et al.*, 2012). As described in Pignone *et al.* (2012), during a seismic sequence it is very important for people shaken by the earthquakes to have continuous and timely information on the ongoing seismicity. In the first two months of the blog's life, we released tens of updates and in-depth scientific explanations on the earthquake sequence. Through the collaboration of Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) researchers and technicians, we published more than 80 posts about the sequence, to describe activities performed during the emergency, and the first scientific results obtained from data analyses. The response of the public was enthusiastic, at least quantitatively, reaching its maximum on June 3, 2012, when a strong aftershock (M5.1) was strongly felt in the region. We recorded more than 850,000 views on that particular day, and had more than six million contacts (6,403,843) in the first two months of activity (May 29 to July 29). We are now working to assess the degree of acceptance of the blog in a comprehensive way. At the moment we can only report our positive feeling, based on the favourable comments and increasing contacts we had in the last year, that were very encouraging. In Fig. 3 we show a snapshot of the blog, with one popular video at the time of the Po Plain earthquakes.

After the 2012 seismic sequence, we started to use the INGVterremoti blog to release information on several other sequences that affected our country and other regions of the world. Moreover, we posted many articles on scientific projects and sometimes on specific issues raised by people's questions and curiosity. The main categories today include: earthquakes in Italy; earthquakes in the world; seismic monitoring; several categories for each relevant sequence of the last year; education, and some others. To date, we are not allowing comments to our posts, only because our capacity of answering to the questions posed by the public is not so high yet. It is our will to open in the future, after a careful evaluation of pros and contraries and of the time needed. We will develop a unique channel for communicating to and with people from our social media, so that every argument can be useful for many others.

Fig. 3 – Screen shot from the INGVterremoti blog, showing the static buttons (top), the video published during the Po Plain, Emilia, seismic sequence on the youtube channel (middle), the link to the recent posts (top roght), the tweets with the most recent earthquake locations (bottom right), and some other widgets with links etc.

Discussion and conclusion. It is well known that the distribution of proper and continuous scientific information on seismic activity and earthquake hazard is the first step to increase awareness and resilience of people. Besides the continuous activity that INGV carries out with schools and in the field, with campaigns such as those of the project Edurisk in more than ten years (AA.VV., 2012), we recently increased our efforts on the web, and in particular on social media.

In the last two years, we have increased the amount and quality of the information released to the public on earthquake-related topics. We had started in 2009 after the L'Aquila earthquake, when the terrible story of the process raised the problem of a proper and direct communication between scientists and society (Amato *et al.*, 2013). We believe that it is our duty to inform constantly the public about seismological research and seismic hazard, including the most recent developments of research, ongoing seismic activity, and explanations about earthquake in Italy and worldwide. This is what we are trying to do with the activity described in the present paper. Although all the data and information produced by our Institute are and have always been public, as witnessed by publications, web sites (see for instance http://zonesismiche.mi.ingv.it, http://iside.rm.ingv.it, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI11/, among many others), project deliverables, etc., we feel sometimes that this is not enough in order to share the knowledge broadly.

The goal of the work on social media presented here is to increase the possibility for the public (not only generic public, but also journalists, local authorities, etc.) to access and understand the scientific contents of our research and monitoring. In addition, with the INGVterremoti social media platform we started a two-way communication with the public, even if at the moment

this is limited to a few media and to some issues. Of course, the two-way communication needs that also on the public side there is capacity of listening and will to participate to the process.

After the last couple of years, our feeling is that all the INGVterremoti media had a good success (in some cases extremely good) in terms of number of people involved, followers grow rate, and degree of acceptance in the public. We have verified that during important seismic sequences all our followers increase, and when the crisis is over they remain connected with us. This is the case of the Po Plain earthquakes in 2012 (Fig. 2) when we could see that the search for information immediately after an earthquake leads people to the most "popular" source, that often it is not the most authoritative (Comunello *et al.*, 2013) if the Institution in charge is not present or well known. This happened on twitter after the main shock of May 20, when our channel had only few followers in the region. However, after a few days when the second strong shock hit (May 29) INGVterremoti was the first and most popular source. Similar considerations can probably be made for the other social INGVterremoti media that release more complex information.

Since 2012, we have been working for increasing the interconnection between our different social media, sharing contents and including them in a common web page on earthquakes (terremoti.ingv.it). This gives a larger resonance to the whole platform, and at the same time it will be easier for the public to follow news and updates in a clear way. We are planning to open a more direct (two-way) channel with the public (it is already open on FB and youtube), in order to be more effective in our communication strategy.

Finally, a specific effort we are making is to disseminate more rapid information after an earthquake, distributing data from automatic locations and magnitudes (under some criteria and with a necessary preparation phase). A test is in progress since last July that involves INGV researchers and Civil Protection officers.

References

AA. VV. (2012) Sintesi dei lavori del Workshop EDURISK 2002 - 2011: 10 anni di progetti di educazione al rischio - Roma, 30 Novembre 2011, a cura di Vera Pessina e Romano Camassi, Miscellanea INGV n.13, 2012.

AA.VV. (2013) Scientists raise alarm as Italian Government rules on unproven stem cell therapy
http://www.eurostemcell.org/story/scientists-raise-alarm-italian-government-rules-unproven-stem-cell-therapy

Amato, A., L. Arcoraci, E. Casarotti, R. Di Stefano, the INGVterremoti team (2012). The INGVterremoti channel on YouTube. Annals of Geophysics, 55 (3), 403-408; doi:10.4401/ag5546.

Amato, A., M. Cocco, G. Cultrera, F. Galadini, L. Margheriti, W. Marzocchi, C. Nostro, D. Pantosti (2013). The impact of the L'Aquila trial on the scientific community, presentation at the Annual Meeting of the Seismological Society of America, Salt Lake City, USA.

Anzidei, M., A. Maramai, P. Montone (editors) (2012). The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results. Special Volume, 55, No 4.

Bruns, A., J. Burgess, K. Crawford and F. Shaw (2012). #qldfloods and @QPSMedia: Crisis communication on Twitter in the 2011 south-east Queensland floods, Brisbane, ARC Centre of Excellence for Creative Industries and Innovation; http://cci.edu.au/floodsreport.pdf

Comunello, F., E. Casarotti, V. Lauciani, L. Parisi. Social media and natural disasters: mapping information spread and influence dynamics during the Emilia 2012 earthquake, presentation at the ESA 2013, Torino (Crisis, Critique and Change).

Crescimbene, M., F. La Longa, T. Lanza (2012). The science of rumors, Annals of Geophysics, 55 (3), 421-425; doi:10.4401/ag-5538.

Earle, P.S., D.C. Bowden, M. Guy (2011). Twitter earthquake detection: earthquake monitoring in a social world, Annals of Geophysics, 54 (6), 708-715; doi:10.4401/ag-5364.

Nostro, C., A. Amato, G. Cultrera, L. Margheriti, G. Selvaggi, L. Arcoraci, E. Casarotti, R. Di Stefano, S. Cerrato, the May 11 Team (2012). Turning the rumor of the May 11, 2011, earthquake prediction in Rome, Italy, into an information day on earthquake hazard, Annals of Geophysics, 55 (3), 413-420; doi:10.4401/ag5559.

Pignone M., Nostro C., Amato A., Casarotti E., Piromallo C. (2012) The INGVterremoti blog: a new communication tool to improve earthquake information during the seismic sequence in the Po Plain, Annals of Geophysics, Vol. 55, No 4, pp. 837- 842, doi: 10.4401/ag-6179.

ANALISI NUMERICHE NON LINEARI PER LA CALIBRAZIONE DI UNA METODOLOGIA SPEDITIVA PER LA LOCALIZZAZIONE E LA VALUTAZIONE DEL DANNO SU STRUTTURE INTELAIATE IN CEMENTO ARMATO

G. Auletta, R. Ditommaso, F. C. Ponzo, C. Iacovino
Scuola di Ingegneria, Università degli studi della Basilicata

Introduzione. La riduzione dei costi delle tecnologie per il monitoraggio strutturale ha posto le basi per una larga diffusione di tali reti sia su strutture e infrastrutture pubbliche che su strutture private. Di pari passo anche le tecniche di analisi dei dati hanno visto negli ultimi venti anni uno sviluppo crescente, con forte coinvolgimento sia del mondo della ricerca, sia di quello dell'industria. I motivi principali di questo sviluppo risiedono, da un lato, nelle limitazioni connesse con l'utilizzo dei metodi tradizionali basati su ispezioni visive, dall'altro nelle grandi potenzialità offerte dai sistemi di rilevamento automatico dello stato di salute delle strutture in termini di riduzione dei costi di gestione e manutenzione. Un numero sempre crescente di strutture ed infrastrutture, in tutto il mondo, subiscono i segni del tempo, con deterioramento delle caratteristiche meccaniche dovuto all'invecchiamento e/o a una manutenzione inadeguata. Il monitoraggio strutturale, continuo o discreto, può risultare molto utile in tal senso consentendo di individuare con estrema rapidità le criticità ed i punti sulla struttura dove queste si manifestano. In questo modo il gestore ha la possibilità di intervenire in maniera celere e mirata con una conseguente riduzione dei costi di ripristino. Tale approccio consente, da un lato, una corretta destinazione delle risorse economiche, dall'altro lato, di mantenere elevati standard di scurezza ed efficienza.

Il monitoraggio strutturale, nelle aree a rischio sismico rilevante, risulta strategico anche ai fini di protezione civile in quanto può fornire una stima accurata dell'intensità in termini macrosismici di un terremoto e, in termini di effetti prodotti su alcune strutture pilota. Tali strumenti, inoltre, favoriscono la comprensione del comportamento strutturale degli edifici durante l'evento sismico e dei relativi meccanismi di danneggiamento, consentendo di studiare e mettere a punto strategie di protezione efficaci e allo stesso tempo economicamente convenienti.

In genere, la valutazione dei danni post terremoto, se condotta in modo classico mediante ispezioni visive, richiede tempi piuttosto lunghi per il censimento dell'intera zona colpita dal sisma e non sempre conduce a valutazioni corrette. Una riduzione dei tempi di intervento e quindi dei costi legati, da un lato, al mancato utilizzo della struttura, dall'altro ai pericoli connessi al suo utilizzo qualora i danni non vengano individuati tempestivamente, può essere ottenuta sviluppando una metodologia in grado di individuare rapidamente ed automaticamente eventuali danni sulla base di misurazioni ricavate da una rete di sensori collocata permanentemente sulla struttura.

Negli Stati Uniti, il monitoraggio sismico strutturale ha avuto un notevole sviluppo a seguito del terremoto di Northridge del 1994, durante il quale si verificarono numerose rotture fragili delle saldature nei nodi trave-colonna di telai in acciaio. In molti edifici queste rotture, pur causando riduzioni di resistenza e di rigidezza localizzate, non produssero danni evidenti ad elementi secondari, dai quali generalmente si ha evidenza del danno ad elementi strutturali non visibili. Questo determinò, per le ispezioni degli edifici potenzialmente interessati da questo tipo di danno dei costi elevatissimi, per l'elevato numero degli elementi da verificare e perché, per ogni singola verifica, si è resa necessaria la rimozione delle pareti di tamponamento e delle protezioni antincendio di amianto per portare alla luce le connessioni e verificarne l'integrità. Oltre che per l'individuazione dei danni a valle di un evento sismico, i sistemi di monitoraggio permanente possono essere utilizzati congiuntamente a quelli di monitoraggio sismico del territorio per la realizzazione di sistemi di allarme sismico precoce (early warning) al fine incrementare la capacità di protezione sismica delle cose e delle persone. Il sistema di monitoraggio strutturale consente, inoltre, di costruire un modello numerico calibrato e

aggiornato della struttura (model updating) grazie al quale pianificare anche interventi più o meno invasivi sulla singola struttura.

Schematicamente un sistema di monitoraggio strutturale permanente può essere costituito dagli elementi rappresentati in Fig. 1.

Dunque:

- una rete di sensori, connessi ad sistemi di elaborazione in sito capaci anche di analisi speditive, collocati permanentemente su una struttura e in grado di rilevare sia la risposta strutturale alle sollecitazioni esterne, sia le grandezze ambientali che possano influire su di essa;
- un sistema di raccolta e trasmissione dei dati che può operare mediante sistemi cablati o no;
- una procedura automatica per l'analisi dei dati finalizzata alla diagnosi strutturale;
- un sistema decisionale e di allerta per la gestione di situazioni di emergenza.

Il tipo e la densità della strumentazione che costituisce un sistema di monitoraggio sismico dipendono dall'obiettivo del sistema stesso ed dal dettaglio con cui si vuole indagare il comportamento della struttura. Tradizionalmente la risposta sismica delle strutture viene misurata mediante accelerometri tri-direzionali, in grado di registrare in uno o più punti significativi della struttura le componenti del moto. In funzione del livello e del tipo di informazioni che si vogliono ricavare è possibile calibrare il numero ed il tipo di strumenti da utilizzare.

Importanti passi avanti sono stati fatti nelle teorie riguardanti il monitoraggio delle strutture con l'applicazione dell'analisi della propagazione delle onde all'interno degli edifici (Safak, 1999; Ivanović *et al.*, 2001; Snieder e Safak, 2006; Todorovska e Trifunac, 2008; Trifunac *et al.*, 2008; Todorovska 2009a, 2009b; Ditommaso *et al.*, 2010; Mucciarelli *et al.*, 2011; Picozzi *et al.*, 2011) e con lo sviluppo e l'applicazione di tecniche di analisi tempo-frequenza (Mucciarelli *et al.* 2011; Parolai 2009; Puglia *et al.*, 2011, Ponzo *et al.*, 2010; Ditommaso *et al.*, 2010, 2012). Grazie alle tecniche di analisi tempo-frequenza messe a punto negli ultimi anni,

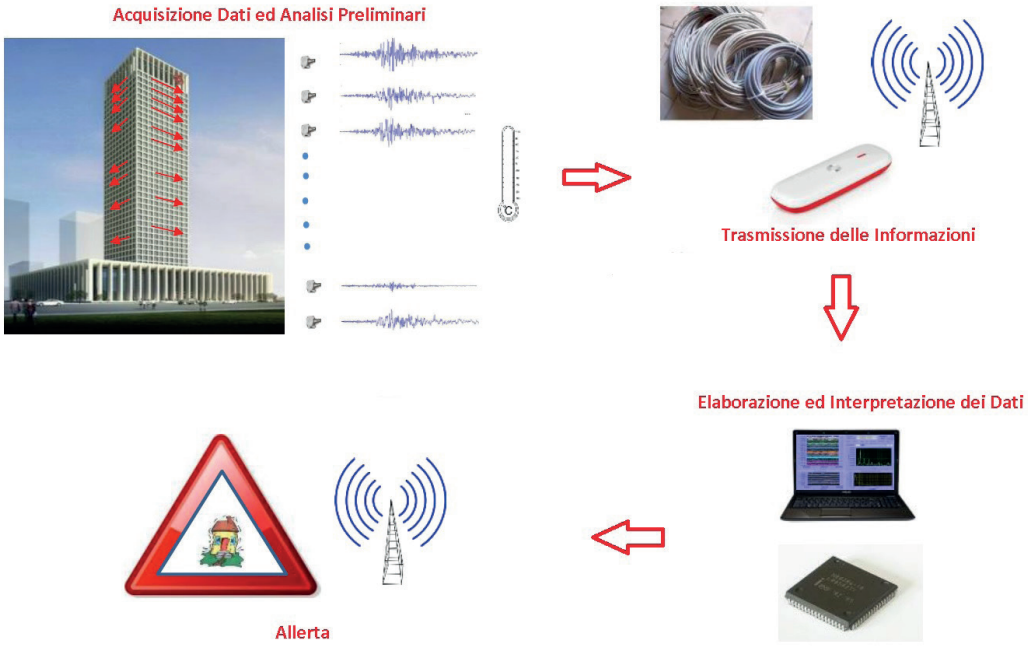


Fig. 1 – Schematizzazione di un sistema di monitoraggio strutturale (Lomongelli, 2013).

e in particolare grazie alle proprietà di cui gode la trasformata di Stockwell, sono stati messi a punto dei filtri non lineari (Ditommaso *et al*., 2012; Ponzo *et al*., 2011) utilizzabili nell'ambito del monitoraggio strutturale per studiare la fase transiente del comportamento dinamico della struttura monitorata, fornendo la possibilità di identificare e localizzare anche eventuali danni provocati dal terremoto. Nel corso degli ultimi due decenni molte ricerche sono state svolte nel settore della valutazione del danno sugli edifici, utilizzando tecniche non distruttive (Non-destructive Damage Evaluation: NDE), basate sulla variazione del comportamento dinamico del sistema (Picozzi *et al*., 2008). I metodi NDE possono essere classificati in quattro diversi livelli (Stubbs *et al*., 2000), in funzione del tipo di informazioni fornite dal singolo approccio (Rytter, 1993). Il primo livello fornisce informazioni speditive sulla possibilità che sull'edificio si sia verificato un danno, il quarto livello, oltre a dare informazioni sul danno e sulla posizione, fornisce anche indicazioni circa l'impatto che il possibile danneggiamento ha avuto sulla struttura. Ogni metodologia, in funzione del livello in cui si colloca, richiede precise informazioni oltre a richiedere algoritmi per l'analisi a complessità variabile. Dunque, la messa a punto di metodologie raffinate richiede, in genere, costi elevati, risulta computazionalmente onerosa, a causa degli elevati tempi di calcolo, e comporta, infine, una maggiore probabilità di errore nell'interpretazione dei risultati.

In questo lavoro viene presentato un approccio speditivo per la localizzazione del danno (Ditommaso *et al*., 2012b), al momento applicato su modelli numerici non lineari e su strutture reali in scala ridotta testate su tavola vibrante, e vengono presentati i risultati preliminari di uno studio che vorrebbe legare la variazione della curvatura modale (riferita al modo fondamentale di oscillazione) al massimo drift d'interpiano (usato come indicatore del danno).

In questo studio si parlerà di deformata modale, riferita solo al modo fondamentale di oscillazione anche quando questo, a causa del danno prodotto dall'evento sismico, evolverà in modo significativo variando la frequenza, la deformata e la capacità dissipativa. Quest'ultimo parametro non viene considerato nel presente lavoro. Per quanto riguarda la valutazione delle frequenze e delle deformate modali riferite all'evoluzione del modo fondamentale di oscillazione (sistema tempo evolvente), è stato utilizzato l'approccio proposto da Ditommaso *et al.* (2012b), il quale consiste nel valutare le caratteristiche del modo fondamentale di oscillazione prima, durante e dopo l'evento sismico.

Analisi non lineare del comportamento strutturale. Uno strumento che permette di valutare con esattezza sia le caratteristiche spettrali che la loro variazione locale nel tempo è la trasformata di Stockwell o *S-Transform* (Stockwell *et al*., 1996). Questa trasformazione, per un segnale *h(t)*, è definita come:

$$S(\tau, f) = \frac{|f|}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} h(t) \cdot e^{-\frac{(\tau - t)^2 \cdot f^2}{2}} \cdot e^{-i \cdot 2 \cdot \pi \cdot f \cdot t} dt \qquad (1)$$

dove t è il tempo, f è la frequenza e τ è un parametro che controlla la posizione della finestra gaussiana lungo l'asse temporale. Un innegabile vantaggio rispetto alle wavelet consiste nel non dover soddisfare il vincolo di media zero all'interno della finestra mobile. Inoltre, rispetto alle altre trasformate, nella *S-Transform* i coefficienti reali ed immaginari non sono costanti, ma evolvono man mano che trasla la finestra temporale determinando un cambiamento di forma della finestra stessa. Al contrario, nella trasformata wavelet la finestra mobile trasla nel tempo, ma non cambia mai la sua forma (Parolai, 2009).

Tra le importanti proprietà di cui gode la *S-Transform* va citata la linearità della trasformazione e la possibilità di scrivere questa trasformata come un particolare operatore dello spettro di Fourier. Appare, a questo punto, utile impiegare tale operatore integrale al fine di mettere a punto un filtro che consenta di isolare le fasi transienti a frequenza variabile nel tempo. In particolare, ai fini ingegneristici, tale approccio può essere utilizzato per isolare e studiare il comportamento non lineare delle strutture avendo la possibilità di valutare le deformate modali e la loro eventuale variazione durante l'evento sismico.

Molti autori si sono cimentati nella messa a punto di strategie numeriche per l'eliminazione del rumore da un generico segnale utilizzando diversi tipi di trasformazioni (Donoho, 1995; Douglas, 1997; Galiana-Merino *et al.*, 2003), mentre altri, agli stessi fini, hanno già utilizzato la *S-Transform* (Pinnegar e Eaton, 2003; Ascari e Siahkoohi, 2007; Simon *et al.*, 2007; Parolai, 2009; Ditommaso *et al.*, 2012).

Ditommaso *et al.* (2012) evidenziano la possibilità di utilizzare la *S-Transform* per implementare un filtro a banda variabile in grado di isolare la risposta dei singoli modi di vibrare, anche in campo non lineare.

Il filtro è stato costruito utilizzando le proprietà di convoluzione, linearità e invertibilità della *S-Transform*. L'algoritmo su cui il metodo di filtraggio si basa può essere riassunto nei seguenti passi (Ditommaso *et al.*, 2011 e 2012): 1 - valutazione della *S-Transform* del segnale *h(t)*; 2 - generazione della matrice filtrante; 3 - calcolo del prodotto di convoluzione tra la matrice filtrante e la trasformata del segnale; 4 – recupero del segnale filtrato mediante l'inversione del risultato del prodotto di convoluzione. Quindi l'intero processo può essere scritto come:

$$h_f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\int_{-\infty}^{+\infty} [S(\tau, f) * G(\tau, f)]\, d\tau \right) \cdot e^{i \cdot 2 \cdot \pi \cdot f \cdot t}\, df \qquad (2)$$

dove $S(\tau, f)$ rappresenta la trasformata del segnale $h(t)$, $G(\tau, f)$ rappresenta la matrice filtrante ed $h_f(t)$ rappresenta il segnale filtrato.

La localizzazione e la quantificazione del danno. Le notevoli potenzialità del filtro a banda variabile messo a punto ed illustrato nel paragrafo precedente hanno indotto a valutare la possibilità di utilizzare tale strumento per la quantificazione e localizzazione del danno su una struttura intelaiata in c.a. L'idea alla base della procedura è quella di isolare, grazie al filtro, una singola deformata modale alla volta, valutarne l'eventuale variazione nel tempo e da questa calcolare la variazione di curvatura che, com'è noto, risulta essere ben correlata al danno (Pandey *et al.*, 1991). Diagrammando la variazione di curvatura diventa possibile, infine, localizzare il danno subito al generico piano, ad esempio, a seguito di un evento sismico.

La procedura per la valutazione e la localizzazione del danno sopra presentata è stata applicata ad un modello numerico non lineare rappresentante una struttura in c.a. non sismo-resistente. La struttura è caratterizzata da una geometria regolare in pianta e in elevazione, con lati 15x12 m, ed è costituita da cinque livelli con altezza interpiano costante pari a 3 m. Il modello è stato realizzato agli elementi finiti utilizzando il programma SAP 2000. Le non linearità di materiale sono state modellate a plasticità concentrata, inserendo all'interno degli elementi frame dei link con legame ciclico degradante (PIVOT). Il modello è stato sottoposto ad una serie di analisi dinamiche non lineari con integrazione al passo, utilizzando un accelerogramma

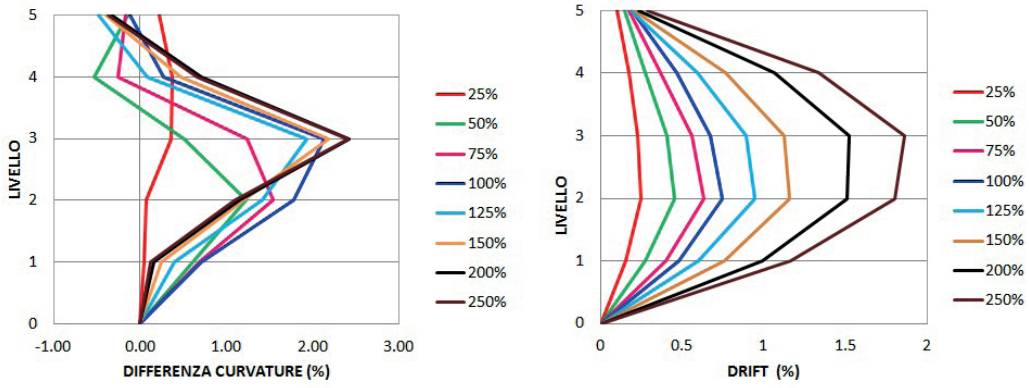


Fig. 2 – (a sinistra) Diff. Di curvature tra l'istante massimo e quello iniziale; (a destra) Drif massimo ai vari piani.

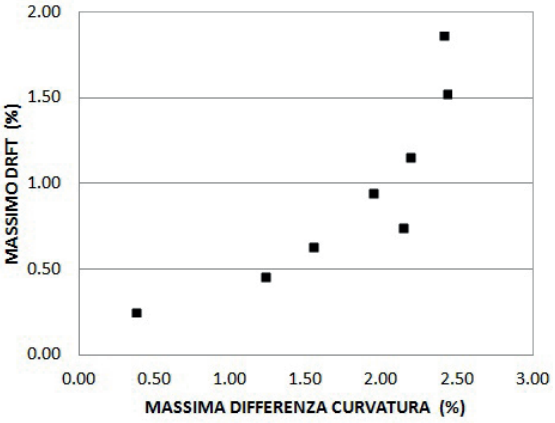


Fig. 3 – Correlazione tra il massimo drift di piano e la massima differenza di curvature.

naturale scalato in intensità (25%; 50%; 75%; 100% 125%; 150%; 200% e 250%), per un totale di 8 test.

Per ogni singolo test è stata applicata la procedura di localizzazione del danno, la quale consiste nel valutare la deformata modale, riferita al primo modo di oscillazione (variabile nel tempo), e la relativa curvatura, in tre istanti significativi, che sono: l'istante iniziale, cioè prima dell'evento sismico; l'istante di massima oscillazione durante il sisma e l'istante finale dopo il sisma.

La localizzazione del danno avviene effettuando la differenza delle curvature tra i piani e successivamente la differenza tra l'istante iniziale e quello di massima oscillazione sismica, come riportato in Fig. 2.

Come si può notare dalla Fig. 2 la differenza di curvature si trova in accordo con la collocazione del massimo Drift di piano, che in questo caso è tra il secondo e il terzo livello.

Nel tentativo di quantificare il danno, in termini di massimo drift, è stata verificata l'esistenza di un legame tra il massimo drift interpiano e la massima differenza di curvatura. Sono state fatte delle correlazioni tra i diversi parametri valutati sugli stessi test, il risultato di tale correlazione è mostrato in Fig 3. Come si può notare, osservando il grafico riportato in Fig. 3, l'andamento risulta di tipo non lineare, con inizio del tratto non lineare a partire da un valore del drift pari all'1%, che coincide con l'entrata in campo plastico della struttura. Maggiori elaborazioni sono necessarie in tal senso, considerando diverse tipologie di strutture e di input sismici, al fine di verificare la generalità del risultato e l'applicabilità di tali correlazioni per un'effettiva quantificazione del danno.

Conclusioni. La trasformata di Stockwell è alla base della metodologia di localizzazione del danno proposta con il presente lavoro, che si pone come obiettivo quello di studiare in dettaglio la risposta di un sistema strutturale tempo-evolvente anche durante la fase transiente (Ditommaso *et al.*, 2010, 2011a e 2011b).

Il metodo mira a separare i diversi contributi modali, istante per istante, in campo non lineare, al fine di calcolare la variazione della deformata modale fondamentale e quindi le relative curvature. Anche altri autori avevano messo in evidenza il fatto che la variazione della curvatura modale è strettamente legata al danno subito da una struttura a seguito di un evento sismico (Pandey *et al.*, 1991), ma non avevano a disposizione gli strumenti analitici per valutarla durante la fase non stazionaria.

La metodologia prevede, quindi, l'utilizzo di almeno una stazione sismica tridirezionale per ciascun livello di una struttura, mediante le quali valutare la variazione della singola deformata modale, istante per istante, opportunamente isolata nel segnale registrato per mezzo di un filtro a banda variabile basato sulla trasformata di Stockwell. Dalle variazioni della deformata modale, riferita al modo fondamentale di oscillazione, vengono valutate le variazioni della curvatura modale e, di conseguenza, localizzato e quantificato il danno eventualmente verificatosi a valle di un potenziale evento sismico. La procedura di localizzazione del danno è stata verificata sia attraverso studi numerici che sperimentali su tavola vibrante, al contrario, la procedura per la valutazione del danno è stata, ad oggi, testata solo su modelli numerici non lineari.

Riconoscimenti. Il presente studio è stato finanziato dal Dipartimento della Protezione Civile Italiana nell'ambito del progetto DPC-RELUIS 2010-2013 (Task 3.1.3).

Bibliografia

Ditommaso, R., Parolai, S., Mucciarelli, M., Eggert, S., Sobiesiak., M., and J. Zschau (2010). Monitoring the response and the back-radiated energy of a building subjected to ambient vibration and impulsive action: the Falkenhof Tower (Potsdam, Germany). Bull Earthquake Eng., 8, 3, 705-722. DOI: 10.1007/s10518-009-9151-4.

Ditommaso R., Mucciarelli M., Ponzo F. C. (2012). Analysis of non-stationary structural systems by using a band-variable filter. Bulletin of Earthquake Engineering. Volume 10, Number 3, pp. 895-911. DOI: 10.1007/s10518-012-9338-y.

Rocco Ditommaso, Felice Carlo Ponzo, Gianluca Auletta (2012b). Damage localization on Reinforced Concrete Structures. 15WCEE - 15th World Conference on Earthquake Engineering, 24-28 September 2012, Lisbon. Paper No. 4469.

Dolce M, Cardone D, Di Cesare A, Moroni C, Nicoletti M, Ponzo FC, Nigro D (2005). Dynamic tests on a 1:4 scaled R/C existing building: comparison of several isolation systems. 9th Assisi, Kobe

Donoho, D. (1995). De-noising by soft-thresholding. IEEE Trans. Inf. Theory, Vol. 41, pp. 613–627.

Douglas, A.. (1997). Bandpass filtering to reduce noise on seismograms: is there a better way?. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, pp. 770–777.

Galiana-Merino, J. J., J. Rosa-Herranz, J. Giner, S. Molina, and F. Rotella (2003). De-noising of short period seismograms by wavelet packet transform. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, pp. 2554–2562.

Hamburger, R. O. (2000). A policy guide to steel moment-frame construction. Technical Report No. 354. Washington DC: Federal Emergency Management Agency.

Ivanović, S.S., M.D. Trifunac, and M.I. Todorovska (2001). On identification of damage in structures via wave travel times, in M. Erdik, M. Celebi, V. Mihailov, and N. Apaydin (Eds.), Proc. NATO Advanced Research Workshop on Strong-Motion Instrumentation for Civil Engineering Structures, June 2-5, 1999, Istanbul, Turkey, Kluwer Academic Publishers, 2001, pp. 21.

Maria Pina Limongelli (2013). Monitoraggio strutturale per la protezione sismica del patrimonio edilizio. www.stru.polimi.it

Mucciarelli, M., Bianca, M.., Ditommaso, R., Gallipoli, M.R., Masi, A., Parolai, S., Picozzi, M., Milkereit, C., and Vona M. (2011). Far field damage on RC buildings: the case study of the Navelli during the L'Aquila (Italy) seismic sequence 2009. Bulletin of Earthquake Engineering, Online First, DOI: 10.1007/s10518-010-9201-y.

Pandey, A. K., M. Biswas, M. M. Samman (1991). Damage detection from changes in curvature mode shapes. Journal of Sound and Vibration, Vol. 145, Issue 2, pp. 321-332.

Parolai, S. (2009). Denoising of Seismograms Using the S Transform. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 1, pp. 226–234.

Picozzi M., Milkereit C., Zulfikar C., Fleming K., Ditommaso R., Erdik M., Safak E., Jäckel K.-H., Özel O., Zschau J., Apaydin N. and the SAFER and EDIM working groups (2008). Wireless technologies for the monitoring of strategic civil infrastructures: an ambient vibration test of the Fatih Sultan Mehmet Bridge, Istanbul, Turkey. American Geophisical Union Fall Meeting 15-19 December 2008. San Francisco.

Picozzi M., S. Parolai, M. Mucciarelli, C. Milkereit, D. Bindi, R. Ditommaso, M. Vona, M.R. Gallipoli, and J. Zschau (2011). Interferometric Analysis of Strong Ground Motion for Structural Health Monitoring: The Example of the L'Aquila, Italy, Seismic Sequence of 2009. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 2, pp. 635–651, April 2011, DOI: 10.1785/0120100070.

Pinnegar, C. R., and D. E. Eaton (2003). Application of the S-transform to prestack noise attenuation filtering. J. Geophys. Res., Vol.108, no. B9, 2422, doi 10.1029/2002JB00002258.

Ponzo F. C., Ditommaso R., Auletta G., Mossucca A. (2010). A Fast Method for Structural Health Monitoring of Italian Strategic Reinforced Concrete Buildings. Bulletin of Earthquake Engineering. DOI: 10.1007/s10518-010-9194-6.

Ponzo F. C., Auletta G., Ditommaso R. (2011). Identificazione di vibrazioni anomale mediante la trasformata di Stockwell per il monitoraggio degli edifici in c.a. XIV Convegno ANIDIS. 18-22 settembre 2011, Bari.

Puglia R., R. Ditommaso, F. Pacor, M. Mucciarelli, L. Luzi, M. Bianca. (2011). Frequency variation in site response over long and short time scales, as observed from strong motion data of the L'Aquila (2009) seismic sequence. Bulletin of Earthquake Engineering. DOI: 10.1007/s10518-011-9266-2.

Rytter A. (1993). Vibrational based inspection of Civil Engineering Structures. Ph.D. Thesis, University of Aalborg, Denmark.

Şafak E (1999). Wave propagation formulation of seismic response of multi-story buildings. J. Struct. Eng., ASCE, 125(4): 426-437.

Simon, C., S. Ventosa, M. Schimmel, A. Heldring, J. J. Dañobeitia, J. Gallart, and A. Manuel (2007). The S-Transform and its inverses: side effects of discretizing and filtering. IEEE Trans. Signal Process., Vol. 55, pp. 4928–4937, doi 10.1109/TSP.2007.897893.

Snieder R., and Şafak E. (2006). Extracting the Building Response Using Seismic interferometry: Theory and Application to the Millikan Library in Pasadena, California. Bull. Seism. Soc. Am., 96, no. 2, 586-598.

Stockwell, R. G., L. Mansinha, and R. P. Lowe (1996). Localization of the complex spectrum: the S transform. IEEE Trans. Signal Process., Vol. 44, pp. 998–1001.

Stubbs N., Perk S., Sikorsky C., Choi S. (2000). A global non-distructive damage assesment methodology for civil engineering structures. International Journal of System Science, 2000.

Todorovska, M.I., and M.D. Trifunac (2008a). Impulse response analysis of the Van Nuys 7-storey hotel during 11 earthquakes and earthquake damage detection. Struct. Control. Health Monit. 15, 90-116. Doi: 10.1002/stc.208.

Todorovska, M.I., and M.D. Trifunac (2008b). Earthquake damage detection in structures and early warning. The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China

Todorovska MI, Trifunac MD (2008c). Earthquake damage detection in the Imperial County Services Building III: analysis of wave travel times via impulse response functions, Soil Dyn. Earthq. Engrg, 28(5), 387–404.

VARIANTE AL PTCP DELLA PROVINCIA DI BOLOGNA IN MATERIA DI RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO

D. Bartoli

Provincia di Bologna, Settore Pianificazione Territoriale e Trasporti

Gli strumenti della pianificazione territoriale e urbanistica in Emilia Romagna. Premessa fondamentale per descrivere la Variante al Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale della Provincia di Bologna in materia di riduzione del rischio sismico è una breve presentazione del sistema della pianificazione in Emilia Romagna. Nel 2000 la regione ha provveduto alla riforma della legislazione nel campo della pianificazione territoriale e urbanistica con una legge organica in materia, la n. 20/2000. Oggetto di tale legge è la ridefinizione dei contenuti, degli strumenti di pianificazione, nonchè dei processi di formazione ed approvazione dei piani, ai 3 livelli: regionale, provinciale e comunale.

In generale la nuova legge introduce alcuni principi fondamentali per il processo di pianificazione che riguardano:

- il concetto di *sostenibilità* ambientale e territoriale degli interventi di trasformazione, ovvero i piani devono essere sottoposti ad una valutazione preventiva della sostenibilità ambientale e territoriale degli effetti derivanti dalla loro attuazione e possono subordinare l'attuazione degli interventi alla contestuale realizzazione delle opere che si ritengono necessarie;
- il concetto di *perequazione* urbanistica, ovvero l'equa distribuzione, tra i proprietari delle aree interessate dalle trasformazioni, dei diritti edificatori riconosciuti dal piano e degli oneri derivanti dalla realizzazione delle dotazioni territoriali (verde, parcheggi,..);
- il concetto di *concertazione*, sia in termini di partecipazione dei cittadini che di nuovi strumenti istituzionali, come la conferenza di pianificazione, l'accordo di pianificazione e gli accordi territoriali.

Mentre gli strumenti della pianificazione sono:

per il livello territoriale *regionale***:**

PTR – Il Piano Territoriale Regionale, definisce gli obiettivi per assicurare lo sviluppo, la valorizzazione delle risorse sociali-ambientali e la competitività del sistema territoriale regionale, in coerenza con le strategie europee e nazionali di sviluppo;

PTPR – Il Piano Territoriale Paesistico Regionale, costituisce parte tematica del PTR e specifica i valori paesaggistici, ambientali e culturali del territorio regionale, anche ai fini dell'art. 149 del DLgs n. 490/1999, definendo la disciplina per la loro tutela e valorizzazione;

per il livello territoriale *provinciale*:

PTCP – Il Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale, definisce l'assetto del territorio provinciale con riferimento agli interessi sovracomunali ed alle linee d'azione della programmazione regionale; è strumento per il raccordo delle politiche settoriali della Provincia e per il coordinamento della pianificazione urbanistica comunale;

per il livello *comunale*, in sostituzione del Piano Regolatore Generale:

PSC – Il Piano Strutturale Comunale, è lo strumento di pianificazione urbanistica generale con il quale il Comune definisce le scelte strategiche di assetto e di sviluppo, nonchè quelle di

tutela dell'integrità fisica, ambientale e dell'identità culturale, relative al proprio territorio, in coerenza con il PTCP;

RUE – Il Regolamento Urbanistico e Edilizio, in conformità alle previsioni del PSC, il RUE disciplina gli interventi e le trasformazioni negli ambiti consolidati e nel territorio rurale, gli interventi diffusi sul patrimonio edilizio esistente sia nel centro storico che negli ambiti da riqualificare;

POC – Il Piano Operativo Comunale, è lo strumento urbanistico che individua e disciplina, per gli ambiti di riqualificazione e per i nuovi insediamenti previsti dal PSC, gli interventi di tutela e valorizzazione, di organizzazione infrastrutturale e trasformazione del territorio da realizzare nell'arco temporale di 5 anni;

PUA – Il Piani Urbanistici Attuativi, sono gli strumenti urbanistici di dettaglio che danno attuazione agli interventi di nuova urbanizzazione e di riqualificazione disposti dal POC;

Finalità strategiche della Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio sismico.

Tutti i Comuni della Regione Emilia-Romagna sono classificati sismici con diverso grado di pericolosità. In particolare nel territorio della Provincia di Bologna sono classificati in "ZONA 2" (sismicità media) 12 comuni della zona Est verso l'Imolese e in "ZONA 3" (sismicità bassa) gli altri 48 comuni (vedi Fig. 1).

In ottemperanza alle Leggi Regionali 20/2000 e 19/2008, che stabiliscono che nei territori regionali individuati come zone sismiche gli strumenti di pianificazione territoriale (PTCP) e urbanistica (PSC) concorrono alla riduzione e alla prevenzione del rischio sismico e orientano le proprie scelte verso scenari di sviluppo del territorio coerenti con l'obiettivo comune di indirizzare le scelte verso ambiti esposti a minore rischio, l'Amministrazione Provinciale ha predisposto l'elaborazione di una Variante al PTCP, in coerenza con l'atto di indirizzo e coordinamento tecnico approvato con delibera 112/2007 dalla Regione Emilia-Romagna, integrando il proprio piano con una apposita TAVOLA SUGLI EFFETTI SISMICI LOCALI ATTESI (TAV. 2C), unitamente alla definizione di specifici indirizzi normativi a sostegno della corretta declinazione del tema nella Pianificazione Comunale.

Livelli di pianificazione sismica. La delibera dell'Assemblea Regionale (DAL) 112/2007, indica che gli studi di risposta sismica locale e microzonazione sismica vanno condotti secondo 2 fasi di analisi con un approccio al tema del rischio sismico graduale relativo ai diversi livelli di pianificazione, con approfondimenti differenziati a seconda delle finalità, delle competenze e scale di lavoro.

La pianificazione territoriale provinciale deve fornire con il PTCP indicazioni per attuare la riduzione del rischio sismico, definendo i limiti e li condizioni per la trasformazione del territorio, sulla base delle conoscenze della pericolosità sismica potenziale del territorio (effetti attesi), mentre lo strumento di pianificazione comunale (PSC) deve approfondire le conoscenze messe a disposizione dal PTCP, e individuare il grado di pericolosità locale del territorio attraverso la realizzazione della microzonazione sismica, relativa al sistema urbanizzato e a quello suscettibile di urbanizzazione, definendo prescrizioni per la riduzione del rischio sismico, fissando soglie di criticità e condizioni per la realizzazione degli interventi di trasformazione in coerenza con la norma del PTCP. La microzonazione permette al PSC la localizzazione degli interventi di trasformazione urbana in aree stabili, anche in relazione alla programmazione delle opere pubbliche (strade, reti infrastrutturali).

La variante al PTCP relativa al territorio della Provincia di Bologna ha sviluppato la prima fase di studio prevista dalla DAL 112/2007, ovvero ha provveduto a definire gli scenari di pericolosità sismica locale, cioè ad identificare le parti di territorio suscettibili di effetti locali (amplificazione del segnale sismico, cedimenti, instabilità dei versanti, fenomeni di liquefazione, rotture del terreno, ecc.). L'individuazione delle aree soggette ad effetti locali si è basata su rilievi, osservazioni e valutazioni di tipo geologico e geomorfologico, svolte a scala territoriale, associate a raccolte di informazioni sugli effetti indotti dai terremoti passati.

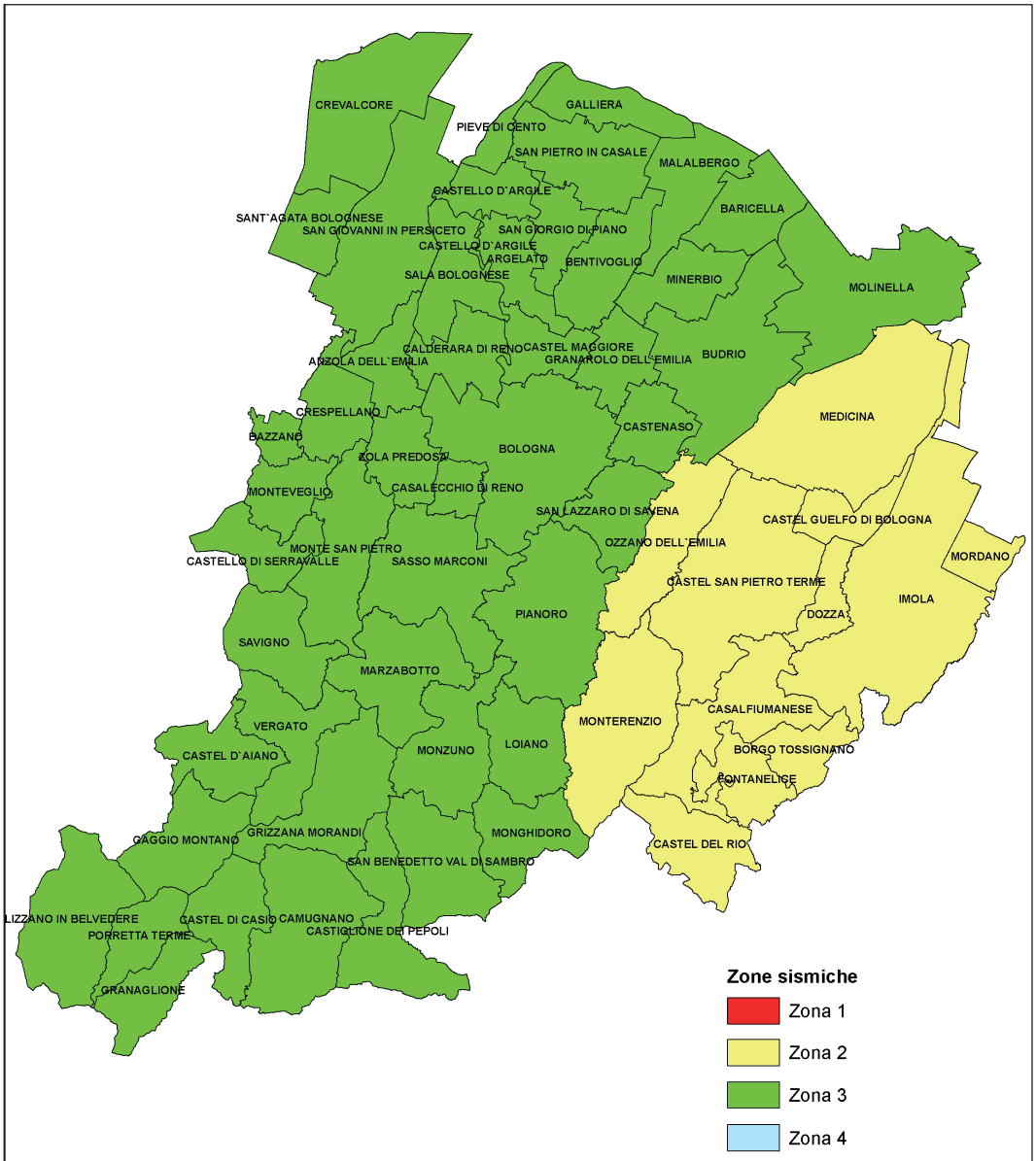


Fig. 1: Classificazione sismica dei comuni della Provincia di Bologna (OPCM 3274/2003)

Inoltre, in virtù di quanto disposto dall'art. 21 della L.R. 20/2000, la Variante al PTCP ha assunto gli effetti di adeguamento normativo e cartografico di alcuni PSC sulla base di specifica manifestazione di interesse in tal senso presentata da alcuni Comuni in sede di conferenza di pianificazione.

Criteri cartografici adottati nella Variante. La costruzione del quadro delle conoscenze necessario per la elaborazione della cartografia di pericolosità sismica locale ha utilizzato i seguenti dati di base:

- banca dati della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, in scala 1:10.000, (dato fornito dalla RER aggiornata con i dati IFFI);
- banca dati della Carta geologica di pianura, in scala 1:25.000, (dato fornito dalla RER);
- cavità ipogee (dato fornito dalla RER);
- carta dell'inquadramento degli ambiti morfologici omogenei del territorio provinciale, dossi (dato fornito da Prov. di Bologna, nella ricerca: "La Tutela dell'Ambiente – Contributi per una nuova cultura del territorio" 1990);
- Perimetrazione degli abitati da consolidare o da trasferire (dato fornito dalla RER);
- cave e discariche del territorio provinciale (dato fornito da Prov. di Bologna, contenuto nel Quadro conoscitivo del PIAE e PPGR);
- PREVAM (Piani di Recupero e Valorizzazione Ambientale) del territorio provinciale (dato fornito da ARPA e Osservatorio Variante di Valico);
- modello digitale del terreno con celle di 10 m x 10 m elaborato dalla Provincia di Bologna;
- banca dati geologiche delle Associazioni/Unioni: Terre di Pianura, Reno Galliera, Valle Idice e Valle Samoggia, elaborate in relazione ai quadri conoscitivi dei PSC;
- banca dati del Comune di Bologna relativa al tetto delle ghiaie di conoide (elaborate in relazione alla Microzonazione sismica del PSC comunale).

Il Quadro Conoscitivo della Variante. Sulla base dei dati sopra descritti è stato realizzato il Quadro Conoscitivo costituito da:

- Tavola 1 – "Pianura: Carta degli elementi geologici che possono determinare effetti locali" (costituita da un unico Foglio in scala 1:65.000)
  - ghiaie di conoide affioranti
  - sabbie prevalenti
  - limi e argille
  - sedimenti fini sovrastanti le conoidi
  - aree di cava, discariche e depositi terre di scavo
  - Ghiaie di conoide amalgamate sepolte (Pleistocene sup. – Olocene)
  - Ghiaie sepolte del subsintema di Villa Verrucchio – AES7 (Pleistocene sup.)
  - Ghiaie sepolte del subsintema di Ravenna – AES8 (Olocene)
  - Isobate del tetto delle ghiaie sepolte (quota m.s.l.m.)
  - Isobate della base dei depositi di AES = 450.000 anni (quota m.s.l.m.)
  - Isobate della base del depositi alluvionali di AEI = 650.000 anni (quota m.s.l.m.)
- Tavola 2 "Appennino: Carta degli elementi geologici che possono determinare effetti locali" (costituita da n. 7 Fogli complessivi in scala 1:25.000)
  - faglie e/o discontinuità
  - frane attive
  - frane quiescenti
  - depositi di versante
  - depositi alluvionali
  - aree di cava, discariche e depositi terre di scavo
  - substrato rigido
  - substrato non rigido
  - aree della Vena del Gesso
  - scarpate rocciose con acclività maggiore di 50°
  - aree con acclività comprese tra:
    15° e 30°
    30° e 50°.

La Carta provinciale degli effetti locali attesi (tavola 2C). Dal confronto delle carte di analisi del Quadro Conoscitivo, accorpando le diverse combinazioni lito-morfologiche, è derivata una cartografia di piano che sintetizza le aree suscettibili di effetti locali con il tipo di

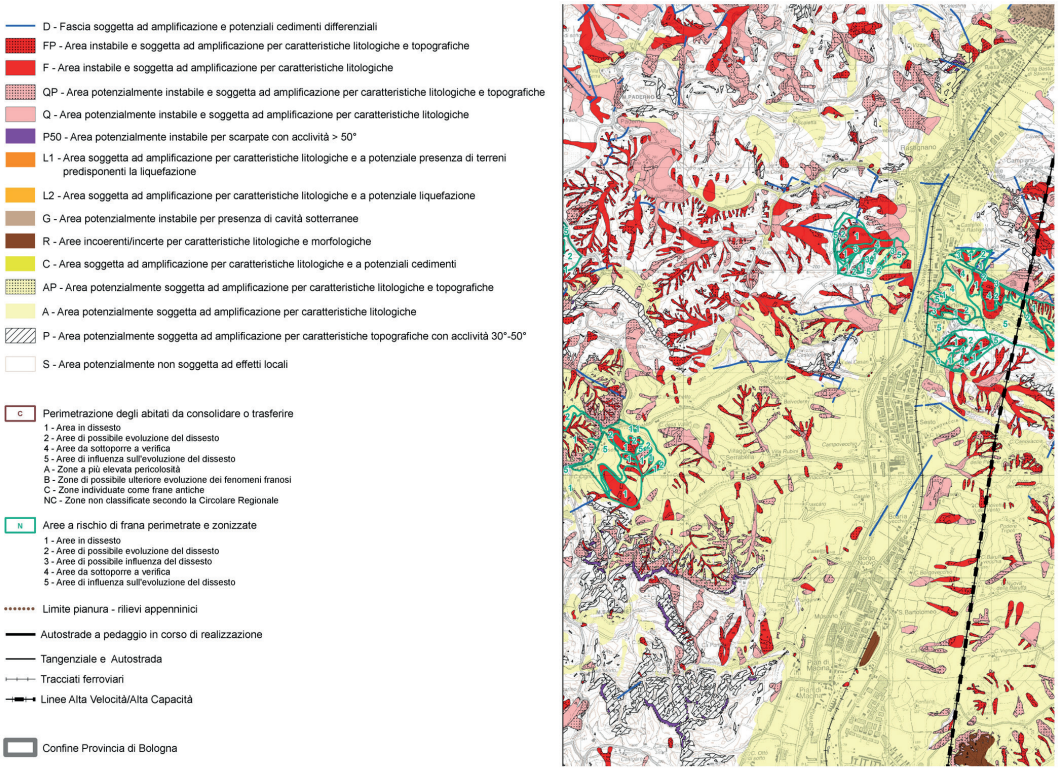


Fig. 2: Legenda della Carta provinciale degli effetti attesi (tav. 2C)

effetti sismici attesi. La tavola risulta costituita da un foglio in scala 1:65.000 per il territorio di pianura e 7 fogli in scala 1:25.000 per il territorio di collina e montagna. Tuttavia si precisa che tale cartografia è stata realizzata alla scala 1:10.000 per l'Appennino e 1:25.000 per la pianura ed è disponibile in formato digitale (Fig. 2).

È opportuno sottolineare che il documento cartografico finale così ottenuto, non è una carta di microzonazione sismica, poiché è basato solo su informazioni qualitative, senza il supporto di indagini geotecniche, geofisiche e analisi di risposta sismica locale specifiche (elaborazioni queste necessarie per quantificare il comportamento dei terreni in caso di sollecitazioni sismiche). Ciò nonostante, questa cartografia costituisce sicuramente un livello di conoscenza propedeutico e di partenza, necessario per gli studi comunali di microzonazione sismica, poiché, localizzando aree a diversa pericolosità, fornisce preziose indicazioni per la localizzazione e il tipo di indagini da realizzare; in questo senso, la "Carta degli Effetti Locali Attesi" della Provincia di Bologna costituisce un "primo livello di approfondimento" a scala territoriale per gli studi di microzonazione sismica.

Va inoltre puntualizzato che l'elaborazione proposta per la Tav. 2C, poiché si basa esclusivamente su dati a vasta scala, è da ritenersi valida solo a scala sovracomunale provinciale, mentre alla scala comunale è possibile che la quantità e la distribuzione dei dati già disponibili permettano l'elaborazione di una carta meglio definita nei perimetri delle aree individuate, ovvero servano indagini per verificare la reale presenza ed estensione delle condizioni che possono determinare effetti locali e realizzare la carta adeguatamente documentata ad una scala di maggiore dettaglio (1:5.000 per il territorio urbanizzato e da urbanizzare).

Infine, i dati di questa carta sono utili anche per una più reale elaborazione degli scenari di danno ai fini della pianificazione dell'emergenza (piani provinciali di protezione civile), in

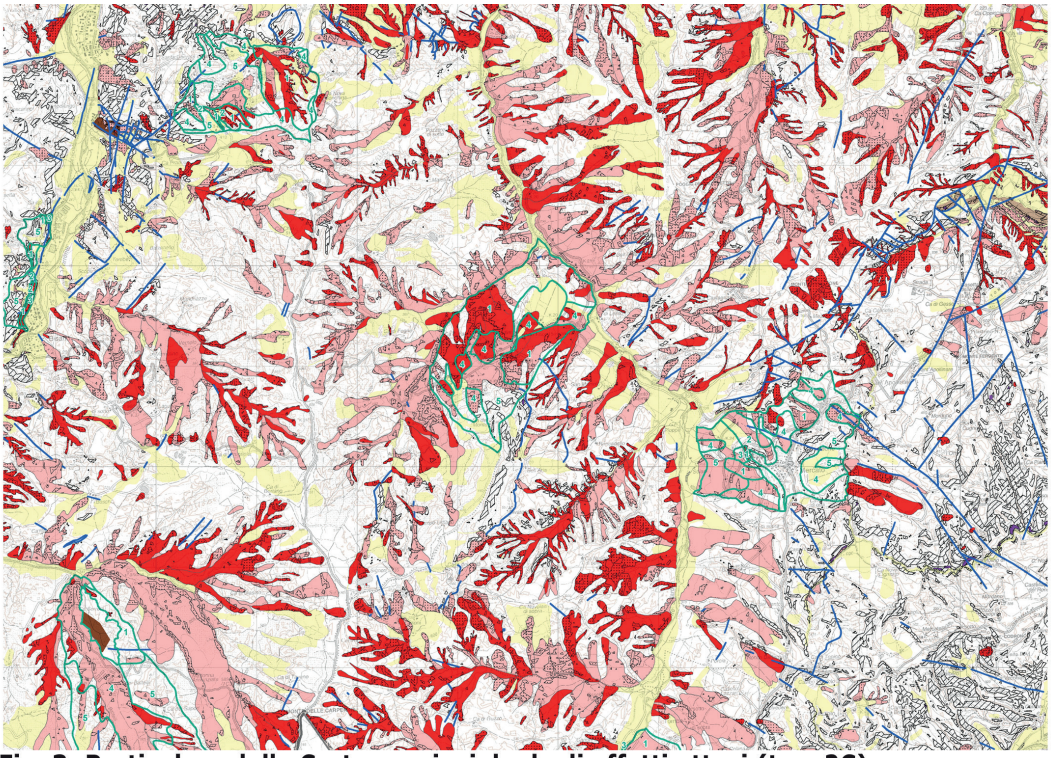


Fig. 3: Particolare della Carta provinciale degli effetti attesi (tav. 2C) In rosso le frane attive (FP,F)

quanto permettono di considerare la distribuzione degli effetti tenendo conto, ad una scala adeguata, anche delle condizioni geologiche e topografiche.

Norme di attuazione in materia di riduzione del rischio sismico (art. 6.14). Come detto la normativa vigente in materia stabilisce che la "Pianificazione Provinciale", attraverso il PTCP, debba fornire indicazioni per attuare la riduzione del rischio sismico, individuando i limiti e le condizioni per una pianificazione corretta e sicura del territorio, dando disposizioni ai Comuni su come e dove effettuare i successivi livelli di approfondimento, come definiti dalla DAL 112/2007. A tal fine la Provincia di Bologna ha assunto come principio base per l'elaborazione della Variante l'esclusione dalla edificazione delle "frane attive" (identificate con le sigle FP, F), come derivate dalla carta dell'inventario del dissesto regionale (Fig. 3); ciò in analogia alla normativa già vigente per le "Zone 1 Aree in dissesto" dei Piani Stralcio per l'Assetto Idrogeologico dell'Autorità di Bacino del Fiume Reno.

In generale la norma precisa che la Tav. 2C costituisce un primo livello di approfondimento, ossia opera una prima distinzione delle aree sulla base degli effetti locali attesi e, per ciascuna tipologia di esse, indica le indagini e/o analisi di approfondimento che devono essere effettuate dagli strumenti di pianificazione successivi, nonché indicazioni normative sugli interventi ammissibili nelle aree caratterizzate da pericolo sismico elevato. I Comuni, nell'ambito della redazione degli strumenti urbanistici, sono chiamati ad approfondire, integrare ed eventualmente modificare sul proprio territorio le perimetrazioni individuate nella Tav. 2C, determinando anche un assetto delle aree diverso da quello individuato dalla provincia, senza che ciò comporti la necessità di variante del PTCP medesimo. Una volta effettuato tale approfondimento, sulle aree individuate dagli strumenti urbanistici Comunali valgono le disposizioni dell'art. 6.14 del PTCP, che risulta quindi prescrittivo.

Entrando nello specifico delle principali aggregazioni geologiche individuate nella norma del piano, le disposizioni condivise con i comuni in sede di procedimento di Variante sono:

- per quanto riguarda le Faglie e/o discontinuità tettoniche (identificate con sigla D) si precisa che per tali aree sono da effettuarsi approfondimenti di III° livello solo qualora le faglie individuate nella Tavola attraversino aree interessate da previsioni urbanistiche. Tale approfondimento comunale più che essere finalizzato a stabilire lo stato di attività della faglia (nell'Appennino bolognese non sono finora state segnalate faglie attive e capaci come definite negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" 2008), ha lo scopo di approfondire l'effettiva risposta sismica locale in corrispondenza delle stesse e qualora gli esiti confermassero lo stato di instabilità e di pericolosità sismica, alle aree interessate dalle faglie saranno da applicare le limitazioni e la disciplina delle frane attive (FP, F);
- per le aree instabili ovvero le Frane Attive (FP pendenti >=15°e F <15°) come già detto la norma non ammette nuove trasformazioni urbanistiche e territoriali, compresa la realizzazione nei suoli pendenti di edifici anche se finalizzati all'attività agricola. In queste aree le indagini di III° livello sono richieste nei casi in cui vi ricadano interventi collegati alle infrastrutture di pubblica utilità. È inoltre specificato nella norma che le limitazioni alla edificazione previste per le zone FP e F non si applicano alle previsioni urbanistiche e agli interventi edilizi negli ambiti urbani consolidati, quando questi sono in attuazione di previsioni del Piano Regolatore Generale (residui di pianificazione), o di POC, PUA o RUE adottati prima della variante al piano;
- per le frane Quiescenti (QP pendenti >=15°e Q <15°) le indagini di III° livello sono necessarie per verificare il grado di stabilità del versante in condizioni dinamiche e nel caso di instabilità saranno da applicare le limitazione delle frane attive;
- per le scarpate con acclività >50° (P50) richiedono valutazioni del coefficiente di amplificazione topografico, della stabilità lungo il pendio in condizioni sismiche e nell'area di influenza di eventuali crolli (approfondimenti di III° livello) da svolgere nel caso di interventi per infrastrutture e impianti di pubblica utilità non diversamente localizzabili (unici interventi ammessi). Gli approfondimenti dovranno anche definire una fascia di rispetto di inedificabilità a monte e a valle della scarpata stessa;
- per le aree soggette a liquefazione sono state individuate due sottoclassi di suoli: - identificati con sigla L1, aree in cui si ritiene possibile la presenza di sabbie sottofalda nei primi 20 m (condizione da accertare), - e aree con presenza accertata di sabbie prevalenti sottofalda nei primi 20 m identificate con sigla L2; per operare in tali aree è necessario svolgere approfondimenti di III° livello;
- le aree collinari del nostro territorio interessate dalla "Vena del Gesso", sono state valutate potenzialmente instabili per la presenza di cavità sotterranee (sigla G), gli approfondimenti di III° livello dovranno verificare lo stato di pericolosità e conseguentemente definire gli interventi ammissibili;
- una classe di terreni incoerenti e incerti per caratteristiche litologiche e morfologiche sono le Aree di cava, di discariche e i depositi terre di scavo (R), ove sarà il III° livello a definire le modalità di possibile utilizzo;
- Per quanto riguarda gli interventi edilizi diretti in ambito agricolo rurale, in aree classificate dal piano provinciale come frane attive, il relativo Permesso a costruire potrà essere rilasciato a fronte di una relazione geologica-sismica che dimostri lo stato di "inattività" della frana. Qualora questo studio accerti e confermi la presenza della frana attiva si applica il divieto a realizzare nuovi interventi edilizi. Nel caso invece degli interventi edilizi sul patrimonio edilizio esistente si precisa che in aree classificate FP e F sono ammessi tutti quelli che non comportino ampliamenti rispetto alla superficie esistente, ossia che non aumentino di carico antropico.

Rispetto alla cartografia di Piano e alle norme descritte lo strumento urbanistico comunale, ovvero il PSC, limitatamente alle parti del territorio urbanizzato, urbanizzabile, ambiti di

sostituzione o riqualificazione e alle fasce destinate alle nuove reti infrastrutturali e per la mobilità, dovrà:

a. effettuare il I° livello di approfondimento, identificando le aree caratterizzate dalla necessità di secondo o terzo livello e individuare le aree che non necessitano di alcun approfondimento;
b. realizzare la Microzonazione sismica (II° Livello) alla scala 1:5.000 e fornire indicazioni circa le indagini e gli approfondimenti geologici e sismici da effettuarsi nei successivi strumenti di pianificazione urbanistica (POC, PUA e RUE);
c. individuare quelle aree in cui è prevista la realizzazione di opere di rilevante interesse pubblico classificate strategiche in base alla DGR n. 1661 del 2009 per le quali è comunque necessario effettuare le indagini specifiche di III livello di approfondimento.
d. definire prescrizioni normative per la riduzione del rischio sismico, fornendo indicazioni, limitazioni e condizioni per la realizzazione di interventi di trasformazione per le diverse parti del territorio analizzate, in coerenza con quanto disposto dalla norma del piano provinciale descritta.

I risultati degli studi di microzonazione sismica costituiscono prescrizioni da rispettare per la progettazione ai sensi della DGR 1373/2011, fornendo informazioni utili per l'analisi della risposta sismica. In ogni caso, ogni qualvolta sia richiesto il III° livello di approfondimento, non è consentita la stima della risposta sismica locale tramite l'approccio semplificato previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni di cui al D.M. 14 gennaio 2008.

Riconoscimenti: la Variante al Piano Provinciale descritta è il risultato di un lavoro di gruppo di tecnici della Provincia di Bologna e della Regione Emilia Romagna che ringrazio per la preziosa collaborazione.

ATTIVITÀ DI PREVENZIONE SISMICA NELLA REGIONE LAZIO

A. Colombi
Regione Lazio, Direzione Regionale Infrastrutture, Ambiente e Politiche Abitative

Introduzione. A partire dal 2010 fino al 2017, le Regioni italiane riceveranno dallo Stato contributi per la realizzazione di studi di Microzonazione Sismica (MS) e Interventi strutturali su Edifici Strategici pubblici ed Edifici Privati, con l'obiettivo di esercitare azioni di prevenzione e mitigazione del Rischio Sismico (L. 77/2009).

Il processo di conoscenza avviato sta portando anche a una crescita culturale dei Professionisti, siano essi Ingegneri, Architetti o Geologi, a un avvicinamento del mondo scientifico-accademico alle reali situazione di applicabilità delle norme e regole in materia di rischio sismico, togliendolo dal suo dorato isolamento in cui si era sempre mantenuto, e infine a un miglioramento delle metodologie di studio finalizzate a definire le caratteristiche, in senso lato, della risposta sismica del sistema terreno-opera.

In questa ottica la Regione Lazio (Regione) sta continuando la sua opera di prevenzione sismica partita realmente, dopo un lungo periodo di silenzio durato prevalentemente fino al 2003, con la riclassificazione sismica a seguito dell'OPCM 3274/03 e continuata in modo sempre più crescente partecipando, appoggiando e coofinanziando le iniziative che lo Stato proponeva alle Regioni.

È necessario dire che in realtà la Regione già dal 1999 aveva inserito nella propria normativa di pianificazione i concetti di pericolosità e rischio sismico, MS e Edifici Strategici, obbligando ad inserire nelle relazioni geologiche a corredo della strumentazione urbanistica, carte e studi di merito (DGR 2649/99).

L'obiettivo è quello di raggiungere in pochi anni la conoscenza della pericolosità sismica locale di tutti i comuni della Regione andando oltre il limite di accelerazione attesa al suolo (a_g) uguale o maggiore di 0.125g, imposta per normativa (OPCM 3907/10).

Il territorio della Regione è esposto a diversi rischi naturali, tra cui quello sismico. Nel corso degli ultimi 150 anni ci sono stati risentimenti con danneggiamenti e perdite di vite umane per il terremoti avvenuti nella zona di Avezzano (1915), di San Donato Val Comino (1984), terremoto dell'Umbria-Marche (1997) e per l'evento sismico che ha colpito la zona dell'Aquilano nel 2009. Inoltre terremoti di media intensità, ma molto frequenti, avvengono nella zona viterbese e dei Colli Albani, mentre terremoti molto forti, ma relativamente poco frequenti, avvengono invece nelle zone appenniniche della provincia di Rieti e del basso Frusinate.

La zonazione sismica della Regione in base alla DGR Lazio n. 387/09 prevede tre zone sismiche e i 378 comuni sono classificati in percentuale rispetto alla superficie, alla popolazione e al numero di comuni totali secondo quanto indicato nella Tab. 1:

Tab. 1 – Rapporto fra zone sismiche e percentuale di comuni, popolazione e superficie.

Zona Sismica	% Comuni	% Popolazione	% Superficie
1	10.6	2.3	11.8
2	65.4	53.7	56.0
3	24.0	44.0	32.2

Dopo il terremoto del Molise 2002, quando 27 bambini morirono nel crollo della scuola di San Giuliano di Puglia, una serie di iniziative a scala nazionale furono implementate per la mitigazione del rischio sismico.

Attività di Prevenzione. Anche la Regione, come le altre regioni italiane, ha formulato il suo piano di prevenzione sismica che si divide in a) misure non strutturali e b) misure strutturali. Le attività di Prevenzione Sismica che la Regione sta svolgendo dagli inizi del 2000, fortunatamente sempre in tempo di pace sismica, si orienta su cinque filoni principali.

1. Pericolosità sismica di base (Zonazione Sismica);
2. Effetti locali per amplificazione di sito a seguito di un terremoto (MS);
3. Verifiche Sismiche e Interventi di Adeguamento Sismico su edifici strategici o rilevanti ai fini di Protezione Civile;
4. Normativa, Linee Guida e regolamentazioni per la prevenzione sismica in sede di pianificazione urbanistica e territoriale;
5. Formazione e Divulgazione.

Relativamente alle misure non strutturali, sono sati predisposti corsi di formazione sulle nuove norme tecniche emanate in Italia dopo il 2003, sono stati effettuati studi per la riclassificazione sismica del territorio avvenuta con due atti normativi nel 2003 e nel 2009 (DGR 387/09) il cui risultato è visibile nella tabella sopra evidenziata. Inoltre sono stati eseguiti studi pilota in MS che hanno permesso di redigere delle Linee Guida Regionali (DGR 545/10).

Questo ultimo punto presenta un carattere di eccellenza nella Regione in quanto la MS costituisce un valido e ormai riconosciuto strumento per analizzare la pericolosità sismica locale applicabile alla pianificazione urbanistica, territoriale e per l'emergenza. Ai fini pianificatori è fondamentale identificare qualitativamente e/o quantitativamente gli effetti di amplificazione del moto sismico e di instabilità attraverso una serie di azioni che, partendo dai risultati delle analisi di pericolosità sismica di base, analizzino i caratteri sismici, geologici, geomorfologici e geologico-tecnici del sito. La Regione ha previsto l'erogazione di aiuti economici sotto forma di contributo per la predisposizione dei Livelli di MS di Livello 1 (livello di base) per tutti i Comuni del Lazio (DGR 545/10). Nel periodo 2010-2012 La Regione con tre diversi atti normativi ha strutturato l'esecuzione dei tre livelli di Microzonazione Sismica sul territorio regionale (DGR 545/10, DGR490/11, DGR 535/12). Come punta di eccellenza è l'emanazione di Abachi Regionali per il secondo livello (DGR 490/11) che al momento appaiono gli unici emanati a livello regionale dopo gli Indirizzi e Criteri Nazionali emanati nel 2008 (ICMS – GdL 2008).

La Regione è oggi, forse, una delle poche regioni italiane in cui gli studi di MS sono stati regolamentati e resi vincolanti per il governo del territorio e per la pianificazione urbanistica, con l'adozione dei risultati da parte delle autorità locali come si evince in Fig. 1.

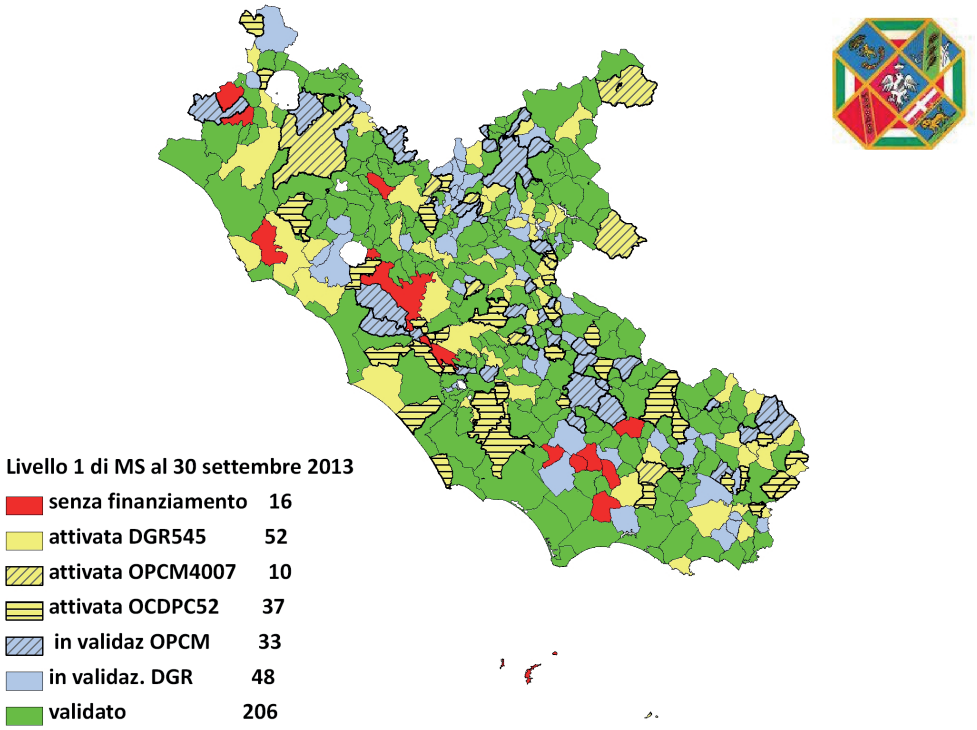


Fig. 1 – Studi di Livello 1 di MS programmati nella Regione Lazio.

Sempre tra le misure non strutturali è stato implementato un piano di verifiche del livello di adeguatezza sismica di edifici strategici e rilevanti. Le verifiche sismiche e gli interventi di adeguamento sismico su edifici strategici hanno la funzione di fotografare lo stato strutturale degli edifici costruiti prima dell'entrata in vigore delle norme antisismiche in Italia (anni 1983/84), in relazione alle nuove norme tecniche sulle costruzioni (DM 2008).

Il primo passo è stata la definizione di Edifici strategici e rilevanti (OPCM 3274/03) attraverso un programma regionale e sono state finanziate, congiuntamente allo Stato, verifiche sismiche per le due annualità come indicato in Tab. 2.

Tab. 2 – Piano Regionale per le Verifiche Sismiche nelle annualità 2004-2005.

	Primo anno numero delle strutture	Primo anno Fondi in €	Secondo anno numero delle strutture	Secondo anno Fondi in €
VERIFICHE	**562**	8.861.911	**595**	7.259.313
INTERVENTI	**5**	5.460.000	**8**	6.000.000
TOTALE	**567**	14.321.911	**603**	13.259.313
Totale nelle due annualità	**1170**	27.581.224		
Totale fondi regionali		13.233.994		
Totale fondi Stato		14.347.230		

Si doveva verificare, quindi, quale fosse il rapporto di capacità strutturale dell'edificio e la domanda da normativa. Il rapporto che ne deriva è il cosiddetto *Indice di Rischio Strutturale* che sta a significare il grado di allineamento della struttura con le nuove norme tecniche.

Alla fine del processo di verifica delle due annualità, 1107 edifici sono stati verificati sismicamente; la Regione ha pubblicato una Delibera di Giunta con la graduatoria in base all'IR (DGR 220/11) e nella figura 1 si nota come le Scuole raggiungano quasi il 53% degli edifici.

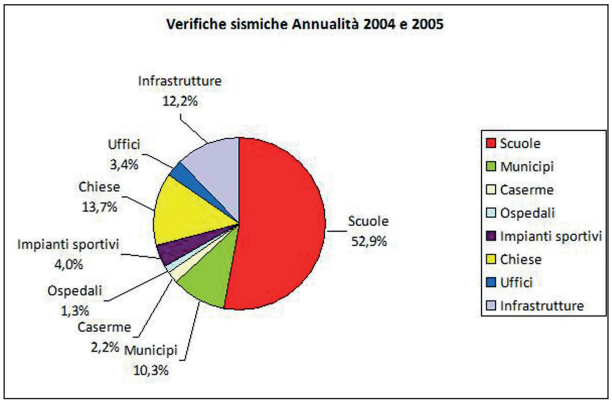


Fig. 2 – Risultato delle verifiche sismiche eseguite nella Regione Lazio.

Quasi il 53% delle strutture verificate sono Scuole, seguite da Chiese (>13%), Infrastrutture (>12%) e Municipi (>10%).

In termini di risultato strutturale, quindi, più del 50% degli edifici sottoposti a valutazioni sismiche presenta un rischio strutturale, mentre il 33,7% presenta un rischio medio e solo il 15,5% degli edifici è in linea con i codici tecnici reali.

La scelta operata dalla Regione fu quella di focalizzare le verifiche preferibilmente e preliminarmente all'interno dei Comuni classificati in Zona Sismica 1 e 2. Il 20% delle verifiche sono state eseguite su strutture in Zona Sismica 1. Più del 66% delle strutture verificate si trovano in situazione pianeggiante o sub-pianeggiante, mentre soltanto il 13% in situazione di possibile forte amplificazione topografica (T3 o T4). Per quanto riguarda l'amplificazione di sito dovuta alla stratigrafia locale, più del 27% delle strutture poggiano su un suolo tipo A. Più del 57% si trova su suoli di tipo B o C. Meno del 10% si trovano in categoria di suolo D, la peggiore. Più del 9% si trova su suoli di tipo E.

Quasi il 60% delle strutture verificate sismicamente sono in muratura e circa il 35% in cemento armato. Tutte le strutture sono state costruite prima del 1980, ma molte di queste addirittura prima del 1900. Il 61% presentano regolarità in pianta e in altezza. Il Programma prevedeva che il Professionista potesse scegliere il metodo di analisi (lineare o non lineare) per ottenere il dato di capacità della struttura da verificare. Circa il 48% ha scelto il metodo di analisi non lineare (la maggioranza ha eseguito la Push-Over) e più del 50% l'analisi lineare con preferenza per la Dinamica Modale.

Facendo riferimento alla storia della zonazione sismica italiana e all'evoluzione delle Norme Tecniche dal 1908 (*Terremoto di Messina*) fino al 1984 (*prima vera zonazione sismica nazionale*), possiamo identificare tre anni fondamentali (Tabb. 3 e 4):

- *1917, anno delle norme tecniche dopo il terremoto di Avezzano (parte dei Comuni Laziali furono classificati);*
- *1950, inizio della ricostruzione dopo la fine della seconda guerra mondiale;*
- *1976, anno dell'emanazione delle nuove Norme Tecniche (per allora).*

Tab. 3 – Percentuale strutture in muratura in relazione al valore di IR e all'anno di costruzione.

	prima 1917	1917-1950	1950-1976	dopo 1976
Alto Rischio ($\alpha \leq 0.3$)	68,9%	65,3%	49,4%	0,0%
Medio Rischio ($0.3 < \alpha < 0.7$)	26,1%	24,0%	32,7%	0,0%
Basso Rischio ($\alpha \geq 0.7$)	5,0%	10,7%	17,9%	100,0%

Tab. 4 – Percentuale strutture in ca in relazione al valore di IR e all'anno di costruzione.

	prima 1917	1917-1950	1950-1976	dopo 1976
Alto Rischio ($\alpha \leq 0.3$)	75,0%	68,8%	71,9%)	81,3%
Medio Rischio ($0.3 < \alpha < 0.7$)	25,0%	12,5%	18,4%)	6,3%
Basso Rischio ($\alpha \geq 0.7$)	0,0%	18,8%	9,6%)	12,5%

I risultati delle verifiche sismiche forniscono le informazioni per decidere la priorità per le misure strutturali. In seguito la classifica in base al valore dell'indice di rischio e identificato da un atto di legge regionale nel 2011, i primi 70 edifici strategici o scuole opere di riabilitazione sono stati finanziati per un totale di circa 40 milioni.

Sulla base dell'elenco delle strutture indicato dalla DGR Lazio n. 220/11, per finanziare gli interventi di tutti i 1107 edifici strategici e/o rilevanti servirebbero:

- per l'Adeguamento sismico (costo 200 €/m^3) € 1.037 Ml, cioè equivalente a 188 €/residente del Lazio ovvero 432 €/famiglia laziale;
- per il Miglioramento Sismico (costo 150 €/m^3) € 777 Ml.

Per finanziare gli interventi dei 240 edifici ad Alto Rischio (IR≤0.1) servirebbero invece:

- per l'Adeguamento sismico € 279 Ml, cioè equivalente a 50 €/residente del Lazio ovvero 99 €/famiglia laziale;
- miglioramento Sismico € 209 Ml.

Sommando i costi per gli interventi per il dissesto idrogeologico si arriva a circa 1.900 Ml di €, circa il 6.6% del bilancio regionale che per il 2013 è di circa 30.000 Milioni di Euro.

Sviluppi futuri. Come misure non strutturali saranno realizzate una piattaforma GIS per la valutazione del rischio sismico in tempo reale, tenendo conto sia dei risultati della MS che i risultati delle verifiche sismiche. Lo strumento consente la pianificazione di misure strutturali e per la pianificazione di emergenza.

- Coprire la totalità degli edifici strategici e rilevanti, almeno di proprietà pubblica e in zona sismica 1, 2A e 2B.
- Incrementare il finanziamento per gli interventi di adeguamento o miglioramento sismico degli edifici già verificati.
- Coordinamento con le diverse strutture regionali per ottimizzare le risorse impiegate ed evitare perdita di finanziamenti.
- Soprattutto far crescere la responsabilità nei proprietari che è fondamentale adeguare sismicamente un edificio piuttosto che rifare i bagni o i pavimenti.

Bibliografia

DGR Lazio n. 220 del 22 maggio 2011 - *Elenco programmatico delle strutture strategiche o rilevanti (edifici e ponti) sottoposte a verifiche sismiche per l'Annualità 2004 e 2005, ai sensi dell'Art. 2 dell'OPCM 3274/2003 e dell'All. 2 della DGR Lazio n. 387/2009, per la riduzione del rischio sismico.*

DGR Lazio n. 387 del 22 maggio 2009 - *Nuova classificazione sismica del territorio della Regione Lazio in applicazione dell'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28 Aprile 2006 e della DGR Lazio 766/03*;

DGR Lazio n. 490 del 21 ottobre 2011 - *Approvazione degli Abachi Regionali per gli studi di Livello 2 di Microzonazione Sismica ai sensi della DGR Lazio n. 545 del 26 dicembre 2010 e delle relative procedure di applicazione nell'ambito del rilascio del parere ai sensi dell'art. 89 del DPR del 6 giugno 2001 n. 380.*

DGR Lazio n. 535 del 2 novembre 2012 - *Modifiche alla DGR Lazio n. 545 del 26 novembre 2010 e alla DGR Lazio n. 490 del 21 ottobre 2011.*

DGR Lazio n. 545 del 26 novembre 2010 - *Approvazione Linee Guida per l'utilizzo degli Indirizzi e Criteri generali per gli studi di Microzonazione Sismica nel territorio della Regione Lazio di cui alla D.G.R. n. 387/2009. Modifica della D.G.R. n. 2649/1999.*

DGR Lazio n. 2649 del 18 maggio 1999 - *Linee guida e la documentazione per l'indagine geologica e vegetazionale in estensione alla L. 64/74*;

Decreto Ministeriale Infrastrutture e Trasporti del 14 gennaio 2008 - *Nuove Norme Tecniche per le costruzioni*;

Gruppo di lavoro MS (2008) - Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province Autonome, 3 vol. e DVD.

Legge del 24 giugno 2009, n. 77 - *Conversione in legge, con modificazioni, del decreto-legge 28 aprile 2009, n. 39, recante interventi urgenti in favore delle popolazioni colpite dagli eventi sismici nella regione Abruzzo nel mese di aprile 2009 e ulteriori interventi urgenti di protezione civile*;

Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003 e s.m.i. - *Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica*;

Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3907 del 13 novembre 2010 - *Contributi per gli interventi di prevenzione del rischio sismico.*

LA MICROZONAZIONE SISMICA QUALE STRUMENTO DI MITIGAZIONE DEL RISCHIO A SUPPORTO DELLA PIANIFICAZIONE

R. Cultrone
Dip. Regionale della Protezione Civile, Palermo

Introduzione. Il rapporto tra paesaggio nelle sue diverse forme (naturale, forestale, agricolo) e centro storico è molto stretto, entrambi contribuiscono a dare forma e carattere identitario al territorio che li accoglie e, spesso, succede che ciascuno dei due viva in funzione dell'altro, attraverso reciproci scambi e secondo un equilibrio faticosamente stabilito nel tempo ma troppe volte messo in pericolo per cause naturali (fenomeni di dissesto, calamità) o per incuria dell'uomo. Il rischio sismico interessa vaste parti del territorio nazionale in qualche caso fortemente urbanizzate e può indurre nel territorio colpito anche per eventi di lieve entità, trasformazioni socio-economiche di un certo rilievo. Per tale ragione la questione si pone in termini di rilevanza nazionale tenuto conto anche del valore del patrimonio edilizio esposto (centri storici e beni culturali), della pericolosità di certe aree e della vulnerabilità del patrimonio edilizio. Ad oggi la risposta in termini di prevenzione è stata debole a fronte delle molteplici occasioni di rigenerazione e riqualificazione dei tessuti urbani. La prevenzione è affidata soprattutto alla normativa tecnica sulle nuove costruzioni e ai programmi straordinari di finanziamento per la ricostruzione post evento anzicché a procedure che possano consentire la trasformazione dei contesti urbani in condizioni ordinarie. Peraltro il patrimonio edilizio esistente non può essere sismicamente protetto in tempi ragionevoli quindi servono strumenti decisionali snelli affiancati da politiche pianificatorie di pronta assimilazione. Tale sforzo richiede necessariamente un coinvolgimento delle popolazioni nel processo di piano poiché qualunque iniziativa pianificatoria è destinata a fallire se calata semplicemente dall'alto senza una partecipazione al processo di formazione e di futura gestione.

Bisogna coniugare, quindi, tecniche e strumenti propri dell'urbanistica con la mitigazione della vulnerabilità sismica in ambiente urbano attraverso una metodologia che vede il piano come processo che tenga in conto tutti i soggetti che entrano in gioco. Processo in termini di sinergia, di copianificazione (tra le diverse amministrazioni con competenze diverse sul territorio), di coinvolgimento (di attori pubblici e privati) e di partecipazione (di utenti finali del piano urbanistico). L'approccio dell'urbanista è improntato ad una spiccata intersettorialità anche in conseguenza dei molteplici aspetti che entrano in gioco nella pianificazione se non altro riflesso della complessità del territorio e dei soggetti che entrano a far parte delle decisioni.

Accanto ad effetti di congestione e all'innegabile degrado sociale, gravante su contesti facilmente aggrediti dall'abusivismo edilizio, la mancanza di un'armatura urbana si riflette nel rapporto città storica/città nuova, da sempre sbilanciato a favore di quest'ultima. La parte vulnerabile dei nostri centri è, infatti, il centro storico che registra fenomeni di invecchiamento della popolazione, abbandono della residenza storica, scomparsa delle poche attività artigianali, legate alla produzione agricola.

I centri storici sono il dizionario della storia, contengono, come grandi atlanti, la nostra memoria e ce la tengono viva e presente in ogni istante riuscendo, così, a esprimere l'identità di ciascuno ossia il senso di appartenenza ad un contesto. Alle strategie di previsione e prevenzione il compito di mitigarne il rischio.

Il rischio sismico nella storia delle catastrofi siciliane. La storia delle catastrofi siciliane ha visto una successione storica di eventi calamitosi molto densa e variegata atteso che l'intero territorio regionale è soggetto a rischio sismico, idrogeologico, vulcanico, incendi boschivi e di interfaccia, ecc.. La presenza di rischi naturali e antropici ha, nel tempo, consentito di mettere a punto strategie di mitigazione dei rischi che, come nel caso del sisma del 1693 (Val di Noto) ha suggerito la delocalizzazione di intere città in altri siti (Noto, Avola, Ferla, Buccheri, etc...) o, come ne caso ibrido di Ragusa, che viene ricostruita sul sito arabo (Ibla) e, contestualmente trasferita in altro sito dove l'impianto ippodameo risulterà quello adottato.

I nuovi pianificatori del Val di Noto a seguito del sisma del 1693 sono Fra' Angelo Italia, Don Mario Spata, Don Calabrese, etc... per le ricostruzioni di Noto, Ragusa, Modica, etc... urbanisti illuminati che, sulla scorta dell'osservazione empirica, scelgono di trasferire alcune città in cui, a distanza di chilometri dall'epicentro si erano avuti danni maggiori che in zone più vicine e ciò, a distanza di secoli per la diversa accelerazione sismica legata proprio a quella disciplina che, alcuni secoli dopo, prenderà il nome di microzonazione sismica.

La necessità di tradurre in norme urbanistiche le regole del buon costruire già citate nel Vangelo in cui si evidenzia l'opportunità di scegliere la pietra da destinare a *testata d'angolo* e riprese con l'editto del Maresciallo Pignatelli (terremoto della Calabria del 1783) vedranno a Messina la formalizzazione delle norme costruttive di mitigazione del rischio sismico quali il rapporto altezza degli edifici/larghezza stradale esplicitate nel piano regolatore redatto dall'Ing. Borzì e che purtroppo dovranno aspettare l'entrata in vigore della Legge n. 64/74 per essere estese all'intero territorio nazionale.

Messina a quell'epoca gestiva in Sicilia le attività commerciali e culturali. Messina era alleata di Luigi XIV e nell'Ottocento aveva ricche industrie chimiche di trasformazione dell'acido citrico. Il commercio internazionale a seguito del terremoto del 1908 venne deviato su Catania e Messina decadde da tale privilegio. Il 1908 ci fa vedere la gestione del terremoto in modo centralizzato, subito dopo il sisma, infatti, con Giolitti Presidente del Consiglio che interviene in regime straordinario, i soccorsi in emergenza vengono mandati subito poiché la notizia giunge a Roma immediatamente per telegrafo. Viene inviata tempestivamente la flotta da Napoli all'indomani del disastro e contestualmente si dichiara lo stato d'assedio il che demandò i poteri di protezione civile all'autorità militare. L'esercito nei primi venti giorni fucilò 200 uomini per sciacallaggio. I problemi di ordine pubblico sono posti in primo piano in una società flagellata dal sisma. I soccorsi vedono l'immediata sistemazione dei superstiti in baracche. Le avverse condizioni meteo connesse alla data in cui si verifico l'evento (era il 28 dicembre) contribui a rendere ancora più complesso l'intervento in emergenza. Si assicurarono vitto e alloggio alla popolazione e il re si recò immediatamente sui luoghi. Nel gennaio del 1909 viene varata la prima legge speciale per Messina. Tale legge opera due scelte:

1. stanzia forti somme (30 milioni di lire del tempo) ossia circa 100 milioni di euro;
2. si approva una addizionale all'imposta di fabbricazione (oggi IVA). Che fu nella misura del 2% i cui proventi vanno alla ricostruzione e quindi, tale aliquota, si portò al 5%.

Nel 1912 l'Italia occupa la Libia e il 5% si applicò anche alle spese sulla Libia cui seguirono circa 70 anni di imposte e sovrimposte il cui calcolo vede 600 miliardi frutto dell'addizionale ma di questi a Messina ne giungono una minima parte (100 miliardi) poiché gli altri lo Stato li destina ad altro. L'incontro Stato centrale con le comunità locali pone diversi problemi. Nell'aprile del 1909 si ha la seconda legge speciale per Messina che è la legge per la ricostruzione ed è la prima legge di ricostruzione antisismica. Essa è articolata nel seguente modo:

1. organizzazione per isolati (viene chiamato Le Corbusier);
2. per legge si usò il cemento armato come materiale della ricostruzione;

3. i fondi per l'edilizia pubblica erano subordinati all'uso del cemento armato;
4. furono date prescrizioni esatte su sporgenze, tetti, ecc..

Il limite di tale legge è che, seppure moderna ed efficace, è speciale ossia si applica solo a Messina ma non nel resto d'Italia.

Nel 1910 si ha la terza legge per Messina e si decise di applicare una norma rivoluzionaria. Si pensò, infatti, di fare un consorzio dei danneggiati in cui ciascuno deve stimare cosa possedeva. Lo Stato azzerò e riassegnò ai privati, previa dimostrazione della situazione pre-sisma, i lotti attraverso un mutuo. Lo Stato rifonde i privati attraverso i mutui il valore dei beni in titoli per ricostruire a condizioni economiche vantaggiose quanto possedevano prima dell'evento calamitoso. Mutui trentennali, ridisegno della città, piano regolatore straordinario le strategie della terza legge per la costruzione di Messina.

La ricostruzione in altro sito si verificò anche nel caso di Messina per i quartieri esterni al centro storico flagellato. In Sicilia, dunque, il problema delle differenti accelerazioni sismiche si è posto anche nell'osservazione dei danni a seguito del terremoto del Belìce e sulla scorta di osservazioni, a volte anche compulsate dalla politica, si è deciso di trasferire intere città in siti con accelerazione sismica minore.

Il censimento di vulnerabilità sismica e microzonazione. L'emergenza post-sismica in Italia ha consentito di constatare, classificare e registrare il danneggiamento fisico degli edifici anche al fine di quantificarne il danno economico.

La schedatura di primo e secondo livello degli edifici messa al punto dal GNDT e dal CNR ha consentito di valutare gli effetti sugli edifici a seguito di sollecitazione sismica e anche sugli elementi non strutturali che li costituiscono pervenendo alla definizione di indici di vulnerabilità dei singoli edifici definiti anche sulla base di valutazioni approssimate della loro resistenza sismica.

La diversità delle definizioni di danno e delle metodologie per prevederlo, hanno reso molto problematico il confronto dei risultati raggiunti ed insoluta la stima della loro affidabilità, soprattutto quando le applicazioni hanno riguardato non edifici isolati, ma complessi gruppi di edifici interagenti.

Un certo progresso si è avuto negli anni '90, quando è stata pubblicata la scala macrosimica europea EMS98 (Grunthal 1998), prima come bozza nel 1993 e in versione definitiva nel 1998. In Italia questo progresso si è concretato con la messa a punto della scheda di rilevamento del danno AeDES, impiegata per la prima volta per il rilievo degli edifici danneggiati nella regione Marche a seguito del terremoto del 1997 e definitivamente pubblicata nel 2000.

Per microzonazione sismica (MS) si intende la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. In sostanza la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità.

L'approvazione degli *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica* da parte della Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome ha visto l'avvio di un importante passo avanti nella prevenzione e dei metodi da porre in essere per la mitigazione del rischio sismico. L'analisi della pericolosità sismica ha così assunto un ruolo necessario per le valutazioni relative alla pianificazione urbanistica, alla pianificazione dell'emergenza e alla normativa tecnica per la progettazione.

La Circolare dell'ARTA n. 57027/2012 (G.U.R.S. n.47 del 02/11/2012 parte I) per la redazione di strumenti urbanistici generali, attuativi e loro varianti abroga e sostituisce la circolare 31/01/1995, prot. n. 2222 (G.U.R.S. n. 23 del 29.04.1995) ed è vigente dal 1/11/2012.

L'art. 5 della Legge Regionale 11 Aprile 1981 n. 65 dispone che la *formazione degli strumenti urbanistici generali ed attuativi devono essere compatibili con gli studi geologici nel territorio interessato.*

In applicazione del citato art. 5 e nel quadro delle attività regionali per la mitigazione del rischio geologico e sismico, come disposto da normative vigenti (D.M.II.TT. 14/01/2008 ed

succ., ect..), la Circolare citata impartisce le istruzioni per la effettuazione degli studi geologici (con annesse indagini geognostiche) per la formazione, la revisione e l'adeguamento degli strumenti urbanistici generali ed attuativi.

Oltre a ribadire che lo studio geologico è parte integrante degli atti progettuali, la Circolare n.57027 contiene la ridefinizione della parte rivolta al rischio sismico con molti aspetti derivanti dalle Linee Guida per la Microzonazione Sismica, l'obbligo dell'informatizzazione e georeferenziazione dei dati cartografici secondo i parametri della Direttiva Europea INSPIRE, l'utilizzo di simbologie e descrizioni standardizzate dall`ISPRA e dal Progetto CARG, la rispondenza ai Piani Stralci (P.A.I.) ed alle Norme Tecniche per le Costruzioni.

Per i 390 comuni siciliani la classificazione sismica è, allo stato attuale, quella recepita con Delibera di Giunta Regionale. n. 408 del 19 dicembre 2003:

Individuazione, formazione ed aggiornamento dell'elenco delle zone sismiche ed adempimenti connessi al recepimento ed attuazione dell'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 20 marzo 2003, n. 3274:

- 27 rientrano in zona 1;
- 329 rientrano in zona 2;
- 5 rientrano in zona 3;
- 29 comuni rientrano in zona 4.

L'aggiornamento dello studio di pericolosità di riferimento nazionale previsto dall'OPCM 3274/03, è stato adottato con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28 aprile 2006.

Il nuovo studio di pericolosità, allegato all'OPCM n. 3519/2006, ha fornito alle Regioni uno strumento aggiornato per la classificazione del proprio territorio, introducendo degli intervalli di accelerazione (ag), con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni, da attribuire alle 4 zone sismiche.

Dal 1 luglio 2009 con l'entrata in vigore D.M. 14.01.2008 *Norme Tecniche per le Costruzioni,* per ogni costruzione ci si deve riferire ad una accelerazione di riferimento "propria" individuata sulla base delle coordinate geografiche dell'area di progetto e in funzione della vita nominale dell'opera.

Al DRPC è demandata l'informazione ai Comuni interessati circa lo stato degli studi di microzonazione sismica redatti nell'ambito del Piano nazionale per gli interventi di prevenzione del rischio sismico ai sensi della Legge n. 77/2009.

Le strategie per la mitigazione dei rischi. Le metodologie proposte per la mitigazione dei rischi hanno, altresì, manifestato la debolezza nel proteggere gli insediamenti urbani nel loro insieme. Tra i maggiori ostacoli vi è l'ingente bisogno di risorse pubbliche che porta a rinviare *sine die* gli interventi a carattere strutturale che la prevenzione richiede e che risultano fondamentali sia per la sicurezza dei cittadini che per quella degli insediamenti stessi, considerati come insieme di beni e di funzioni che vi si esplicano. Se, come nel caso del rischio sismico, prevenzione significa intervenire sul singolo edificio, è quasi scontato che l'ingente esborso pubblico possa trovare giustificazione morale e politica solo in presenza di disastri o di catastrofi.

Insostenibile da un punto di vista economico e finanziario è la scelta di messa a norma a tappeto dell'intero patrimonio esistente pertanto se gli interventi di salvaguardia dal terremoto sono rimasti ad oggi inattuati, la ragione principale sta nel fatto che sono troppo onerosi in termini di spesa pubblica, e altrettanto disincentivanti, sotto il profilo del rendimento economico nel caso di apporto finanziario privato.

È necessario, invece, proporre ipotesi che portino a priorità d'intervento, innanzi tutto in campo urbano attraverso:

1. adeguamento sismico delle vie di fuga e degli accessi ai suddetti edifici strategici;
2. miglioramento sismico del patrimonio storico e culturale;

3. miglioramento sismico (a parziale contributo pubblico) del patrimonio privato ricadente in prossimità di detti edifici strategici, delle *life lines*, degli spazi aperti di prima protezione in caso di evento sismico;
4. adeguamento o recupero delle reti tecnologiche e delle reti stradali in prossimità o di accesso agli edifici strategici.

Gli strumenti urbanistici regionali di mitigazione del rischio. Se è vero che la pianificazione norma l'uso dei suoli è parimenti vero che tale attività deve tenere conto delle fragilità a scala urbana e territoriale e coniugarle con le istanze della città in fase di rapida espansione e quindi di consumo illimitato di suolo negli anni 60-70 e di conservazione, recupero e riqualificazione negli anni 90-2000.

L'entusiasmo per la pianificazione strategica precipita in una profonda crisi negli anni novanta dovuti a differenti interpretazioni nell'utilizzo dei metodi ed alla capacità organizzativa dell'autorità locale promotrice del processo.

La crisi del piano regolatore che sembrava essersi superata con la pianificazione strategica, trova le sue radici nella inadeguatezza e fragilità nelle risposte dallo stesso fornite sia a breve che a lungo termine.

La componente tecnica del piano regolatore, troppo spesso accusata di esserne il principale limite, è quella che ha, comunque, garantito nella espansione delle città, il rispetto, almeno, di quei parametri minimi fissati dal D.M. 2 aprile 1968 n.1444 di cui tutti gli urbanisti si lamentano ma di cui nessuno, ad oggi, ha proposto alternative valide.

D'altro canto i continui processi di trasformazione urbana hanno evidenziato ritardi macroscopici nell'iter di approvazione dei piani regolatori che, in ultimo, con l'acquisizione della VAS sono paralizzati e giungono a fornire tardive risposte alle cogenti istanze pianificatorie. Strumenti pianificatori dunque più snelli, auspicabili al fine di rispondere con tempestività alle cogenti istanze territoriali.

Di certo però il regime vincolistico è prodromico alla fase di redazione dei piani e all'interno di essi deve essere chiaro quali siano i limiti che le istanze progettuali non possono valicare.

La pianificazione dei rischi viene troppo spesso vista come una pianificazione a se stante, lontana dalle consuete logiche pianificatorie e intesa solo come una operazione di polizia verso cui si tende a confinarla.

Solo negli ultimi anni ci si è resi conto della necessità che si lavori in direzioni univoche che garantiscano la sicurezza dell'uomo e dell'ambiente naturale e antropico in cui è insediato. La sicurezza dell'uomo deve, infatti, essere il primo obiettivo della società contemporanea e deve scaturire da una serie di attente analisi alle diverse scale.

Le analisi nella pianificazione costituiscono, infatti, fasi significative per la redazione degli scenari d'evento e consentono l'individuazione delle fragilità a scala urbana e territoriale cui il piano regolatore deve fornire risposte idonee attraverso programmazioni precise volte alla mitigazione del rischio e sulle sue componenti: *vulnerabilità, pericolosità* ed *esposizione*.

- Per il rischio sismico la mitigazione della *vulnerabilità* passa attraverso azioni *ex-ante* sui singoli edifici ponendo in essere interventi di resistenza passiva (cordoli sommitali e catene) o interventi di resistenza attiva sulle murature (quali il metodo CAM).

- La mitigazione dell'*esposizione* passa attraverso azioni idonee di riduzione della densità di popolazione in aree ad elevato rischio e, ad esempio, sul Vesuvio, si sta agendo attraverso incentivi che vanno erogati in favore di quanti si trasferiscono dalla zona rossa verso zone più sicure.

- La mitigazione della *pericolosità* si ottiene attraverso le reti di monitoriaggio che, in Sicilia, sono in fase di potenziamento e/o adeguamento attraverso l'attuazione della linea di intervento 2.3.1.C del PO FESR Sicilia 2007/2013. Le reti di monitoraggio consentono attraverso il Centro Funzionale Decentrato Multirischio Integrato della Protezione Civile, realizzato ai sensi della Direttiva 27.02.2004, di allertare in tempo utile la popolazione. Si valutano quindi le informazioni trasmesse dai *centri di competenza* (SIAS, Osservatorio

delle Acque e Corpo Forestale) e il Dipartimento Regionale della Protezione Civile (centro di competenza coordinatore delle attività del CFDMI) valuterà gli effetti al suolo delle piogge al fine di individuare le soglie di allerta per la popolazione.

Il rapporto società-pianificazione trova puntualmente dibattiti accesi nel post-emergenza. Si cerca di individuare i responsabili della catastrofe limitando alla fase di diramazione dell'allerta le responsabilità che vano invece estese all'assenza di azioni di mitigazione del rischio assunte in tempo di pace, nell'*ex ante*.

Il piano di protezione civile nelle diverse scale (comunale, provinciale e regionale) non è, dunque, da intendersi come una forma separata di pianificazione. Non si può dunque parlare di pianificazioni separate ma integrate in un unico piano che raccoglie le istanze del territorio e della gente che vi è insediata e, alla luce delle vulnerabilità alle diverse scale, si traduce in uno strumento efficiente ed efficace di pianificazione divenendo in centro storico piano di recupero antisismico.

La Regione Siciliana si è dotata nel 2010 del *Piano Regionale di Protezione Civile*, del *Piano Regionale della Rete eliportuale regionale*, del *Piano regionale delle vie di fuga* e delle *Linee guida per il rischio idrogeologico*.

Il caso di studio. Il caso di Ragusa, Ibla (Fig. 1) affascinante centro storico barocco del Val di Noto, realizzata in periodo arabo e ricostruita, su tale tessuto, a seguito del sisma del 1693, analizza i principali rischi e valutato le vulnerabilità presenti (diretta, indotta e differita) ed evidenzia che le attenzioni rivolte alla mitigazione del *rischio sismico* ed in particolare alla *vulnerabilità* può diventare anche volano economico se gli interventi previsti ai sensi della L.r. n° 71/78 e ss.mm.ii. sono attuati nel rispetto dei dettami della sicurezza della conservazione (riconoscibilità e reversibilità). Il caso di studio, vincitore del Premio Gubbio 2012 sezione tesi di laurea, ha indagato anche il rischio incendi di interfaccia la cui redazione a cura dei Comuni è divenuto obbligo di legge ai sensi della OPCM n° 3606/2007 evidenziando la vulnerabilità a tale rischio degli edifici che insistono sulla fascia di interfaccia (50 m) valutando idonee azioni da porre in essere ai fini del suo contenimento e contrasto.

Proposti gli interventi di cui alla L.r. n.71/1978 e le relative categorie di intervento, si è ravvisata la demolizione e ricostruzione intesa come *ristrutturazione edilizia* intervento non condivisibile atteso che dequalifica i centri storici in quanto ne viola l'identità e l'armonia storico strutturale sostituendo architettura con edilizia con una perdita secca della qualità architettonica degli edifici interessati da tali operazioni. Dietro l'impossibilità di recuperare strutturalmente il manufatto architettonico da sottoporre a *ristrutturazione edilizia* (intesa come demolizione e ricostruzione dell'edificio preesistente) spesso alberga l'intento di aumentare il numero di piani diminuendo l'interpiano preesistente. In un concetto manzoniano di città, i centri storici, vedono concorrere le piccole architetture quanto le grandi ad un'unica armonia che negli interventi di demolizione e ricostruzione trova discontinuità sia architettonica che strutturale.

Attraverso incentivi ai privati per la realizzazione di interventi sistematici di prevenzione dei rischi si ottiene un'azione duplice di rilancio economico e di conservazione alle generazioni future del patrimonio architettonico esistente. Tale principio di *sostenibilità architettonica* deve accompagnare il pianificatore nell'impegno di garantire alle generazioni future la fruizione dei centri storici in cui si coagula l'identità delle società ivi insediate con la stessa densità architettonica senza l'asportazione o sostituzione di brani.

Alle amministrazioni locali la responsabilità di dotare i comuni dei *piani comunali di protezione civile multi rischi* e non di semplici piani di settore quali quelli frettolosamente redatti ai sensi dell'O.P.C.M. n. 3606/2007 e di mitigare il rischio con ottiche all'insegna della prevenzione.

Le pratiche della ricostruzione connesse ad errate pianificazioni che hanno legittimato costruzioni in alvei dei fiumi spesso anche coperti o interrati per conquistare modeste porzioni di suolo a scapito della sicurezza e altre dissennate scelte devono tenere presenti le grandi

lezioni del passato, delle ricostruzioni *post-evento* e trarre insegnamento dalle scelte, a volte errate e a volte corrette, operate in passato.

Fallimentare, ad esempio, la delocalizzazione dopo il sisma del Belìce della città di Gibellina per la distanza eccessiva dal precedente centro e con modelli pianificatori e architettonici in distonia con quelli preesistenti.

Oggi Gibellina ha strutture e servizi per 50.000 abitanti e 5.000 residenti.

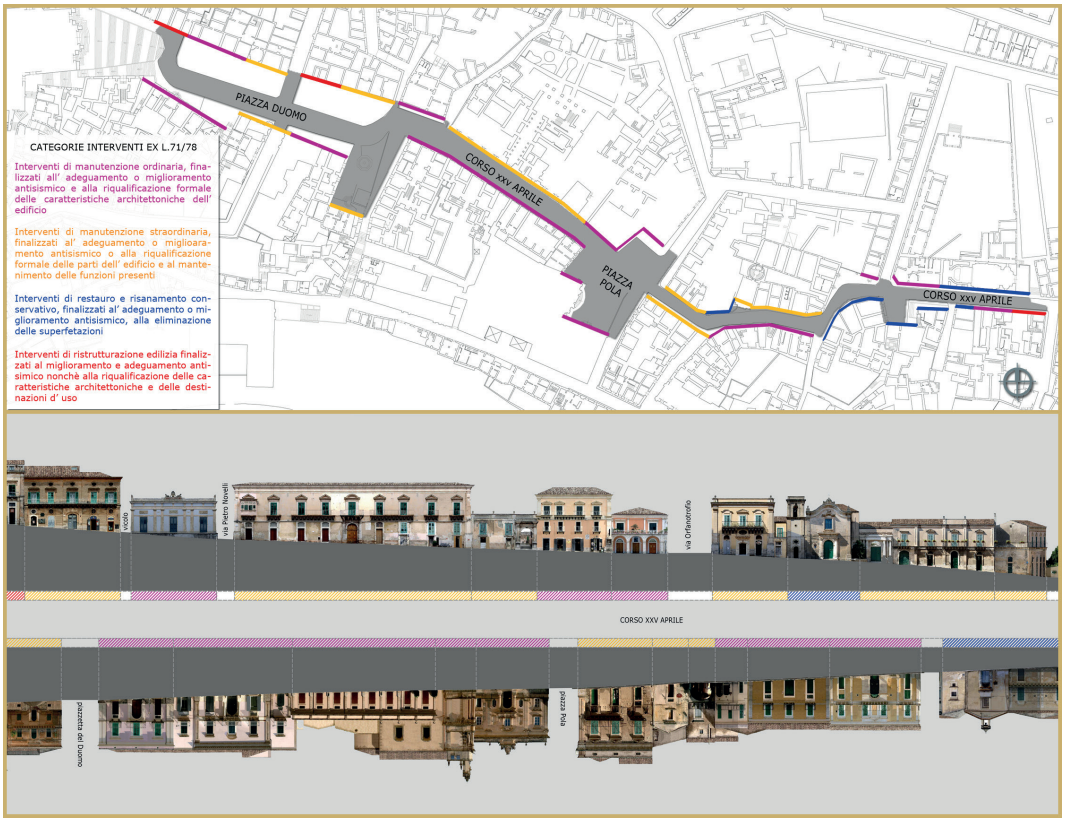


Fig. 1 - Linee guida per la redazione del Piano Comunale di Protezione Civile di Ragusa Ibla (da Rigels Pirgu e Chiara Mariano Pagano, CdL Architettura 4/S, a.a. 2010/2011).

Conclusioni. Dal sistema amministrativo della ricostruzione a quello delle scelte su infelici delocalizzazioni vi è sempre la necessità di condividere con le popolazioni flagellate i principi generali di ricostruzione. Inoltre la normativa tecnica di ricostruzione deve tenere conto delle interazioni strutturali negative tra fabbricati già esistenti o che possono essere create nel processo di ricostruzione, con riferimento alla normativa tecnica per le costruzioni; della tutela delle caratteristiche tipologiche ed edilizie, ai materiali costruttivi e ad ogni altro carattere che connota la trama viaria ed edilizia storica in cui si inserisce da rispettare nel processo di ricostruzione; e del miglioramento della sicurezza e della qualità del tessuto edilizio e la mitigazione della vulnerabilità urbana, che è obiettivo della ricostruzione nei centri storici.

La ricostruzione deve prevedere l'azione sinergica di urbanisti, restauratori, strutturisti per individuare le *best practies* per garantire alle generazioni future i centri storici, atlanti della memoria, nella loro integrità sebbene mutilati negli edifici irreversibilmente danneggiati dagli eventi calamitosi.

Le azioni da mettere in campo *ex post* e le modalità di riparazione, ripristino attraverso interventi di miglioramento sismico e/o delle porzioni del tessuto architettonico interessate

dagli eventi calamitosi devono essere frutto di scelte ben ponderate scientificamente e tenere presente la tutela dei valori identitari cui è chiamato il pianificatore beninteso che le azioni da mettere in campo *ex ante* impongono la definizione di metodi condivisi di mitigazione.

Alla pianificazione urbanistica ordinaria - di cui il pianificatore di protezione civile è parte fondamentale - è demandata la messa in sicurezza di un dato territorio, azioni normative, sociologiche, culturali, strutturali che, se messe in campo con adeguata sapienza, oltre a garantire il perseguimento dei risultati prefissati consentirà la rigenerazione dell'armatura identitaria, architettonica, urbana, turistica e ricettiva dei centri storici.

Alla microzonazione sismica il compito quindi di fornire strumento scientifico idoneo alle scelte pianificatorie volte a garantire la sicurezza dei centri urbani e la loro conservazione alle generazioni future.

Bibliografia

AA.VV., 2001. Censimento relativo alle emergenze a carattere monumentale ed ambientale nei Comuni ricadenti in tutto o in parte all'interno di Parchi naturali nazionali e regionale. Dipartimento della Protezione Civile, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Ministero del Lavoro, Roma.

AA.VV., 2002. Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica (AeDES). Dipartimento della Protezione Civile, Roma.

Benedetti D., Petrini V., 1984. Sulla vulnerabilità sismica di edifici in muratura, proposta di un metodo. L'industria delle Costruzioni, 18, 66-78.

Bernardini, A., 2004. Classi macrosismiche di vulnerabilità degli edifici in area veneto-friulana. XI Convegno ANIDIS "L'ingegneria sismica in Italia", Genova.

Bernardini, A., 1995. Valutazioni di frequenze attese di eventi da misure sfuocate di vulnerabilità sismica. VII Convegno ANIDIS "L'ingegneria sismica in Italia". Siena: Collegio degli Ingegneri della Toscana.

Bernardini, A., Giovinazzi, S., Lagomarsino, S., Parodi, S., 2007. Matrici di probabilità di danno implicite nella scala EMS98. XII Convegno ANIDIS "L'ingegneria sismica in Italia", Pisa.

Bernardini, A., Giovinazzi, S., Lagomarsino, S., Parodi, S., 2007. Vulnerabilità e previsione di danno a scala territoriale secondo una metodologia macrosismica coerente con la scala EMS98. XII Convegno ANIDIS "L'ingegneria sismica in Italia", Pisa.

Bernardini A., S. Giovinazzi, S. Lagomarsino e S. Parodi. The vulnerability assessment of current buildings by a macroseismic approach derived from the EMS-98 scale. 3° Congreso Nacional de Ingenieria Sismica, Girona (Espagna), 2007.

Braga, F., Dolce, M., and Liberatore, M., 1980. A statistical study on damaged buildings and ensuing review of MSK-76 scale, in Southern Italy November 23, 1980 Earthquake. 1982, Ed. Scientifiche Associate: Roma.

Cherubini A., Di Pasquale G., Dolce M., Martinelli A., 2000. Vulnerability assessment from quick survey data in the historic centre of Catania. In: Faccioli F., Pessina V., editors. The Catania Project: earthquake damage scenarios for high risk area in the Mediterranean, CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, p. 213-225.

Cifani G., Corazza L., Martinelli A., 2006. Progetto S.I.S.M.A. - System Integrated for Security Management Activities. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per le Tecnologie della Costruzione. INTERREG III B – CADSES – Asse 4 Misura 2 –Rapporto di ricerca.

Giovinazzi, S., Lagomarsino, S., 2001. Una metodologia per l'analisi di vulnerabilità sismica del costruito. Atti 10° Convegno Nazionale ANIDIS: L'ingegneria Sismica in Italia, Potenza, Italia.

Giovinazzi, S. and Lagomarsino, S., 2004. A Macroseismic Model for the vulnerability assessment of buildings. 13th World Conference on Earthquake Engineering. Vancouver, Canada.

Grünthal G.; 1998: European Macroseismic Scale 1998. Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, vol. 15. Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, Luxembourg, 99 pp.

Lagomarsino, S. and Giovinazzi, S., 2006. Macroseismic and Mechanical Models for the Vulnerability assessment of current buildings. Bulletin of Earthquake Engineering, Special Issue "Risk-Ue Project", Vol. 4, Number 4, November.

Martinelli A., 2001. Mitigazione del rischio sismico dei centri storici e degli edifici di culto dell'area del Matese nella Regione Molise. Vulnerabilità degli edifici e scenari di danno nei centri storici. Regione Molise - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, L'Aquila, p. 70-119.

Martinelli A., Cifani G., Cialone G., Corazza L., Petracca A., Petrucci G., 2008. Building vulnerability assessment and damage scenarios in Celano (Italy) using a quick survey data-based methodology. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Elsevier Ltd, n. 28, p.875-889.

I TERREMOTI DELL'IRPINIA E DEL POLLINO: MEMORIA STORICA, COMUNICAZIONE E PERCEZIONE ATTUALE TRA GEOETICA E GEOGRAFIA

F. De Pascale, M. Bernardo, F. Muto
Università della Calabria, Cosenza

Introduzione. La comunicazione delle fenomenologie legate all'ambiente, ha sempre trovato in ambito divulgativo spazi maggiori rispetto ad altre scienze. Tale privilegio le deriva non dal riconoscimento di una superiore dignità disciplinare, quanto dagli interessi che suscita nel pubblico molto più sensibile a tematiche che coinvolgono il suo destino di sopravvivenza sul pianeta, che alle pur affascinanti ma alquanto astratte e incomprensibili teorie della fisica quantistica. Bisogna accettare l'idea che il rischio non rappresenta solo una minaccia incombente, ma è piuttosto un'eventualità con cui convivere; offre occasioni di conoscenza che possono tradursi in un'utile difesa dalle catastrofi e da quel flusso di informazioni fuorvianti che generano nel pubblico reazioni inadeguate alla reale portata dei fenomeni. Tuttavia, una comunicazione davvero efficace e corretta non può prescindere dalla definizione del concetto di rischio: esso rappresenta "la probabilità di perdita di valore di uno o più elementi (popolazione, manufatti, attività sociali o economiche) esposti al pericolo degli effetti prodotti da un particolare fenomeno naturale ritenuto pericoloso" (Definizione a cura dell'Ufficio del Coordinatore delle Nazioni Unite per il Soccorso in caso di catastrofe); viene valutato in base a tre parametri: pericolosità, vulnerabilità e valore esposto. Il rischio è sempre proporzionale al numero degli esseri viventi e dei manufatti e, pertanto, non sarà mai possibile ridurlo a zero. Viene ulteriormente suddiviso in naturale e umano; tale classificazione non tiene, però, conto del ruolo dell'uomo che costituisce sempre parte attiva nei fenomeni catastrofici in quanto può fungere da amplificatore del danno e delle dinamiche naturali. Infatti, per quanto tali fenomeni risultino solo parzialmente prevedibili, comunque si può intervenire sui parametri dipendenti dall'antropizzazione quali la vulnerabilità e valore esposto che segnano il discrimine tra evento e calamità. Attraverso l'informazione e la conoscenza del rischio è, quindi, possibile contenere al minimo i danni, affinando le tecniche di previsione e prevenzione. D'altra parte, è bene precisare che nel caso di catastrofi l'informazione è un elemento complesso da gestire, in quanto anche la previsione e la messa in allerta potrebbero di per sé comportare un pericolo per la popolazione (Bronzuto, 2005). Da alcuni anni, in Italia sta crescendo l'interesse per argomenti riguardanti le implicazioni etiche, sociologiche e culturali delle Scienze della Terra, che ampliano le prospettive e le aspettative delle Geoscienze, evidenziando il ruolo fondamentale svolto dagli studi geologici nel trovare soluzioni ai problemi pratici della vita dell'uomo, compatibilmente con la preservazione della natura e del Pianeta. La Geoetica si occupa dei problemi relativi al modo di rapportarsi dell'uomo all'ambiente geologico. Tra i suoi principali obiettivi vi sono quelli di evidenziare il ruolo e la responsabilità sociale del geologo (sia ricercatore, che docente o professionista), incoraggiare l'analisi critica sull'uso delle risorse naturali, valorizzare e salvaguardare la Geosfera, promuovere una corretta informazione sui rischi, favorire il coinvolgimento della società nell'idea di un "patrimonio geologico" comune e condiviso. In particolare, si chiede all'etica di dare delle indicazioni utili per affrontare i problemi inerenti alle grandi trasformazioni che i risultati della ricerca scientifica e tecnologica hanno prodotto nella società attuale, in particolare nei rapporti tra uomo e territorio. Tutto ciò ha portato ad uno sviluppo dei dibattiti sulla cosiddetta "etica ambientale". Nel terzo millennio, gli scienziati rivendicano, perciò, il loro diritto ad intervenire in un settore ritenuto in passato di esclusiva competenza di filosofi e religiosi: quello dei valori. In tale contesto, la scienza assume un ruolo di responsabilità sociale superiore a quello comunemente assegnatole (Piacente, 2013).

Inoltre, la Geografia, intesa come esercizio connettivo orizzontale e verticale, rientra a pieno titolo nelle scienze della complessità, cioè nel fronte più avanzato della scienza, quello della teoria delle catastrofi, dei sistemi termodinamici lontani dall'equilibrio, dei sistemi

caotici, dell'autopoiesi, dell'evoluzionismo plurale e così via. Lontana ormai da tentazioni deterministiche e riduzioniste, la Geografia diventa una rappresentazione del mondo come sistema complesso, formato cioè da sistemi territoriali le cui proprietà e le cui dinamiche non sono riducibili a quelle dei sistemi maggiori di cui essi fanno parte, ma sono invece basate sulla diversità e sull'autonomia dei singoli sistemi. Essi vanno perciò visti e descritti il più possibile ciascuno dal suo interno e "iuxta propria principia" (Dematteis, 2011). In tale ambito, la geografia della percezione rappresenta ormai una porzione considerevole della ricerca geografica condotta nei Paesi scientificamente più avanzati. Se la crescita di questo settore di ricerca è stata molto rapida, ciò probabilmente significa che esso risponde ad un bisogno, latente da tempo, di arricchire la conoscenza e l'interpretazione del territorio con elementi tratti da un'esperienza più vasta di quella dei soli specialisti di analisi territoriale. Spesso, infatti, si era rilevato come all'interno di questa categoria di ricercatori prevalessero strumenti e metodi espressivi della cultura prevalente, presto obsoleti in una considerazione temporale più ampia. Dare rilievo, nell'interpretazione del territorio, alla lettura spontanea che di esso danno o hanno dato fruitori abituali o occasionali di epoche diverse, non significa sottovalutare lo sforzo di oggettività e di rigorosità proposto dall'osservazione e deduzione scientifica. Si tratta piuttosto di completarle con la sensibilità di chi, osservando il territorio da punti di vista diversi, ne coglie aspetti complementari e meno noti, ma non perciò meno veri di quelli abitualmente rilevati dai ricercatori professionisti (Corna Pellegrini, 1980).

Downs ha distinto tre aspetti diversi nell'ambito della percezione dell'ambiente: quello strutturale, preferenziale e valutativo. All'interno di questo terzo aspetto, la percezione del rischio rappresenta una dimensione importante per la pianificazione (Geipel, 1980).

In tale contesto, è stato somministrato un questionario agli studenti della scuola primaria e secondaria di alcuni paesi colpiti dal terremoto del Pollino e in una classe della scuola primaria di Muro Lucano, ai fini di far emergere le conoscenze effettivamente possedute e legate all'età, all'esperienza, alle zone di provenienza, avviando un confronto interessante tra le percezioni che i discenti mostrano di avere in relazione al fenomeno sismico. Alcune lievi scosse di terremoto verificatesi negli ultimi mesi, infatti, hanno risvegliato nella mente dei cittadini di Muro Lucano i terribili ricordi del terremoto dell'Irpinia. Il terremoto del 23 novembre 1980 (Io=X MCS, Mw= 6.9) produsse effetti gravissimi in una vasta porzione dell'Appennino meridionale, tra cui soprattutto l'Irpinia e la Basilicata. Furono registrati profondi sconvolgimenti sia nel tessuto urbano sia nel contesto ambientale. Trentuno località subirono una distruzione pressoché completa, altre cinquantacinque subirono crolli e gravi lesioni, settecentoottanta furono danneggiate con differente grado di severità. I danni più ingenti si ebbero nelle alte e medie valli dell'Ofanto e del Sele, nel bacino del Tanagro, nel potentino, nell'area del Terminio, nell'alta valle del Calore e del Sabato. Gli effetti distruttivi furono estesi in un'area di circa 3.500 kmq, mentre quelli di risentimento coprirono circa 250.000 kmq. In Basilicata, i maggiori effetti furono risentiti nelle Valli del Meandro-Marmo, ed in generale nella porzione nord-occidentale della provincia di Potenza (Gizzi *et al.*, 2009).

Per quanto riguarda il Pollino, l'area dell'intero confine calabro-lucano, a partire dall'inizio del 2010 è stata colpita da un'intensa attività sismica, intervallata da periodi di relativa quiescenza (Fig. 1). Un terremoto genera sempre un grande bisogno di informazione e conoscenza da parte dei cittadini: sulle caratteristiche del fenomeno fisico e i suoi effetti, sui comportamenti corretti da adottare in situazioni di rischio, sulle iniziative messe in campo per superare l'emergenza. Questo bisogno è particolarmente rilevante in occasione di sequenze sismiche di lunga durata e che hanno un certo livello di complessità: l'informazione, in tutti i suoi aspetti, influisce in modo notevole sulla capacità delle singole persone e delle comunità coinvolte nell'affrontare la situazione di emergenza (Nostro *et al.*, 2012).

Metodologia. Questo lavoro di cui presentiamo i dati più significativi contiene i risultati relativi a 553 questionari compilati dagli studenti della scuola primaria (quarta e quinta) e della scuola secondaria di primo grado. Il questionario comprende 35 domande di cui 33 a scelta

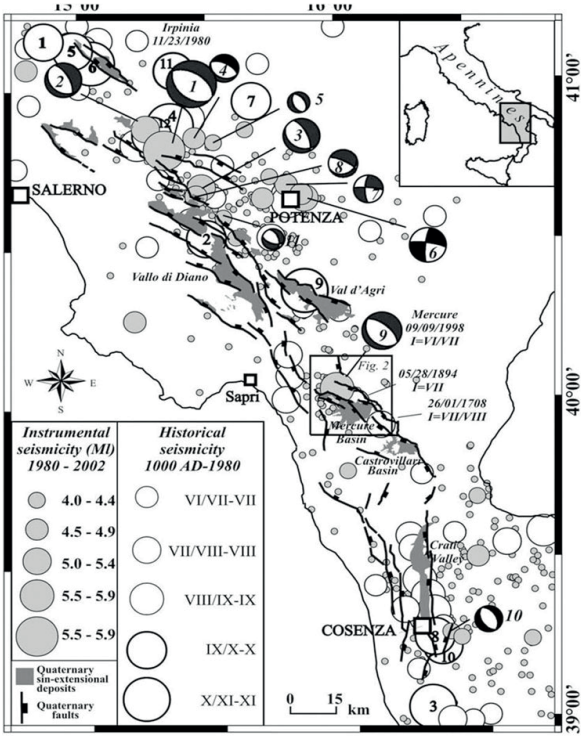


Fig. 1. Faglie e sismicità nell'Italia meridionale. Da Brozzetti et al., 2009

multipla e una a risposta aperta in cui si chiede al discente di riportare la testimonianza diretta dell'esperienza vissuta durante un terremoto. Nell'ultima domanda, invece, è richiesto il disegno della "mental map" relativa alle azioni da compiere in occasione di un terremoto immaginario che avverrebbe mentre lo studente si trova in classe, insieme ai compagni e all'insegnante. Percepire lo spazio vissuto equivale a rappresentare simbolicamente la realtà attraverso l'immagine mentale che si inserisce tra individuo e ambiente. Non esiste, secondo la geografia della percezione, un ambiente oggettivo, ma solo tanti ambienti quante sono le categorie di persone che si considerano, i cosiddetti "ambienti del comportamento" (Bianchi, 1987). La somministrazione del questionario nelle scuole è stata preceduta da una lezione frontale in classe sui terremoti e sui comportamenti corretti da adottare in caso di sisma, svolta con la collaborazione di giovani geologi e di laureati in discipline geografiche e umanistiche dell'Università della Calabria e dell'Università degli Studi della Basilicata. Il campione preso in considerazione copre per rappresentatività geografica l'area del Pollino attraverso alcuni Comuni della Basilicata e della Calabria: Terranova del Pollino, Noepoli, Cersosimo e San Costantino Albanese (Basilicata), Mormanno, Morano Calabro, Castrovillari, Laino Borgo e Laino Castello (Calabria). A questi Comuni si aggiunge nella ricerca Muro Lucano, centro culturale ed economico colpito fortemente dal terremoto dell'Irpinia del 1980. I dati mettono insieme convinzioni, dubbi, comportamenti relativi alla percezione del rischio sismico e alla capacita di affrontarlo con misure e strumenti concreti.

Risultati. Partendo dalle domande a scelta multipla, strutturate alcune con risposta singola e altre con risposta multipla, si è tenuto conto delle divisioni degli studenti per zone di provenienza e per età, nel contesto della scuola primaria, classi quarta e quinta e scuola secondaria di primo grado, classi prima, seconda e terza. Solo il 39% degli studenti della Basilicata ha dichiarato di aver vissuto, in prima persona, l'esperienza del terremoto, mentre tutti gli studenti calabresi si sono trovati di fronte ad un evento sismico. Il terremoto ha sorpreso l'83% dei discenti della Basilicata a casa e il 2% a scuola, mentre il 63,53% degli studenti della Calabria ha vissuto l'esperienza a scuola e l'88% a casa. Solo il 6,65% degli studenti calabresi si è trovato all'aperto. La maggior parte degli studenti, in occasione del terremoto, dormiva, trovandosi a casa o studiava a scuola. Le reazioni più diffuse sono state un sentimento di paura (58,50% Basilicata e 71,1% Calabria) e di confusione (24% Basilicata, 40% Calabria). Il 33,2% dei calabresi si è recato subito fuori, a differenza del 5% dei lucani, mentre il 18% dei calabresi e il 15% dei lucani è rimasto immobile, incapace di reagire durante le scosse. Gli stessi sentimenti di paura, confusione, aggiungendo l'angoscia, il panico e la preoccupazione sono state le reazioni delle persone vicine agli studenti coinvolti nell'indagine. La maggior parte degli studenti ha fornito la risposta corretta riguardante i comportamenti da adottare durante la scossa, ovvero mettersi sotto il banco o sotto gli architravi di una porta:

si tratta del 93% degli studenti lucani e del 91,2% degli studenti calabresi. Inoltre, l'88% dei lucani e l'80,5% dei calabresi ha dichiarato di allontanarsi dalle finestre, dall'armadio e dalla lavagna. C'è un numero significativo di studenti lucani, il 26% che ha invitato a mantenere la calma, mentre il 17% dei calabresi ha insistito nel recarsi subito fuori. Questo dato, che è confermato nelle altre risposte, delinea antropologicamente già nella fanciullezza e nella preadolescenza il carattere del calabrese instabile, irrequieto, impulsivo, dal "temperamento bilioso", che era stato un motivo ricorrente, con diverse elaborazioni, di tante descrizioni dei caratteri regionali del Mezzogiorno (Teti, 1993). Pertanto, gli insegnanti delle scuole della Calabria dovrebbero frenare, attraverso interventi didattici ed educativi, questa inclinazione particolare che consiste nel precipitarsi subito fuori durante la scossa, poiché potrebbe risultare pericolosa per l'incolumità dello studente. Dopo la scossa, il 68% dei lucani e il 74,30% dei calabresi ha dichiarato di seguire il docente; il 70% dei lucani e il 72% dei calabresi offre un aiuto ai compagni in difficoltà. È confermata anche in questo caso la consistente tendenza dei calabresi a recarsi di corsa all'aperto (49%), mentre i lucani si fermano al 32%. Tutti gli studenti hanno partecipato alle prove di evacuazione, la maggioranza per il rischio sismico e una parte per il rischio incendio. Un segnale d'allarme da non sottovalutare è rappresentato dagli studenti lucani della scuola secondaria di primo grado, i quali hanno dichiarato che la propria scuola non è sicura dal punto di vista del rischio sismico (59,15%). Invece, in Calabria il 51,38% degli studenti della secondaria e il 50,67% della primaria considerano la scuola d'appartenenza un luogo sicuro, contrapponendosi all'insicurezza segnalata dal 16,89% dei discenti della primaria e dal 15,27% della secondaria. Nella primaria della Basilicata la distanza tra le percentuali è minima tra chi si sente sicuro (31,42%) e chi si sente insicuro (22,85%). Una percentuale significativa è rappresentata da coloro che hanno dichiarato di non sapere se la propria scuola sia sicura o meno (31% Basilicata, 15,59% Calabria). Per quanto riguarda, invece, la sicurezza della propria casa, una maggioranza indiscussa di studenti pensa che essa sia sicura dal punto di vista del rischio sismico (Basilicata: 68,57% della primaria e 54,92% della secondaria; Calabria: 80,4% della primaria e 73,95% della secondaria). Il 79% degli studenti calabresi e lucani sa che non si può prevedere dove e quando si verificherà un terremoto, ma si può solo determinare la pericolosità di una zona. L'8% pensa che si può prevedere osservando gli animali che avvertirebbero il pericolo in anticipo e il 19% degli studenti della Basilicata insieme al 5% degli studenti calabresi credono che attraverso il sismografo si possa prevedere il terremoto. Il pericolo più frequente in caso di terremoto – secondo gli studenti della scuola primaria di entrambe le regioni – è quello di essere colpiti da oggetti che cadono (54%); seguono "l'essere coinvolti nel crollo della casa" (43,71%) e "finire in una voragine del terreno" (32,78%). Nella secondaria, invece, gli studenti mettono al primo posto il crollo della casa come pericolo (49,3%). Una serena convivenza col rischio si può raggiungere solo acquisendo completa e sicura consapevolezza di vivere in un ambiente e su un territorio nei quali l'evento naturale è stato disinnescato del suo carico di potenziale calamitosità (Leone, 1991). Per questi motivi, abbiamo ritenuto utile chiedere, in una domanda con risposta multipla, ai discenti, come descriverebbero il territorio in cui vivono, rispetto ad un terremoto, tenendo in considerazione alcuni aggettivi-chiave che lo identificano facilmente, con un impatto cognitivo immediato. I calabresi lo percepiscono soprattutto organizzato (60,32%), abitato (53,89%), antico (42,66%) e curato (26,37%). I lucani si dividono considerandolo organizzato (43%), ma anche disorganizzato (29%), trascurato (39%) e antico (35%). Questo dato conferma il sentimento di insicurezza degli studenti lucani nella percezione del proprio territorio dal punto di vista organizzativo, di fronte ad un evento sismico. L'identica metodologia applicata nella strutturazione di questa domanda, viene utilizzata nella domanda successiva in cui si chiede come viene percepito il terremoto, potendo scegliere tra varie risposte possibili: un evento "prevedibile", "imprevedibile", "causato dal fato", "causato da una punizione divina", "naturale", "causato dall'uomo" e, infine, "i cui danni si possono limitare con la pianificazione ambientale"; le risposte più diffuse sono state: "imprevedibile" (88% Basilicata e 83% Calabria)

e "naturale" (83% Basilicata e 70,41% Calabria). Ma il dato più significativo è l'8% dei lucani e il 12,84% dei calabresi che hanno avallato la risposta secondo la quale il terremoto è un evento causato dall'uomo. Se a queste percentuali aggiungiamo quella del 25,68% in Calabria e del 10% in Basilicata di studenti i quali sono convinti che si tratta di un evento "i cui danni si possono limitare con la pianificazione ambientale", allora urge una riflessione spontanea su questo tema.

L'aumento del rischio derivante da un evento catastrofico, oltre all'incremento del verificarsi di disastri naturali, sembrerebbe inoltre essere sempre più riconducibile alla crescente perdita di sicurezza ecologica e al conseguente aumento di sensibilità dell'ecosistema umano nei confronti di tali eventi, rendendo così alcune aree più vulnerabili al rischio. Tale sensibilità si comporrebbe quindi di un maggior livello di vulnerabilità dovuto a fattori, spesso di origine antropica, che farebbero sì che in alcune aree del pianeta le condizioni al contorno, sia esse di natura umana, fisica, territoriale o produttiva, accrescerebbero la probabilità che l'evento naturale si trasformi in disastro (Tecco, 2011). Non è un caso, perciò, che ci sia una percentuale in crescita di studenti che considerano i fattori antropici come influenti sugli eventi catastrofici. A Muro Lucano, cinque studenti su undici considerano la pianificazione ambientale e l'intervento umano come decisivi per limitare i danni dei terremoti. Dalle risposte fornite dagli undici alunni di una classe quinta della scuola primaria dell'Istituto Comprensivo Statale "Joseph Stella" di Muro Lucano, emerge che solo cinque degli undici alunni hanno avvertito la scossa di terremoto di magnitudo 2 che è stata registrata sull'Appennino Lucano alle 3,16 del 25 febbraio 2013. I restanti sei alunni hanno citato nella risposta relativa all'esperienza vissuta durante un terremoto, il racconto dei genitori i quali hanno trasmesso ai figli la testimonianza dolorosa del terribile terremoto del 1980. Tutti gli alunni hanno partecipato alle prove di evacuazione per il rischio sismico. Otto su undici ritengono che la scuola sia sicura dal punto di vista del rischio sismico, perché è stata costruita con criteri antisismici. Invece, cinque studenti su undici hanno dichiarato di non sapere se la propria casa è sicura dal punto di vista del rischio sismico. Potrebbe essere un segnale di insicurezza confermato dalla paura di essere coinvolti nel crollo della casa, che costituisce la risposta più diffusa alla domanda sul pericolo più frequente in caso di terremoto. Quindi, in tal caso si tratterebbe di una differenza di percezione rispetto alla maggioranza degli studenti lucani del Pollino, i quali si sentono sicuri a casa ed insicuri a scuola. La maggior parte degli allievi percepisce il territorio come organizzato ed abitato. Solamente alcuni hanno in casa un kit d'emergenza da utilizzare nel caso in cui debbano lasciare immediatamente l'abitazione. Una grave lacuna informativa consiste nella mancata conoscenza della zona sismica in cui si trova il Comune e dell'esistenza di un piano d'emergenza, pur essendo al corrente del fatto che è il Comune stesso a predisporre il Piano di emergenza. Gli studenti, inoltre, conoscono le aree d'attesa in caso di emergenza.

Fig. 2. Mappa mentale avanzata che rappresenta l'immagine degli studenti sotto il banco durante un terremoto. Da notare l'orologio come punto di riferimento.

Analizzando le mappe mentali degli studenti, nel 71% dei disegni dei lucani e nel 55% dei disegni dei calabresi vengono raffigurati degli omini sotto i banchi, a volte accompagnati da omini sotto gli architravi di una porta (Fig. 2). Alcune mappe si presentano semplici ed approssimative ed altre sono più

complete e corrette. Si possono individuare, difatti, diversi stadi di "cognitive mapping" che evolvono a seconda del livello di conoscenza spaziale dello studente. Dunque, ci sono mappe che rappresentano uno spazio limitato della classe, comprendente gli omini sotto il banco e l'insegnante che invita loro a mantenere la calma e mappe più avanzate in cui vengono raffigurati anche gli oggetti più significativi all'interno della classe ed altre, complete, che rappresentano le azioni da compiere in ordine durante il terremoto. I disegni più avanzati sono stati realizzati da studenti di quinta primaria e della scuola secondaria. È stato così confermato che il "cognitive mapping" è un processo stadiale che evolve negli anni.

Non è casuale, tra l'altro, che in alcune mappe mentali disegnate dagli studenti venga raffigurato l'orologio nella propria classe, come simbolo della percezione del tempo. Il tempo, infatti, segna la percezione dell'evento e lo spazio mutato. Nelle opere di Joyce o di Musil, si considera il tempo come giustapposizione, discontinuità, senza un inizio una fine ed un ordine di espansione, esplosione in cui non esiste più un tempo unico come materiale su cui si pone l'esperienza. Un forte shock è come se bloccasse la cognizione spazio-temporale in un preciso momento e poi dilatasse quel momento imprimendolo nella memoria (Mazzoleni *et al*., 2005). Nondimeno, l'immagine dell'orologio che sovrasta il Palazzo del Governo a Potenza, a Piazza Mario Pagano è diventato un simbolo del terremoto del 1980. Si tratta di un orologio che è rimasto fermo per diversi anni sulle 19,34 con il quadrante lesionato ed ha continuato ad aleggiare sulla città, quasi a volerle ricordare, in maniera beffarda, che al proprio destino non si sfugge. Un'immagine che rappresenta con estrema fredda lucidità l'essenza, il momento fatale di quella tragica domenica (Fig. 3).

In tutti i casi storici il tentativo di dare ordine e stabilità ad un universo sconvolto si è sempre concretizzato anche attraverso la riproposizione di tipologie, linguaggi ed elementi appartenenti alla tradizione, cosa che ha favorito la salvaguardia dell'identità e della memoria storica del luogo. Il compito dello storico, altresì, è quello di recuperare tutte le testimonianze utili a ricostruire nel modo più completo possibile la memoria storica dei luoghi, la loro identità, la peculiarità, il valore storico che caratterizza quel luogo come unico e diverso da tutti gli altri, che ce lo fa preferire a un altro, che lo contraddistingue rispetto a un altro (Di Mauro, Cantabene, 2005). Il lavoro, ai fini di valorizzare questo aspetto fondamentale, proseguirà con una raccolta di testimonianze dirette dei genitori che hanno vissuto il terremoto del 1980, ed indirette dei bambini, utilizzando nuovi questionari ed attraverso alcune interviste.

Conclusioni. La maggior parte degli studenti coinvolti nell'indagine ha dichiarato di aver conosciuto i terremoti guardando la televisione. È un dato che merita un'attenta riflessione. I media costituiscono uno dei veicoli della comunicazione. Si può affermare senza tema di smentita che oggi televisione, giornali, Internet soddisfano la fetta più ampia della domanda di informazione. È indiscutibile, inoltre, il contributo dato alla diffusione della scienza presso il gran pubblico, soprattutto in ambiti che vanno, dalla climatologia alla meteorologia, dall'astronomia alla geologia, dalla medicina alla biotecnologia, dall'antropologia all'archeologia, dall'ecologia alle scienze ambientali attraverso una complessa opera di traduzione dei linguaggi settoriali nella lingua d'uso comune. Tale operazione diviene tanto più problematica quanto maggiore è il grado di specializzazione raggiunto dalle discipline che ne rende, di fatto, poco traducibili i contenuti. Inoltre, la secolare disabitudine e diseduca-

Fig. 3. L'orologio del Palazzo del Governo di Potenza, rimasto fermo all'orario in cui si è verificato il terremoto del 23 novembre 1980. Fonte: www.astroala.it

zione a comunicare la scienza non ha favorito la nascita di operatori specifici del settore, cosicché la redazione delle notizie spesso viene affidata a chi privo di specifica competenza e adeguata esperienza nel campo, riesce a fornire solo un prodotto superficiale, in alcuni casi addirittura sviante: aumenta, così, ulteriormente il già pesante bagaglio di misconoscenze, che a vario titolo, grazie anche a una cultura che non favorisce le conoscenze scientifiche, appartiene a noi tutti. Né bisogna dimenticare che la comunicazione massmediatica genera, una serie di effetti collaterali imprevisti e indesiderati legati alla natura intrinseca del mezzo. In nome dei grandi numeri, si cerca sempre e comunque il consenso del pubblico, indulgendo in forme di spettacolarizzazione che sacrificano anche la correttezza e la veridicità delle informazioni, trasformando perfino gli eventi catastrofici in utili scenografie per media event (Bronzuto, 2005). Non è un caso che ad agosto 2013 un comunicato congiunto tra Protezione Civile e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia abbia richiamato l'attenzione su un'informazione precisa in tema di terremoto, chiedendo la collaborazione di tutte le redazioni giornalistiche, affinché, quando si parla di terremoto, sia fornito un messaggio corretto e chiaro al pubblico, prestando attenzione anche al significato dei termini utilizzati. Il comunicato, inoltre, ha sottolineato come il primo passo verso la riduzione del rischio passi attraverso una popolazione consapevole: occorre premunirsi, far controllare le abitazioni, gli edifici pubblici, i luoghi di lavoro, verificare e pretendere che il proprio Comune abbia piani di emergenza aggiornati e testati, poiché i terremoti, anche forti, possono avvenire in gran parte del territorio italiano in ogni momento e senza preavviso (INGV, Protezione Civile, 2013).

Bibliografia

Bianchi E.; 1987: Comportamento e percezione dello spazio ambientale. Dalla Behavioral Revolution al Paradigma umanistico. In: Corna Pellegrini G. (a cura di), Aspetti e problemi della geografia, vol. 1,, Marzorati, Milano, pp. 545-598.

Bronzuto S.; 2005: Informare del rischio: come e perché. In: Mazzoleni D., Sepe M. (a cura di), Rischio sismico, paesaggio, architettura: l'Irpinia, contributi per un progetto, CRdC, AMRA, Napoli, pp. 461-473.

Brozzetti F., Lavecchia G., Mancini G., Milana G., Cardinali M.; 2009: Analysis of the 9 September 1998 Mw 5.6 Mercure earthquake sequence (Southern Apennines, Italy): A multidisciplinary approach. Tectonophysics, v. 476, pp. 210-225.

Corna Pellegrini G.; 1980: Introduzione. In: Geipel R. *et al.*, Ricerca geografica e percezione dell'ambiente, Unicopli, Milano, pp. 9-12.

Dematteis G.; 2011: La geografia nella scuola: sapere geografico, territorio, educazione. In: Giorda C., Puttilli M. (a cura di), Educare al territorio, educare il territorio. Geografia per la formazione, Carocci, Roma, pp. 23-32.

Di Mauro L., Cantabene G..; 2005: Il valore storico. In: Mazzoleni D., Sepe M. (a cura di), Rischio sismico, paesaggio, architettura: l'Irpinia, contributi per un progetto, CRdC, AMRA, Napoli, pp. 24-30.

Geipel R.; 1980: La percezione del rischio di terremoto. In: Geipel R. *et al.*, Ricerca geografica e percezione dell'ambiente, Unicopli, Milano, pp. 117-148.

Gizzi F.T., Potenza M.R., Zotta C.; 2009: Il terremoto del 23 novembre 1980 nei comuni della Basilicata. Riassunti estesi del 28° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS). Trieste, 16-19 novembre 2009, pp. 299-301.

INGV, Dipartimento della Protezione Civile; 2013: Rischio sismico: nota alle redazioni giornalistiche. Comunicazione congiunta della Protezione Civile e dell'INGV. Disponibile su www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_com.wp?contentId=COM40762.

Leone U.; 1991: Eventi naturali oggi: convivenza col rischio, informazione e qualità della vita. In: Botta G. (a cura di), Prodigi, paure, ragione. Eventi naturali oggi, Guerini e Associati, Milano, pp. 81-87.

Mazzoleni D., Verderosa A., Colaci E..; 2005: Identità ambientale e terremoto del 1980 nella percezione soggettiva: il caso di Lioni. In: Mazzoleni D., Sepe M. (a cura di), Rischio sismico, paesaggio, architettura: l'Irpinia, contributi per un progetto, CRdC, AMRA, Napoli, pp. 130-157.

Nostro C. *et al.*; 2012: Terremoto, parliamone insieme: attività informative nell'area colpita dai terremoti di maggio e giugno 2012 in Emilia Romagna. Riassunti estesi del 31° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica e della Terra Solida (GNGTS), Potenza, 20-22 novembre 2012, pp. 61-69.

Piacente S.; 2013: Contributo per la tavola rotonda, Geoetica: il valore del territorio tra scienza, politica e informazione. In: IX edizione del Forum Italiano di Scienze della Terra, Le Geoscienze per la Società, Pisa, 15-18 settembre 2013.

Tecco N.; 2011: Educazione geografica, resilienza e catastrofi naturali. In: Giorda C., Puttilli M. (a cura di), Educare al territorio, educare il territorio. Geografia per la formazione, Carocci, Roma, pp. 308-320.

Teti V.; 1993: La razza maledetta. Origini del pregiudizio antimeridionale, Manifestolibri, Roma.

INDICI DI OPERATIVITÀ PER LA VALUTAZIONE DELLA CONDIZIONE LIMITE DI EMERGENZA (CLE)

M. Dolce[1], E. Speranza[1], G. Di Pasquale[1], F.Giordano[1], F. Bocchi[2]
[1] Dipartimento della Protezione Civile, Roma
[2] ReLUIS - Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica

Premessa. Il presente lavoro illustra un modello valutativo per l'analisi della Condizione Limite di Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano, introdotta dall'articolo dall'art. 18 dell'OPCM 4007 del 29/02/2011, nell'ambito degli interventi previsti dall'articolo 11 della legge 77/2009, di conversione del decreto legge Abruzzo.

L'analisi della CLE[1] è riferita all'intero insediamento urbano e prevede l'individuazione, a partire dal piano di protezione civile comunale, di quegli elementi strettamente necessari alla gestione del sistema *fisico* di emergenza (Edifici Strategici, Aree di Emergenza, Infrastrutture di Accessibilità) e di ulteriori manufatti edilizi (Unità Strutturali ed Aggregati Strutturali) che per effetto del loro danneggiamento, in caso di sisma, possono interferire ed inibire l'operatività del sistema così definito.

In sintesi l'analisi, prevede:

a) l'individuazione degli edifici e delle aree che garantiscono le funzioni strategiche per l'emergenza;

b) l'individuazione delle infrastrutture di accessibilità e di connessione con il contesto territoriale, degli edifici e delle aree di cui al punto a) e gli eventuali elementi critici;

c) l'individuazione degli aggregati strutturali e delle singole unità strutturali che possono interferire con le infrastrutture di accessibilità e di connessione con il contesto territoriale.

L'analisi della CLE viene effettuata utilizzando degli standard di archiviazione e rappresentazione cartografica dei dati, raccolti attraverso un'apposita modulistica predisposta dalla Commissione Tecnica per gli studi di MS (2012).

Strumenti operativi propedeutici all'analisi sono 5 tipi di schede di rilievo (scheda Edificio Strategico ES, area di emergenza AE, infrastruttura di accessibilità e connessione AC, unità strutturale US, aggregato strutturale AS) e i relativi standard di rappresentazione e archiviazione informatica dei dati acquisiti. Un apposito software (Soft CLE) consente l'inserimento dei dati e la strutturazione di un DB georeferito.

A partire dagli elementi e dalle informazioni raccolte nell'ambito dell'analisi della CLE, è stato messo a punto presso il Dipartimento della Protezione Civile un modello di valutazione della Condizione Limite di Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano[2], che sintetizzi le prestazioni del sistema attraverso pochi indici.

Il presente articolo descrive finalità, approccio metodologico ed alcune applicazioni del modello di analisi I.OPA.CLE (Indici di Operatività della condizione limite di Emergenza).

Finalità del modello valutativo I.OPA.CLE. La valutazione del sistema di gestione dell' emergenza, definito dell'analisi della CLE, avviene attraverso la formulazione di Indici di Operatività relativi al sistema nel suo complesso e ai singoli sottosistemi.

L'approccio seguito nella valutazione è di tipo probabilistico, e i dati alla base dell'analisi sono direttamente derivati, ed automaticamente importabili, dall'analisi della Condizione limite di Emergenza di un dato Comune, unitamente ai dati di pericolosità comunale.

Gli indici formulati forniscono la probabilità di mantenimento dell'operatività in emergenza del sistema o dei sottosistemi. L'operatività è intesa in senso strettamente fisico ed è pertanto limitata alla verifica dei soli requisiti fisici necessari allo svolgimento di una data funzione

1 L'Analisi della CLE è stata messa a punto da un gruppo di lavoro costituito da: Mauro Dolce (Coordinatore), Fabrizio Bramerini, Sergio Castenetto, Giacomo di Pasquale, Giuseppe Naso, Elena Speranza con contributi di: Chiara Conte, Edoardo Peronace, Bruno Quadrio.

2 La valutazione della CLE è stata messa a punto da un gruppo di lavoro costituito da: Mauro Dolce (coordinatore), Elena Speranza, Giacomo Di Pasquale, Francesco Giordano, Flavio Bocchi, con contributi di: Fabrizio Bramerini, Sergio Castenetto, Rachele Ferlito, Giuseppe Naso, Angelo Pizza.

emergenziale, in caso di evento sismico. Rimangono fuori dalla valutazione pertanto quelle componenti, gestionali e funzionali, proprie di un sistema di emergenza.

Al fine di testare la capacità di risposta del sistema in due differenti situazioni, la valutazione della CLE viene condotta in relazione a due tipi di evento di diversa severità:

- Evento con T=98 anni, caratterizzato da una probabilità di superamento inferiore al 40% in 50 anni, di modesta intensità che si ipotizza affrontabile (nella gestione dell'emergenza) a scala comunale;
- Evento con T=475 anni, caratterizzato da una probabilità di superamento inferiore al 10% in 50 anni, di più elevata intensità. Tale valutazione ha lo scopo di verificare la capacità del sistema anche in occasione di un evento quasi certamente fuori dalle capacità di gestione da parte del comune.

L'input di pericolosità utilizzato dalla procedura (I.OPA.CLE) per valutare l'operatività degli elementi della CLE è l'Intensità macrosismica MCS. La pericolosità di base utilizzata per i due periodi di ritorno è quella formulata da Albarello per ogni comune con l'approccio di sito (Albarello *et al.*, 2002; D'Amico *et al.*, 2008).

La procedura consente di effettuare la valutazione dell'Operatività della CLE anche tenendo in considerazione un input sismico basato sui dati di risposta sismica locale degli studi di Microzonazione sismica di II o III livello (ICMS, 2008). Tuttavia nel seguito si illustra la formulazione del modello limitatamente all'uso della pericolosità di base.

Approccio valutativo, descrizione del sistema e dei sottosistemi. Ai fini della presente modellazione, nel sistema di gestione dell'emergenza vengono definiti tre sottosistemi, che concorrono alla valutazione della operatività complessiva dello stesso, per ognuno dei quali viene formulato uno specifico Indice di Operatività:

- FS - Sottosistema delle Funzioni Strategiche;
- AE - Sottosistema Aree di Emergenza;
- CO - Sottosistema dei Collegamenti.

Il sottosistema delle Funzioni Strategiche (FS) è costituito dalle S funzioni strategiche individuate nel sistema di emergenza, a servizio di ognuna delle quali vi sono N_s Edifici Strategici. Ad ogni funzione, associata nel sistema cartografico informatizzato ad un nodo, è attribuito un identificativo unico che ha lo scopo di raggruppare le diverse Unità Strutturali (edifici strategici) a servizio di questa. Secondo tale criterio più unità strutturali vicine (non separate da rami di interconnessione) a supporto della stessa funzione, avranno quindi il medesimo identificativo di Funzione Strategica.

L'operatività del sottosistema è garantita se tutti gli edifici strategici afferenti a ciascuna funzione, rimangono contemporaneamente operativi a seguito dell'evento sismico.

Il sottosistema delle Aree di Emergenza (AE) è costituito da tutte le J Aree di Emergenza (di ammassamento e ricovero) indispensabili per la gestione dell'emergenza.

Il sistema dei Collegamenti è costituito da tutti gli X possibili collegamenti tra tutti gli M punti notevoli del Sistema di emergenza, presi due alla volta.

Per la definizione del concetto di collegamento, si deve precisare che il sistema cartografico informatizzato della CLE viene, nel presente modello valutativo, assimilato ad una rete nell'ambito della quale si definiscono punti notevoli quei nodi della stessa che individuano la posizione delle S Funzioni Strategiche e delle J Aree di Emergenza, ed in aggiunta a questi un numero A di punti di accessibilità (PA) al sistema, costituiti dalle estremità libere di tutti i rami di accesso.

In generale per quanto riguarda le Funzioni Strategiche e le Aree di Emergenza, i punti notevoli del sistema coincidono con i nodi della cartografia CLE che individuano l'accesso a tali elementi (sono cioè esclusi i nodi relativi a semplici crocevia).

I punti notevoli sono collegati tra loro da rami (Ra) posti in serie, i quali costituiscono l'unità minima del sistema di infrastrutture di accessibilità o connessione (attraverso le schede AC).

La Fig.1 illustra un sistema generico i cui punti notevoli sono distinti in Funzione Strategica (FS), Aree di Emergenza (di ammassamento e ricovero, AE) e punti di accessibilità al sistema (PA) e sono inoltre evidenziati i rami che consentono l'interconnessione tra tali punti notevoli.

La presenza di almeno un percorso (inteso come sequenza di rami consecutivi) di interconnessione tra due punti notevoli qualsiasi implica che vi sia un collegamento teoricamente possibile per ogni coppia di elementi strategici.

Ne deriva che all'aumentare dei percorsi alternativi possibili, si determina un incremento della ridondanza del sistema e quindi dell'operatività del sottosistema Collegamenti.

L'operatività complessiva del sistema di emergenza è garantita se funzionano contemporaneamente tutti e tre i sottosistemi che lo descrivono.

Indici di Operatività. L'indice di operatività dell'intero sistema (I_OP_{CLE}), per gli eventi considerati di cui al §1, viene formulato a partire da indici di operatività relativi ai singoli sottosistemi (I_OP (FS), I_OP (AE), I_OP (CO)).

Questi ultimi sono a loro volta formulati sulla base degli indici di operatività dei singoli elementi (FS_s, AE_j, CO_x) contenuti all'interno dei sottosistemi di appartenenza.

In generale l'Indice di Operatività di un generico elemento esprime la probabilità che l'elemento sia in grado di svolgere la funzione di emergenza cui è preposto, a seguito di un evento sismico tra quelli presi in considerazione (T=98 anni, T=475 anni). Si precisa che l'idoneità allo svolgimento della funzione emergenziale è qui intesa (per tutti gli elementi del sistema presi in considerazione) in termini esclusivamente fisici, il che implica che l'elemento (Edificio Strategico, Area di Emergenza, Infrastruttura di AC) non subisca danni diretti o indiretti per effetto del sisma considerato, oltre a non presentare carenze intrinseche tali da comprometterne, anche in parte, lo svolgimento della funzione, indipendentemente da eventuali danni prodotti dal sisma.

In pratica, l'Indice di Operatività di un elemento generico (I_OP_{El}) si configura come il prodotto tra due probabilità che esprimono l'una la capacità di assolvere la funzione in assenza

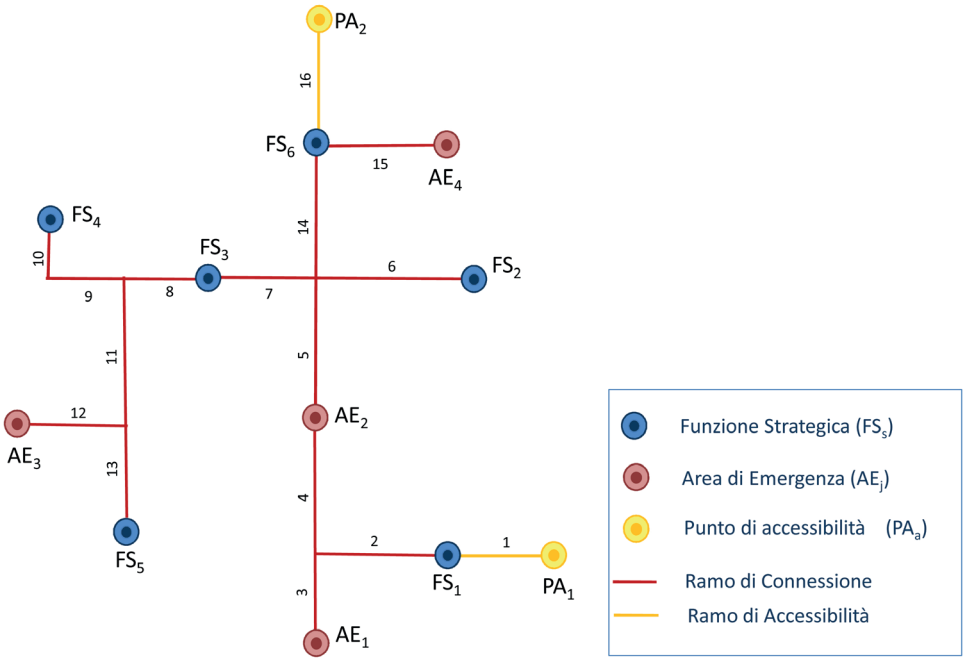


Fig. 1 – Sistema generico per l'analisi della CLE, nel quale i punti notevoli sono distinti in Funzione Strategica (FS), Aree di Emergenza (di ammassamento e ricovero, AE) e punti di accessibilità al sistema (PA), con evidenziazione dei rami di interconnessione.

di danni (Coefficiente di qualità q), l'altra la probabilità di mantenimento dell'efficienza in occasione di un evento di riferimento con dato periodo di ritorno T (98 e 475 anni). La formulazione generale dell'indice di operatività di un elemento generico *El* è data da:

$$I_{OP_{El}}[T] = Pe_{El}[T] \cdot q_{El} \qquad (1)$$

Dove Pe_{El} [T] è la probabilità di mantenimento dell'operatività a seguito del sisma, in relazione a uno dei due eventi considerati. Essa dipende dalla probabilità di subire un danno diretto o indiretto, e pertanto dipende direttamente dalla vulnerabilità sismica dell'elemento stesso (ES_n) o da quella di altri manufatti (US ed AS, unità ed aggregati strutturali) che per effetto di un collasso potrebbero inibire la funzionalità dell'elemento strategico (AE_j, RA_z).

Il coefficiente di qualità q_{El}, esprimendo di fatto l'operatività dell'elemento indipendentemente dal sisma, viene valutato sulle caratteristiche intrinseche dell'elemento individuabili dai dati di partenza acquisiti dalle schede di rilevamento (ES,AE,AC). Per ogni generico elemento di uno dei sottosistemi citati è stato formulato un criterio di assegnazione su base esperta, del peso che ogni parametro (rilevato sul campo) possa avere in termini di impatto sull'operatività dell'elemento stesso. Ad esempio un restringimento lungo il ramo in esame ne determina la limitazione delle capacità operative modulabile tra il 5% e il 30%.

L'Indice di Operatività del Sottosistema Funzioni Strategiche esprime la probabilità che tutte le Funzioni Strategiche del sistema mantengano operativamente l'operatività.

L'operatività della singola Funzione strategica dipende dall'operatività dell'edificio o degli edifici in cui essa si volge, intesa come probabilità di non superamento del danno D2, in una scala da D0 a D5 (Grunthal, 1998), per l'evento preso in esame. Tale probabilità dipende dalla classe di vulnerabilità cui l'elemento è riconducibile, a partire dai dati di rilevamento contenuti nella scheda ES.

Come enunciato in termini generali dalla Eq. (1), l'operatività del generico edificio strategico dipende inoltre dal coefficiente di qualità dello stesso ($q_{ESn,s}$), calcolato sulla base di parametri e pesi associati della relativa scheda ES. Il coefficiente di qualità assume valori inferiori ad 1 in edifici con criticità di base quale, ad esempio, un cattivo stato di manutenzione che ne inficia la possibilità di svolgere la funzione di emergenza.

L'Indice di Operatività del Sottosistema Aree di Emergenza esprime la probabilità che tutte le Aree di Emergenza individuate mantengano contemporaneamente l'operatività. In particolare, l'indice di operatività della generica (j-esima) area AE dipende dalla probabilità che l'area non venga compromessa dal collasso di edifici su questa interferenti per il dato evento preso in esame (T= 98 anni, T= 475 anni).

Come enunciato in termini generali dalla Eq. (1), l'operatività dipende inoltre dal coefficiente di qualità dell'area strategica j-esima q_{AEj} calcolato sulla base di parametri e pesi associati della relativa scheda AE. Esso presenta valori inferiori ad 1 nei casi in cui l'area presenti criticità di base come, ad esempio, l'assenza di allacci alle reti tecnologiche, o l'essere posta su terreno alluvionabile o su fondo naturale.

L'Indice di Operatività del Sottosistema Collegamenti (infrastrutturali) esprime la probabilità che tutti i punti notevoli del sistema siano mutuamente collegati e pertanto accessibili. L'indice di operatività del generico collegamento tra due punti notevoli dipende a sua volta dal numero di percorsi alternativi che costituiscono il collegamento, ove ciascun percorso è costituito da una successione di rami consecutivi, ognuno caratterizzato dal suo Indice Operativo.

L'indice di operatività del ramo generico dipende dalla probabilità che il ramo non venga compromesso dal collasso di unità strutturali su questo interferenti per il dato evento preso in esame (T= 98 anni, T= 475 anni).

Esso dipende anche dal coefficiente di qualità del ramo z-esimo (q_{Ray}) calcolato sulla base di parametri e pesi associati della relativa scheda AC, che esprime la probabilità di efficienza

dell'operatività indipendentemente dal sisma. Esso presenta valori inferiori ad 1 nei casi in cui il ramo presenti pendenze eccessive, ostacoli o interruzioni.

In sintesi la probabilità di efficienza dei collegamenti migliora con l'aumentare del numero di percorsi alternativi possibili. In generale un sistema caratterizzato da un numero ridondante di rami potrà assicurare con maggiore probabilità il mutuo collegamento tra i suoi vari elementi strategici.

A partire dagli Indici di Operatività dei singoli sottosistemi si definisce l'indice di Operatività Globale come quell'indice che fornisce la probabilità oggettiva, relativamente ad eventi con i periodi di ritorno considerati (T=98, T=475), che tutti gli elementi della CLE siano contemporaneamente operativi.

Essendo di fatto un indice basato sul calcolo della probabilità di elementi posti in serie, esso è basato sul mutuo prodotto tra indici di operatività dei singoli elementi di ogni sottosistema. Ciò implica che all'aumentare della complessità del sistema (intesa come numero di elementi strategici, Edifici Strategici o Aree), la operatività complessiva tenderà ad abbattersi anche nel caso in cui gli elementi strategici abbiano elevata probabilità di mantenimento dell'operatività.

Esempio applicativo: valutazione della condizione limite di emergenza di Faenza. Il modello valutativo illustrato nei precedenti paragrafi è stato tradotto in un applicativo che, a partire dai dati di input della Condizione Limite di Emergenza di un dato comune (DB schede e shape files), automatizza il calcolo degli indici di operatività.

A titolo esemplificativo si illustra il caso del comune di Faenza, sul quale l'analisi di CLE era stata condotta sulla scia di una collaborazione intrapresa da DPC, Regione Emilia Romagna ed Amministrazione Comunale, nell'ambito di un quadro più ampio di attività relative al rischio sismico.

La mappa di Fig. 2 illustra l'Analisi della Condizione di Emergenza di Faenza (58.000 abitanti circa) che prevede un edificio strategico posto in pieno centro storico (Municipio) ed

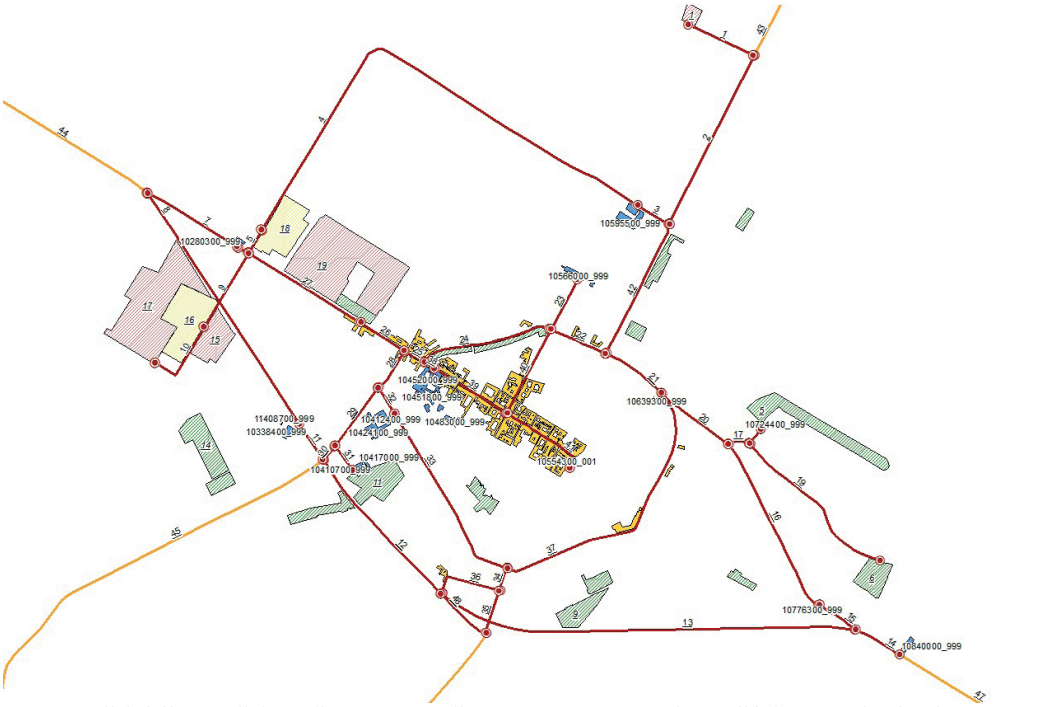


Fig. 2 – Analisi della Condizione di Emergenza di Faenza. Sono presenti un edificio strategico in pieno centro storico (Municipio) ed altri in prossimità di quest'ultimo (Ospedale, Carabinieri, Vigili del Fuoco) ed un sistema di rami di connessione nella zona centrale caratterizzati da molti aggregati interferenti (evidenziati in giallo).

altri in prossimità di quest'ultimo (Ospedale, Carabinieri, Vigili del Fuoco), con conseguente implicazione di un sistema di rami di connessione nella zona centrale caratterizzati da molti aggregati interferenti (evidenziati in giallo). In totale sono individuate 12 Funzioni Strategiche (S=12).

Il sistema delle Aree (nel grafico sono evidenziate anche le aree di attesa, che tuttavia non rientrano nella valutazione) è costituito da 4 aree di Ricovero e 4 di ammassamento (J=8), poste in zone più periferiche rispetto al centro. Il sistema delle infrastrutture è articolato, e caratterizzato da una certa ridondanza dei percorsi attraverso i due anelli concentrici che consentono di eludere il centro storico, con un totale complessivo di 42 Rami, di cui 5 di accessibilità con altrettanti punti di accesso (A=5).

In totale il sistema di emergenza così definito prevede 23 punti notevoli (M=23, dato che in due casi ad un nodo corrispondono due elementi strategici, aree o funzioni), secondo le definizioni date al §3.

Per i due periodi di ritorno T=98 anni e T=475 anni, la pericolosità di base comunale fornisce il medesimo valore della scala MCS in intensità (VII), evidentemente a causa della discretizzazione della scala. Al fine di testare la sensibilità del modello si è assunto come dato di input per i 475 anni un grado I_MCS in più (VIII) rispetto ai 98 anni (VII).

Per agevolare la comprensione dei risultati, vengono forniti, oltre agli Indici di operatività secondo le formulazioni presentate, anche il valor medio ed il valor minimo degli indici relativi ai singoli elementi del sottosistema considerato.

La Tab. 1 illustra l'indice operativo del sistema CLE per i due periodi di ritorno considerati e per la condizione di assenza di danni da terremoto, identificata con periodo di ritorno nullo (T=0); la Tab. 2 illustra i risultati per i tre sottosistemi I_OP(FS), I_OP(AE), I_OP(CO).

I risultati globali mostrano una probabilità di piena operatività del sistema prossima allo zero per entrambi i terremoti esaminati ed un valore inferiore a 1 anche in assenza danni prodotti dal sisma (0,63).

La media relativamente alta e il minimo considerevolmente basso (per T=475 i valori sono rispettivamente 0,93 e 0,28) restituiscono una prima chiave di lettura, evidenziando la complessità del sistema, articolato in vari elementi mediamente operativi, ma con qualche problema specifico.

Tab. 1 – Faenza: Indice di Operatività Globale.

		(T=0)	(T=98)	(T=475)
Indice operatività **GLOBALE**	**I_{OP} (CLE) Probabilità di operatività**	**0.6345**	**1.6569E-02**	**8.3710E-15**
	Media degli indici	0.9846	0.9728	0.9357
	Minimo degli indici	0.8900	0.8149	0.2808

Tab. 2 – Faenza: Indici di operatività dei tre sottosistemi.

		(T=0)	(T=98)	(T=475)
Indice operatività **FUNZIONI STRATEGICHE**	**I_{OP} (FS) Probabilità di operatività**	**0.9600**	**0.7441**	**0.4798**
	Media degli indici (FS_S)	0.9967	0.9771	0.9485
	Minimo degli indici (FS_S)	0.9600	0.8149	0.5971
		(T=0)	(T=98)	(T=475)
Indice operatività **AREE DI EMERGENZA**	**I_{OP} (AE) Probabilità di operatività**	**0.7023**	**0.6836**	**0.6136**
	Media degli indici (AE_J)	0.9575	0.9542	0.9415
	Minimo degli indici (AE_J)	0.8900	0.8900	0.8900
		(T=0)	(T=98)	(T=475)
Indice operatività **COLLEGAMENTI**	**I_{OP} (CO) Probabilità di operatività**	**0.9411**	**3.2576E-02**	**2.8433E-14**
	Media degli indici (CO_X)	0.9998	0.9872	0.9170
	Minimo degli indici (CO_X)	0.9500	0.8599	0.2808

La successiva lettura dei risultati per sottosistema (Tab. 2) conferma quanto desunto dai risultati globali.

In assenza di sisma (T=0) il basso valore dell'indice di operatività del sottosistema aree I_{OP}(AE) è dovuto alla presenza di precarietà specifiche delle stesse (aree poste su fondo naturale e/o senza allacci alle reti).

In presenza di sisma tale aspetto si combina alla scarsa operatività dei collegamenti la cui probabilità è molto bassa sia per T=98 anni, e soprattutto per T=475 anni. Entrando nel merito degli indici dei singoli collegamenti, forniti da I.OPA.CLE, risulta evidente che le criticità sono relative a tutti i collegamenti con il Municipio, a causa della bassa operatività dei rami attraversanti il centro storico, caratterizzati da un elevato numero di edifici interferenti particolarmente vulnerabili. La Fig. 3 illustra i risultati, limitatamente ai rami di interesse, riversati su GIS.

Conclusioni e futuri sviluppi. I risultati incoraggianti ottenuti dalle prime applicazioni di I.OPA.CLE suggeriscono di proseguire nella sperimentazione su ulteriori insediamenti urbani (dei quali si disponga l'analisi della CLE) con caratteristiche differenti (dimensione, complessità, problematiche), al fine di testare la sensibilità del modello valutativo.

Nelle prossime sperimentazioni si prevede inoltre di testare l'influenza della risposta sismica locale derivante da studi di Microzonazione Sismica locale di II e III livello, e di implementare nella formulazione l'aspetto delle instabilità legate a fenomeni franosi, liquefazioni o faglie.

Riconoscimenti. Si ringrazia D.Albarello per aver prodotto specifiche elaborazioni relative alla pericolosità di base utilizzata nel modello. Si ringraziano inoltre R.Ferlito ed A.Pizza per il contributo fornito nella calibrazione dei coefficienti q, ed il resto del gruppo di lavoro per il supporto tecnico scientifico prestato. Si esprime infine riconoscenza al Comune di Faenza, Settore Territorio (arch.Ennio Nonni) per lo spirito di collaborazione e per aver acconsentito alla pubblicazione dei risultati sperimentali ottenuti.

Fig. 3 – Risultati, limitatamente ai rami di interesse, della valutazione della CLE di Faenza.

Bibliografia

A.A.V.V. (2000). *Censimento di vulnerabilità a campione dell'edilizia corrente dei Centri abitati, nelle regioni Abruzzo, Basilicata, Calabria, Campania, Molise, Puglia e Sicilia.Volume I Relazione Generale*.

Albarello D., Mucciarelli M.; 2002: Seismic hazard estimates using ill-defined macroseismic data at site. Pure App. Geophys., 159,1289-1304.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2012). Analisi della Condizione Limite di Emergenza, CLE. *Standard do Rappresentazione e archiviazione informatica*. Versione 1.0, Roma, Gigno 2012. http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/SpecificheCLEv1_0_reduced.pdf

D'Amico V., Albarello D.; 2008: SASHA: A computer program to assess seismic hazard from intensity data. Seismol. Res. Lett.,79, 663-671.

DCDPC 1755 27/04/2012. Attuazione dell'art.11 del decreto legge 28/04 2009 n.39 convertito con modificazioni, dalla legge 24/06 2009 n.77. Approvazione modulistica per l'Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano di cui all'art.18 dell' OPCM 29/02//2012 n.4007.

Di Pasquale G., Orsini G. and Romeo R.; 2000: Sensitivity analysis in seismic risk assessment. Proceedings of the 6th international conference on seismic zonation, Palm Springs, CA.

Dijkstra, E. W. "A Note on Two Problems in Connection with Graphs." Numerische Math. 1, 269-271, 1959.Dolce M., Marino M., Masi A., Vona M. (2000). Seismic Vulnerability Analysis and Damage Scenarios of Potenza Town, International Workshop on Seismic Risk and Earthquake Damage Scenarios of Potenza, Potenza.

Dolce M., Di Pasquale G., Speranza E., Fumagalli F., (2012). A multipurpose method for seismic vulnerability assessment of urban areas. In 15 World Conference on Earthquake Engineering, Lisboa.

Grunthal G. (1998). European Macroseismic Scale 1998. Cahiers du Centre Europ. de Géodyn. et de Séismologie, vol 15: 1- 99.

ICMS (2008). Gruppo di lavoro MS. Indirizzi e criteri per la micro zonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137.

THE FEBRUARY 16TH EARTHQUAKE SEQUENCE IN CENTRAL ITALY, A TOOL FOR IMPROVING MICROZONATION RESULTS IN THE MUNICIPALITY OF ARPINO

D. Famiani[1-3], M. Manuel[2], G. Milana[3]

[1] DISTAV – Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita, Università degli Studi di Genova, Italy

[2] Geotecnica e geognostica SRL, Frosinone, Italy

[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Rome, Italy

Introduction. Microzonation studies, (hereinafter MS) are widely recognized as a useful tool to investigate the variation of earthquake-induced ground shacking as a function of the geological and geotechnical characteristics of the shallow soil layers. Moreover the results of MS can be used as an instrument for urban planning.

Even though already performed after seismic events in Italy both at local scale as for the 1976 Friuli event and a regional scale, as for the Umbria-Marche event of September 1997, MS studies become a standard procedure in Italy following the L'Aquila (Mw 6.3) event of April 2009 and now they are required in the areas most prone to high level of seismicity. The MS is regulated by the guidelines promoted by the Civil Defence Department (DPC) since 2008 (Gruppo di lavoro MS, 2008) and contemplates studies at three different stages of detail the simplest one being indicated as MS of level 1 (hereinafter MS1).

In MS the use of recorded seismic events, either strong and weak motion types, is indicated as a useful tool for evaluating the seismic response of a site. Moreover the analysis of the recorded seismicity can be used to verify and confirm the amplification factors found using numerical modelling of seismic response as required by MS guidelines. This kind of data can be easily collected after a major seismic event or during a seismic sequence and/or in areas where the background seismicity rate is quite high. Unfortunately in many cases real seismic data are not used in MS due to the difficulties of recording seismic event in a short time in many region of the country. This is particularly true for MS1 that only implies the collection of existent information about the geological and geotechnical conditions of the investigated

areas and does not implies any monitoring activities except for some ambient noise single station measurements. This limitation is implicit in the definition of MS1 that is only dedicated to defining, mainly on the base of geological information, the areas suitable of seismic amplification with a homogenous behaviour without evaluating any amplification factor.

As already pointed out the Civil Defence Department (DPC) promoted MS1 for the areas characterized by a high seismic risk in Italy. The Lazio County is part of DPC MS program and many municipalities, including the city of Arpino, the object of this paper, were already investigated by MS1.

Historical seismicity. Arpino, located at the Southeastern edge of Lazio County, on the hillside area of the Lazio-Abruzzi Apennine chain, experienced in the past several seismic events that caused important damages to the urban structures. In particular the 1915 Mw 7.0 Avezzano event was felt with a MCS macroseismic intensity 8, and the 1654 Sorano-Marsica Mw 6.3 event induced a MCS intensity 9. The epicentral distances for these events were of about 30 and 6 kilometres respectively.

On February 2013 the area of Sora (about 8 kilometers North-West of Arpino) was hit by a seismic sequence of low to moderate magnitude events with the mainshock of February 16th with Mw of 4.8 according to the data recorded by the Italian Seismic Network (RSNC) (http://iside.rm.ingv.it). The sequence lasted for more than two months and generated several tenths of aftershocks. The mainshock of February 16th was clearly felt by the citizens of Arpino, as testified by the MCS map produced thanks to the 4543 questionnaires compiled on line after the event. Despite to its low magnitude the event was able to generate some very light damage in Arpino probably due to the high vulnerability of buildings (http://www.haisentitoilterremoto.it).

The focal mechanism associated to the mainshock is essentially normal with strike oriented in the NW-SE direction in agreement with the general NE-SW extensional trend of the area.

Seismic data collection and geological setting. The high seismicity rate observed during the seismic sequence offered the opportunity to record, in a very short lapse time, weak motion seismic data in the epicentral area. For this reason four seismic stations (herein after AR stations) were installed in the Arpino municipality starting from February 23, and active until April 4. The installed instruments were based on high sensitivity Reftek 130 data loggers connected to three component seismometers Lennartz LE3D-5s with eigenfrequency of 0.2 Hz and sensitivity of 400 v/m/s. Stations were operating in a continuous recording mode with a sample frequency of 125 samples per second. Absolute timing was ensured by GPS synchronization.

The selection of the recording sites was based upon the MS1 results, in particular on the distribution of the so-called "MOPS" that are intended as areas characterized by an homogeneous seismic behaviour.

In MS1 the MOPS are defined starting from the geological and lithotechnical maps of the investigated area. The geological setting of Arpino territory is clearly connected to the evolution of the Lazio-Abruzzi Apennine chain mostly constituted by Cretaceous-Paleocene calcareous sequence. This unit represents the geological and seismic bedrock for the overlying continental deposits.

In the MOPS map (Fig. 1) the area were this calcareous bedrock outcrops is indicated as stable and named as S1if it presents a slope less 30%.

According to the Italian building code (NTC, 2008) the same unit is considered suitable for topographic amplification and is indicated as SA1 when its slope is higher than 30%.

The most widely diffused deposit outcropping in the Arpino area is the Plio-Pleistocenic so-called *Santopadre* formation (Angelucci, 1970). This Formation, having a thickness up to about some hundreds metres, consist of two members: the lower one is composed of coarse to fine–grained silty sandstone and clayey siltstones, deposited in a fluvio-lacustrine and palustrine environment; the upper one is composed mainly of old alluvial sediments constituted by

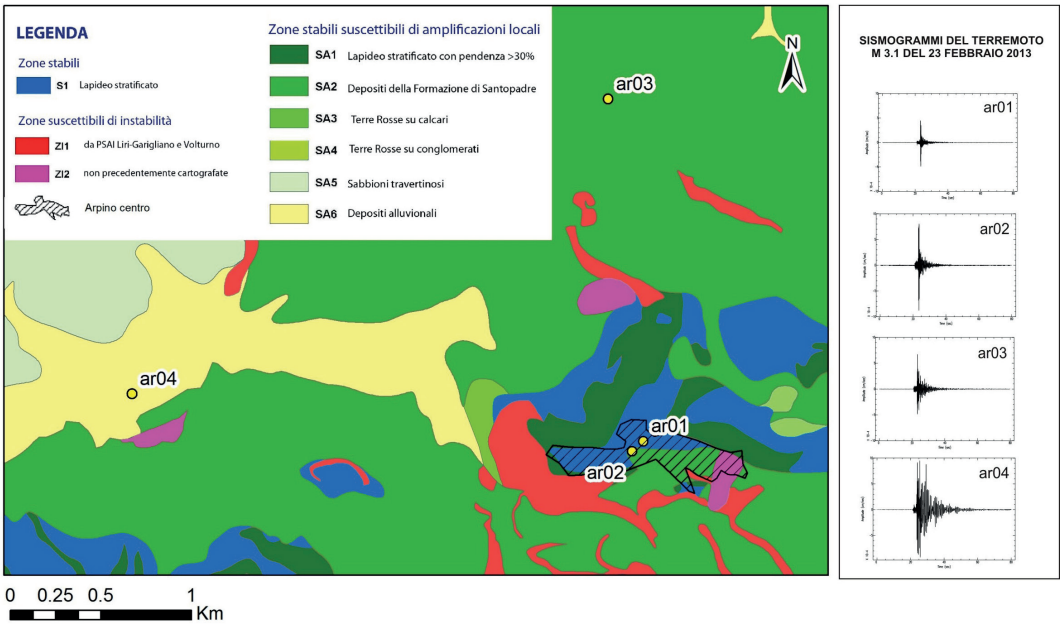


Fig. 1 *Modified map of the MOPS (MS1) for the Arpino municipality with relative legend and description of the areas. Yellow balls indicate the installation points of the temporary seismic network. In the box on the right are shown the time histories of the M 3.1 event of 23 February acquired for each station.*

calcareous conglomerates and sandstone locally interbedded with siltstone (Carrara *et al.*, 1995). It has, for its own genesis, an extreme vertical and horizontal lithological variability. In fact, the depositional mechanism is influenced both by the general standards of a fluvio-lacustrine depositional environment and the sin sedimentary tectonic activity of listric faults present in the very central portion of the town but also more widely distributed in the entire municipality. The former contribution is responsible, mainly inside the lower member of the formation, for vertical and lateral eteropies of the Santopadre Formation typical of the downstream junction sediments with moderate transport energy. This implies a not jet tectonic contribution that is instead evident in the textural structure of the upper member of the formation, on the occasion of the sudden beginning of an important mountain range uplift. This new mechanism induces a production of a huge quantity of high-energy debris flow deposits, which would have been transported and deposited downstream, tilted up by the syntectonic activity of the normal fault system. This feature does not allow us to associate one lithostratigraphic succession for the entire formation and furthermore we are likely to deal with this problem once we focus our attention on the test sites of our study. There is, in fact, a lateral EW oriented unconformity that keeps in tectonic contact the limestone bedrock of the northern part of the historical centre with the southern part located on the Santopadre formation.

In the MOPS map this geological unit is indicated as an area prone to seismic amplification and is named as SA2.

Both calcareous bedrock and Santopadre conglomerates are often overlaid by karstic alteration deposits indicated on the MOPS map as SA3 and SA4 respectively.

Locally some outcrop of travertine Pleistocene deposits are found in the area and named as SA5 in the MOPS map.

Recent alluvial deposits are found in a fluvial valley located at the foothill of Arpino historical centre. This unit is reported as SA6 in the MOPS map.

In order to investigate the possible differences in the seismic response in the area we installed a first seismic station on the stable S1 area in the historical centre of Arpino (AR1). Due to the

local geological characteristics this station should not present significant amplification effects on ground motion.

A second instrument (AR4) was deployed in the alluvial valley (SA6) which corresponds to an area of possible future industrial expansion. Soft soil layers corresponding to the recent alluvial deposits characterize this recording site suggesting the presence of some amplification effects in a frequency range of interest from the engineering point of view.

The other two instruments were installed on the Santopadre Formation, the first in the historical city centre the second on a hilly area representative of the countryside of the city.

Our choice of installing two instruments (AR2 and AR3) on the same MOPS unit (SA2) was motivated by the extreme lateral and vertical variability of the characteristics of the formation in terms of lithotypes that range from conglomerates to siltstone. This feature cannot be easily represented in the geological map and does not allow associating one lithostratigraphic succession for the entire formation.

Due to these considerations we decided to investigate the possibility of a different seismic response that cannot be caught by the MOPS map. Moreover the area were AR2 is located suffered the most severe damages in the strongest historical earthquakes and some damage in the February 2013 event.

Seismic data analysis. As first step in our analysis of seismic data ambient noise waveforms were used for evaluating horizontal over vertical spectral ratio (HVNSR) following the approach proposed by Nakamura (1989). The continuous recording mode allowed selecting long time windows recorded at night to perform the analysis. This choice was necessary to reduce the effect of the strong sources of anthropic disturbs found during the day in some of the recording site. Moreover it was possible to remove those windows contaminated by the presence of micro-earthquakes, quite frequent at the time of the network operation. All the signals were processed with an antitrigger algorithm (SESAME, 2004) to remove noise windows containing disturb and transient phenomena; Fourier spectra were smoothed with a Konno and Ohmachi (1998) algorithm, and HVNSR was evaluated on the geometrical mean of the Fourier spectra of horizontal components. The resulting HVNSR is an average over a large number of selected 40 seconds long time windows varying from 50 to 100 according to the sites characteristics. This ensures a good stability in the results.

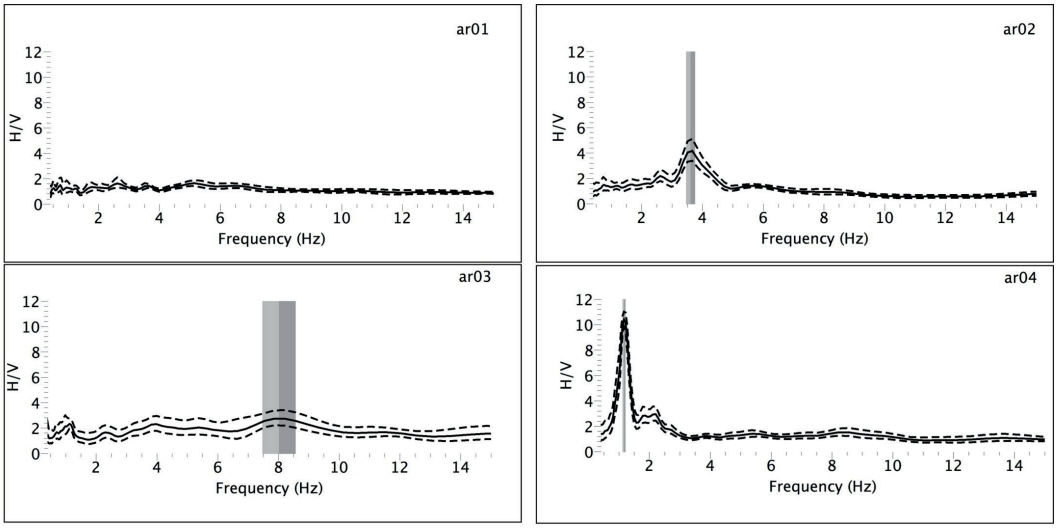


Fig. 2 *HVNSR calculated for all the stations of the temporary network installed inside the Arpino municipality.*

The results of HVNSR analysis are shown in Fig. 2 for all the deployed stations. First we examinated HVNSR for station AR1, in order to verify the possibility of using this bedrock site as a reference one. This control is necessary since the choice of a reference site is an important step in the analysis of seismic event with standard spectral techniques (Steidl *et al.*, 1996; Bordoni *et al.*, 2010).

As clearly shown by figure 2 AR1 station presents H/V values with amplitude ranging between one and two in the entire analyzed frequency band. This observation confirms the hypothesis that this station can be considered as a reference site suggesting the idea that the limestone outcropping in the historical centre of Arpino can be really considered as seismic bedrock.

The AR2 H/V results indicate the presence of a clear peak centred at about 3.3 Hz with average amplitude of about 4.5 – 5.0. This peak suggests the presence of some strong amplification effect at this site that is located only few tenths of meters away from the AR1 reference site.

At AR3 H/V ratio presents a value close to the unity at low frequencies and reaches an average value between 2.0 and 2.5 in the frequency range between 1 and 10 Hz. This result suggest the presence of some slight amplification effect in the area and put into evidence a sensible difference with respect to AR2 site even tough the two stations are located on the same geological unit. The presence of low amplitude broadband curves instead of sharp peaks in the H/V curve can be related to the absence of strong impedance contrasts in the surface layers.

For AR4 station H/V ratio shows a clear peak at a frequency of about 1.2 Hz with average amplitude of about 7. In this case some strong amplification effect can be inferred due to a probable impedance contrast between the soft alluvial sediments related to the river valley and the bedrock possibly due to the Santopadre formation.

The second step of the seismic data analysis consisted in the application of standard spectral techniques (standard spectral ratio, SSR) (Bocherdt, 1970) to the aftershocks recorded by the four installed seismic stations. The seismic sequence of started on February 2013 was recorded by the Italian seismic network (RSNC) managed by INGV. In order to improve the quality of hypocentral localizations INGV installed some extra instrument in the area just after the mainshock of February 16. This allowed to both improve the quality of the event location and to lower the threshold of detectable magnitude. As a consequence of what above-mentioned INGV people was able to select a list of more than one hundred well located aftershocks with maximum local magnitude of 4.8. This information was used to extract from the continuous recordings at the AR stations the aftershocks time windows. Due to their purposes, the AR stations were installed in sites where the signal to noise ratio was not always so favourable, and this strongly influenced the quality of the collected aftershocks at least for low magnitude events. Due to these considerations the selection of the events for evaluating SSR spectral ratio involves a careful signal to noise analysis and up to now it is still going on. In order to derive at least some preliminary information on the transfer function of AR stations, using SSR approach and AR1 as reference station, we present the results for the magnitude Ml=3.1 aftershock of February 23 (17:05 UTC). The event was cut using a 30 seconds time window starting one second before the arrival of S waves picked on the horizontal components of the velocity time histories. A Fourier transform of the selected windows was evaluated and a smoothing algorithm was applied to reduce the oscillation on the spectral ratio. The spectral ratio was then evaluated on the smoothed spectra for all AR2, AR3 and AR4 stations, using AR1 as a reference site. The obtained results are shown in Fig. 3.

For AR2 station SSR results show some clear amplification with two clear peaks. The first is centred between 3.0 and 3.5 Hz, the second, with bigger amplitude, between 4.0 and 4.5 Hz. The first peak corresponds, in frequency, with the H/V peak, while the second is only slightly visible in H/V data. As often found in spectral analysis, SSR results show amplitude much higher than H/V data. In our analysis this difference can also be enlarged by the lack of any statistical analysis on SSR data.

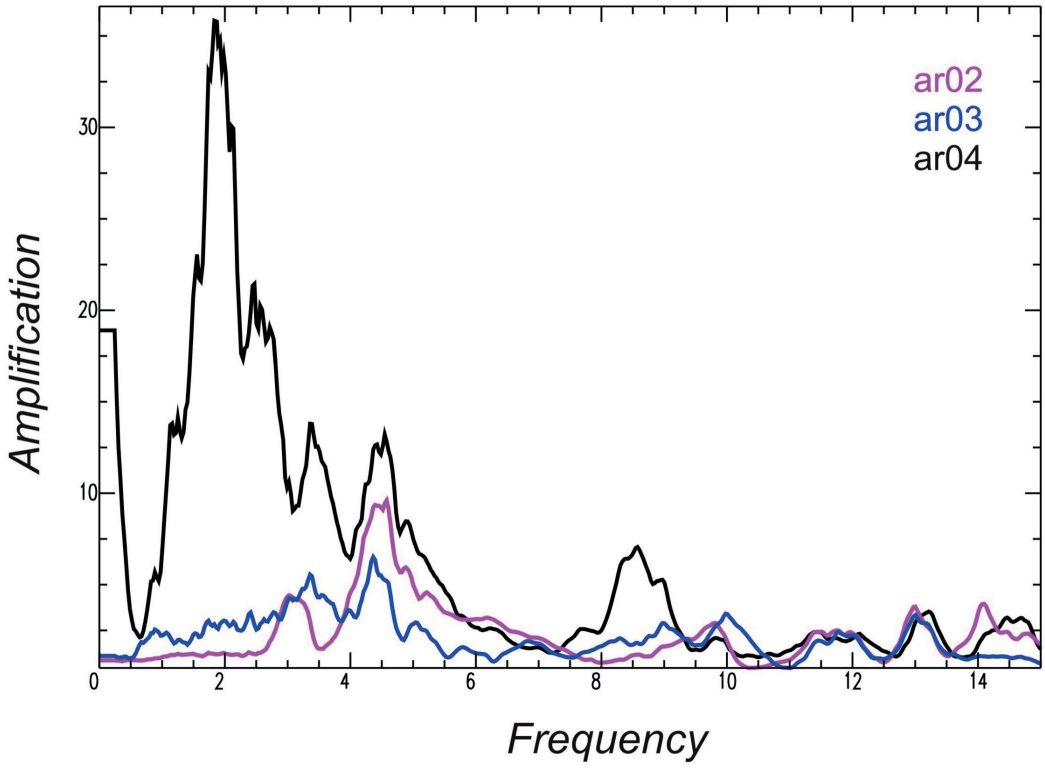


Fig. 3 *SSR of the M 3.1 event of 23 February 2013 calculated using ar01 station as reference site.*

At AR03 the SSR results are in good agreement with SSR data, since the SSR transfer function well reproduces the shape of H/V spectral ratio. Also in this case the SSR amplitude is higher.

For AR4 station the H/V peak at about 1.2 Hz is also present in SSR data, even tough in this case a strong amplification in found at frequency of about 2 Hz and at higher frequency. For this station SSR results show very strong amplification factors confirming what inferred by geological data.

We can conclude that both HVNSR and SSR data are able to detect a good quality reference site just in the historical Arpino city centre.

The widely diffuse Santopadre formation, outcropping both in a part of the city centre and in the surrounding areas shows some important variation in seismic response with low amplitude broad band amplification in some areas and quite strong amplification with sharp peaks in the city centre just few meters apart from the reference site. This result is confirmed by a paper that describes in detail the damages Arpino suffered during the 1915 Avezzano event (Esu and D'Elia, 1967). In this work the authors pointed out that the most damaged part of the city centre was founded just on the Santopadre formation.

Some major amplification effect is found using both HVNSR and SSR approaches in expansion area located in the river valley west to the city centre.

Conclusions. In this paper we describe the results obtained by analysing the data collected by a set of seismic stations installed in the city of Arpino (Central Italy) during the seismic sequence of February – April 2013.

Starting from MS1 results the selection of the recording site was based on the geological information derived from the MOPS characteristics. This allowed detecting the geological

formation more suitable for hosting the rock reference site and to choose the remaining stations on the base of the different geological characteristics of the sites.

The distances between the reference site and the other recording sites were ranging from few tenths of meters up to about three kilometres. This allowed investigating the variation of seismic ground motion at a very local scale, in particular in the historical city centre.

The obtained results confirm the presence of important amplification factors in an area where surface geology clearly suggested this possibility. On the other hand our results also showed a strong variability in the seismic response in an area where MS1 was not able to describe some important lateral and vertical variation in the characteristics of the outcropping unit.

The recent MS1 practice only very rarely takes into account for earthquake seismic data due to the objective difficulties often found in recovering such a kind of data.

Nevertheless we think that MS1 and earthquake data can be used together to improve our knowledge of seismic response. This is particularly true if a seismic sequence of small to moderate magnitude events hits a particular region where MS1 is already available. In fact in these cases it is possible to collect a big number of data in a very short time. In addition to that, MS1 results can help seismologist to select in a more conscious way, the recording sites using the MOPS map as a base for this choice.

On the other hands seismic data collected during a seismic sequence can help to better define either the fundamental resonance, also found in the MOPS, the amplification function, that is not provided in MS1, and the presence of differential seismic behaviour and response that can occur in the same MOPS unit. This is particularly true for those geological formations that can present a strong lateral variability that cannot be detected by MS1 due to the lack of in situ geotechnical and geophysical information.

References

Angelucci A.; 1970: Formazione di Santopadre, Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia: Formazioni geologiche, 4, 149-155, Roma.

Bordoni P., Di Giulio G., Haines A.J., Cara F., Milana G., Rovelli A.; 2010: Issues in choosing the references to use for spectral ratios from observations and modeling at Cavola landslide in Northern Italy. Bull. Seism. Soc. Am., 100, 1578–1613

Bocherdt R.D.; 1970: Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. Bull. Seism. Soc. Am., 60, 29–61

Carrara C., Giraudi C.; 1995: La formazione Plio-Pleistocenica di Santopadre (Lazio, Itala Centrale). Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(2), 1995, 535-552

Esu F., D'Elia B.; 1967: L'influenza della natura dei terreni sugli effetti del terremoto del 13 gennaio 1915 nei centri abitati del Lazio meridionale, R.I.G., 4bis, 1967, 299-311

Gruppo di lavoro MS; 2008: Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e Provincie autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cd-rom

Konno K., Ohmachi T.; 1998: Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 228–241

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (eds.); 2011: DBMI11, the 2011 version of the Italian Macroseismic Database. Milano, Bologna, (http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11)

Nakamura Y.; 1989: A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR RTRI 30, 25–33

NTC2008, Nuove norme tecniche per le costruzioni, D.M. 14 Gennaio 2008

SESAME; 2004: Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretations. SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, deliverable D23.12 (http://sesame-fp5.obs.ujfgrenoble.fr)

Steidl J.H., Tumarkin A.G., Archuleta R.J.; 1996: What is a reference site?. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1733–1748

ATTIVITÀ DI RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO IN GARFAGNANA E LUNIGIANA: ALCUNI RISULTATI DOPO L'EVENTO DEL 21 GIUGNO 2013

M. Ferrini
Servizio Sismico Regionale, Regione Toscana

Introduzione. L'evento sismico del 21 giugno 2013 con M=5.2 ha interessato un'area epicentrale ben delimitata a cavallo della Garfagnana e Lunigiana tra i Comuni di Minucciano, Piazza al Serchio, Sillano e Casola in Lunigiana e Fivizzano ed in particolare in un perimetro anche più ristretto di alcune frazioni di detti comuni ove si sono registrati i danni più significativi; in altre frazioni anche prossime alle prime i danni sono stati minori/non significativi.

Si tratta di comuni montani caratterizzati da numerose frazioni, circa 100, borghi e case sparse costruite in muratura di pietrame, spesso poco abitate fatto salvo alcune limitate concentrazioni e con un elevato numero di persone anziane; il sistema produttivo è prevalentemente agricolo ed il sistema viario è centrato su una statale ed un reticolo fitto e spesso ridondante di percorsi.

L'evento sismico è avvenuto verso metà mattina inoltrata, con le scuole chiuse per il termine del periodo scolastico e ancora lontano dai rientri degli immigrati o villeggianti in relazione al prossimo periodo estivo.

Nei giorni e settimane, seguenti uno sciame sismico ha interessato l'area con numerosi eventi alcuni dei quali significativi che hanno fortemente allarmato la popolazione anche per il progressivo aumento di danni in alcuni edifici e frazioni.

Il territorio è classificato sismico dal 1927, a seguito del forte terremoto del settembre 1920 (M=6.2).

Rileggere la Garfagnana, ciò vale anche per qualsiasi altra area sismica, dopo circa 90 anni dal terremoto del 1920 mette in luce un territorio fortemente diverso e nel quale le articolazioni del tessuto abitativo di allora sono profondamente cambiate:

- la tipologia strutturale degli edifici non è più soltanto in muratura di pietrame come allora e almeno il 40% degli edifici è in cemento armato o muratura in mattoni;
- gli abitati si sono sviluppati su terreni alluvionali o su pendii un tempo destinati solo ad attività agricole e quindi ciò può comportare un diverso effetto locale;
- gli edifici pubblici destinati ai servizi alla popolazione quali le scuole, ospedali e strutture sanitarie sono notevolmente aumentati;
- le aree produttive e commerciali sono una realtà solo da alcuni decenni e interessa piccole aree e la tipologia costruttiva è in gran parte del tipo in cemento armato prefabbricato;
- il sistema infrastrutturale e viario della comunicazione è fortemente rinnovato rispetto a quello esistente allora, anche se è di rilievo la questione della franosità e del dissesto idrogeologico;
- il modello di vita, le attività sociali sono, ovviamente per quanto detto sopra, tutt'altra cosa di quelle di circa 90 anni fa e se allora fu ritenuto un fatto positivo che l'evento avvenne alle prime luci dell'alba perché gran parte della popolazione era già nei campi a lavorare, questa volta il ripetersi dell'evento sempre alla stessa ora, è probabile che trovi gran parte della popolazione ancora dentro le case;
- la popolazione era di gran lunga superiore a quella di oggi ma era anche largamente distribuita e diffusa in molti centri urbani minori ed edifici isolati, mentre attualmente il tessuto insediativo è caratterizzato da una maggiore concentrazione solo su un numero ridotto di centri urbani.

L'evento sismico caratterizzato da una M=5.2 ha preoccupato nella fase inziale gli addetti del settore per le possibili conseguenze di danni e persone coinvolte per poi prendere atto di una situazione migliore, fermo restando i danni a molti edifici che sono stati quantificati in qualche decina di milioni di euro. Il DPC ha parlato di "non evento" per evidenziare gli aspetti

positivi della risposta strutturale degli edifici per un evento sismico significativo e del sistema istituzionale.

Le motivazioni sono state imputate anche alle attività di prevenzione e riduzione del rischio sismico avviate dalla Regione Toscana negli ultimi 30 anni con gli interventi di messa in sicurezza degli edifici pubblici rilevanti e strategici e del patrimonio edilizio privato.

Le attività di indagine, valutazioni e messa in sicurezza avviate dalla Regione Toscana. In questi anni, numerose sono state le iniziative a scala territoriale e locale per meglio definire le caratteristiche dei sistemi insediativi in relazione alle conseguenze che un evento sismico potrebbe provocare. In particolare a partire dal:

- 1984, con il programma di studi e ricerche "Progetto Terremoto in Garfagnana, Media Valle del Serchio e Lunigiana";
- 1986, con i finanziamenti della L. 730/86 che per la prima volta in Italia (resta tale fino al 2003) prevede interventi "controllati" di adeguamento sismico preventivo sugli edifici pubblici strategici (scuole, municipi, ospedali, ecc), secondo logiche di priorità di rischio sismico;
- 1997, con la legge regionale n. 56 del 30 luglio "interventi sperimentali di riduzione del rischio sismico", che prevede finanziamenti per le indagini sugli edifici in muratura e cemento armato, per le indagini di microzonazione sismica sui centri urbani, per le reti di monitoraggio sismico, per la informazione alla popolazione ed alla scuola e per la prima volta in Italia anche per contributi ai cittadini per la realizzazione di interventi "controllati" di miglioramento sismico di edifici residenziali;
- 2001, con cospicue risorse economiche regionali previste dai Programmi Regionali di Azione Ambientale, che rifinanzia la LR 56/97 e della comunità europea (misura 2.8.3 del DOCUP 2000-2006) e consente di mettere a frutto le esperienze accumulate e di avviare in modo massiccio, indagini specifiche sugli edifici strategici pubblici, sui centri urbani e le aree produttive più significative, campagne di informazione alla popolazione ed alla scuola; attività che è tutt'ora in corso, ed è stata estesa progressivamente anche i tutti i comuni dell'area appenninica (Lunigiana, Mugello, Casentino, Valtiberina e Amiata) che si caratterizza come quella a maggior rischio sismico del territorio regionale.
- 2004, con cospicue risorse statali del Ministero della Pubblica Istruzione, del Ministero delle Infrastrutture e del Dip.to della Protezione Civile Nazionale a cui si aggiungono anche quelle della comunità europea misura 2.5 del POR 2007-2013) per realizzare interventi preventivi di adeguamento sismico "controllato" per la messa in sicurezza degli edifici pubblici strategici, secondo logiche di priorità di vulnerabilità sismica, acquisite con le indagini sugli edifici dei programmi regionali VSM, VSCA e VEL avviati con la LR 56/1997 ed i PRAA.

L'azione regionale è caratterizzata, quindi, non solo da indagini e studi ma anche da finanziamenti per la realizzazione di interventi di adeguamento sismico o miglioramento sismico su molti edifici pubblici strategici e su edifici residenziali utilizzando a tal fine prevalentemente risorse statali e comunitarie ma anche regionali su specifiche iniziative.

Interventi che dovevano e devono rispondere a logiche diverse dalle tradizionali sia per gli aspetti tecnici, che per quelli economici per poter così avviare il necessario rinnovamento della "cultura tecnica", spesso basata su tecniche sbagliate o inefficaci tali da comportare non solo uno spreco di risorse economiche ma anche da generare una illusoria e fraudolenta sicurezza sismica rispetto a quanto richiesto dal cittadino.

Il Servizio Sismico Regionale, che ha avviato dal 1982 le iniziative è stato equiparato dal 1994 ad un ufficio del Genio Civile al fine di approvare i progetti relativi ai finanziamenti preventivi, non solo secondo la normativa tecnica antisismica ma soprattutto in relazione alle specifiche norme tecniche regionali emanate per la finalità degli interventi di prevenzione e in base alla LR sui controlli dell'attività edilizia, anche con criteri di controllo tecnico più

specifici e di valutazione della convenienza tecnico-economica delle scelte progettuali (criteri diversi da quelli degli altri uffici regionali).

I principali avvenimenti per i quali si avvia la prevenzione in Garfagnana e Lunigiana fin dal 1981. Di seguito i principali momenti che hanno consentito nel tempo di mantenere una costante pressione sulla comunità esposta al rischio e volgere al positivo alcuni episodi.

Prima il terremoto del Friuli e successivamente quello dell'Irpinia come in altre parti dell'Italia fanno riflettere e avviare iniziative locali che nel caso specifico si caratterizza nel convegno *Come difendersi dai terremoti, esperienze e proposte. Dalla Toscana al problema nazionale", convegno nazionale del 30-31 ottobre e 1 novembre 1981 a Castelnuovo Garfagnana.*

Se a giugno 1982 la Toscana viene classificata sismica per ulteriori 150 comuni oltre ai 30 già classificati dal 1927, nel 1983 viene stipulato un protocollo d'intesa con il GNDT per "la realizzazione di studi e ricerche finalizzate alla valutazione della pericolosità sismica regionale ed alla riduzione del livello di rischio nella pianificazione territoriale". Tale programma sarà successivamente implementato nel corso degli anni da altri atti normativi regionali. Si vuole ricordare anche una specifica iniziativa denominata "Progetto Terremoto in Garfagnana e Lunigiana", avviato nel 1983 che ha l'obiettivo della messa a punto di un quadro di conoscenze sul quale basare la strategia di difesa dalla catastrofe che può essere provocata da un terremoto di assegnate caratteristiche.

Il preallarme sismico in Garfagnana del 23/1/1985 di M=4.2. Sulla base degli studi avviati si ebbe timore che l'evento sismico potesse avere significato come nel settembre del 1920 e quindi potesse precedere un evento successivo più forte. Da qui la decisione di comunicare al Ministro Zamberletti la situazione di probabile pericolo e le successive decisioni governative che fecero scattare l'allarme sismico con un comunicato trasmesso al Tg delle 20.00: si chiedeva alla popolazione della Garfagnana di trascorrere la notte ed il giorno successivo fuori di casa per almeno 48 ore.

La mattina presto del 24 gennaio a Lucca, si presentarono 30 tecnici regionali dei Geni Civili delle 9 province per avviare le verifiche sugli edifici privati segnalati e su quelli pubblici strategici e che nei mesi precedenti erano stati formati nel rilievo degli edifici del centro urbano di Castelnuovo Garfagnana. Questa risposta organizzata, tempestiva ed efficace fu una delle sorprese di allora, sia per la popolazione che prontamente aveva abbandonato le case che per gli amministratori locali che si dovevano confrontare con una esperienza nuova.

Venne giudicata dalla comunità scientifica e dalle forze politiche nazionali quale garanzia per destinare alla Regione Toscana, e per la prima volta in Italia, risorse economiche per la prevenzione sulla base di un piano di interventi di adeguamento sismico preventivo degli edifici pubblici strategici che doveva basarsi su criteri tecnici di conoscenza delle strutture e di rischio per definire le priorità di intervento.

La Legge 730/1986 – finanziamenti per interventi di prevenzione su edifici pubblici strategici. I territori della Garfagnana e Media Valle del Serchio e della Lunigiana, furono interessati dalla prima ed unica (fino al 2003) iniziativa statale di finanziare, prima, interventi di adeguamento sismico preventivo su edifici pubblici strategici, a seguito dell'allarme sismico del 23 gennaio 1985 che si tradusse nell'art. 20 della L 730/1986 che stanziò 40 miliardi di lire.

Il programma fu approvato solo nel 1990, da una commissione mista composta dal ministero dei Lavori Pubblici, della Protezione Civile, del GNDT e dalla Regione Toscana. I circo 600 edifici pubblici dei 35 comuni erano stati censiti e valutati con le schede GNDT ed ordinati per priorità di rischio sismico e con una stima economica dei lavori di adeguamento sismico.

La Regione Toscana approvò le Istruzioni Tecniche, D.1, D.2, D.3, che prevedevano:

- di non assegnare a priori le risorse, ma solo dopo l'approvazione del progetto esecutivo;
- di non fissare soglie economiche massime di finanziamento, a metro quadro o metro cubo, in quanto troppo eterogenee le caratteristiche degli edifici da mettere in sicurezza e soglie troppo alte avrebbero costituito una attesa per il progettista e/o l'ente locale;

- di non richiedere a priori il progetto esecutivo per poterlo esaminare a posteriori, ma il progettista doveva elaborare il progetto in collaborazione con l'ufficio sismico a partire dalla corretta rappresentazione dello stato di fatto dell'edificio;
- la valutazione delle caratteristiche geologiche dei terreni, una limitata ma necessaria campagna diagnostica tale da rappresentare correttamente le condizioni di vulnerabilità dell'edificio, - l'individuazione di interventi preferibili rispetto ad altri comunque tali da assicurare uguale sicurezza e minor costo finanziario;
- il finanziamento di interventi particolari quali la demolizione di solai e tetti in cemento armato laddove le pareti murarie risultavano particolarmente deboli o di intere porzioni di edificio al fine di assicurare maggiore regolarità di comportamento; altresì veniva favorita la realizzazione di tetti e solai in legno laddove dovessero essere demoliti quelli esistenti.
- un elenco delle voci opere, con relativa esauriente illustrazioni delle fasi di esecuzione, a cui dovevano fare riferimento i prezzari dei progetti; fu predisposto anche un programma di gestione delle voci che consenti di verificare gli scostamenti dei prezzi utilizzati dai vari progettisti nei vari comuni e l'individuazione dei costi relativi alle opere non ammesse a finanziamento.

Nel corso degli anni dal 1990 al 1996 furono approvati i progetti di adeguamento sismico di 120 edifici strategici, rispetto agli 80 che inizialmente furono individuati in base alle priorità ed ai costi presunti. Ciò fu la diretta conseguenza della scelta fortemente voluta dalla Regione Toscana di modificare la LR 88/1982 sui controlli dei progetti in zona sismica introducento l'art.7 bis con la LR 56/1994, "i progetti devono essere controllati ai sensi della vigente normativa sismica tenendo conto anche della convenienza tecnico economica delle soluzioni progettuali e della sperimentazione di metodologie di analisi e calcolo, di tecniche, tecnologie ed uso dei materiali".

L'insieme delle attività, rese possibile un notevole risparmio di risorse (circa 10 miliardi di lire) che consentì l'adeguamento sismico di altri 40 edifici rispetto a quelli inizialmente previsti dai Comuni in base ai costi dei progetti preliminari.

Non fu una operazione facile sia per le novità tecniche introdotte che per le modalità di controllo dei progetti ed in alcuni casi si ebbero proteste di alcuni professionisti e sindaci, per le nuove modalità di controllo dei progetti e di applicazione dei criteri di verifica delle spese.

Tra i risultati acquisiti:

- una maggiore sicurezza per circa 2.500 cittadini (impiegati, insegnanti ed alunni) in relazione agli ulteriori 40 edifici messi in sicurezza ;
- una valutazione dei costi medi di intervento di adeguamento sismico degli edifici in cemento armato e di quelli in muratura;
- la difficoltà esecutiva di alcune tecniche costruttive che ne potevano compromettere l'efficacia;
- la necessità di una maggiore informazione dei vari operatori del settore delle costruzioni;
- la necessità di acquisire in via preventiva i dati sulle caratteristiche dei materiali di costruzione e geotecniche e geofisiche dei terreni;
- la conferma che era possibile attuare una politica di riduzione del rischio sismico a partire dagli edifici pubblici strategici, con costi ritenuti accettabili.

Il terremoto del 10 ottobre 1995 in Lunigiana. In conseguenza all'evento sismico del 10 ottobre 1995 che interessò prevalentemente la Lunigiana e solo in parte la Garfagnana, la Regione Toscana concorda con il Dip.to della Protezione Civile diretto dal Prof. Barberi, alcuni contenuti del testo della L 74/1996, che rende possibile anche la stipula di Accordi di Programma con il Dip. to della Protezione Civile Nazionale per finanziamenti aggiuntivi di Prevenzione per l'edilizia residenziale. Da questo deriva l'attuazione della LR 56 del 30 luglio 1997 per "interventi sperimentali di riduzione del rischio sismico in Garfagnana, Media Valle del Serchio e Lunigiana".

La Regione Toscana fu l'unica regione a cogliere la possibilità indicata nella L 74/96, stanziando oltre 4 miliardi di lire ai quali si aggiunsero quelli statali, dando vita alla LR 56 del 30 luglio del 1997. La Regione Toscana integrò successivamente la sua quota con ulteriori 5 miliardi di lire.

L'accordo di Programma fu siglato nel marzo del 1997 tra il Presidente della Regione Toscana ed il Direttore della Protezione Civile Prof. Barberi.

Con tale legge, per molto tempo l'unica in Italia, si avvia il finanziamento di interventi di miglioramento sismico di edifici residenziali secondo procedure tecniche specifiche e con l'individuazione di soluzioni progettuali ammesse al contributo e indicando altresì gli interventi non ammessi in quanto peggiorativi che se il proprietario li voleva comunque realizzare a proprie spese non avrebbero fatto accedere al contributo.

Elemento strategico previsto dall'accordo di programma è stata la decisione di procedere ad un aggiornamento delle valutazioni della pericolosità e del rischio sismico dell'area della Garfagnana, Media Valle del Serchio e Lunigiana, al fine di valutare ed adottare uno specifico "livello di protezione" per la comunità esposta.

Gli obiettivi della legge regionale 56/1997 consentono di finanziare:

- valutazioni di vulnerabilità sismica e indagini sui materiali degli edifici pubblici strategici: questo consentirà la definizione dei programmi regionali VSM (valutazione della Vulnerabilità Sismica degli edifici in Muratura), VSCA (valutazione della Vulnerabilità Sismica degli edifici in Cemento Armato); sono circa 1000 gli edifici strategici censiti dai tecnici regionali dal 1998 al 2008 e ne mancano altri 500 per completare tutti i comuni;
- studi ed indagini per la microzonazione sismica dei centri urbani e per gli edifici pubblici strategici: questo consentirà la definizione del programma regionale VEL (Valutazione degli Effetti Locali);sono circa 300 i centri urbani degli 80 comuni a maggior rischio sismico nel quale sono in corso dal 1999 le indagini geofisiche, geotecniche e la produzione di cartografia geologica e geomorfologica a scala 1/2000;
- realizzazione di reti di monitoraggio ai fini della valutazione della pericolosità sismica: questo consentirà l'ampliamento della rete sismometrica ed accelerometrica della Garfagnana e Lunigiana (con l'Università di Genova), della rete Geodetica in Garfagnana, Lunigiana e Senese (con l'Università di Siena e Bologna), della rete geochimica in Lunigiana, Garfagnana ed Amiata (con il CNR di Pisa), dell'integrazione della rete sismica ed accelerometrica della Valtiberina ed Amiata;
- (con l'INGV di Roma);
- realizzazione di campagne di informazione alla popolazione ed alla scuola nonché formazione ai tecnici e professionisti.

Nel 2009 la Regione Toscana ha provveduto ad un aggiornamento della normativa con la legge 58.

Gli interventi di miglioramento sismico controllato su un campione di edifici residenziali.

- Quelli rivolti prevalentemente ad assicurare una buona organizzazione dell'edificio, curando particolarmente la qualità dei collegamenti tra le pareti dell'edificio e tra queste ultime e gli orizzontamenti, di riduzione delle azioni di parti strutturali spingenti, di recupero di dissesti sulle murature localizzati.
- Gli interventi non devono comprendere, se non in casi strettamente necessari, interventi, diretti sulle fondazioni, di irrigidimento o sostituzione dei solai e dei tetti o tesi ad aumentare la resistenza a forza orizzontale dei maschi murari.
- Nel caso di interventi su un edificio facente parte di un aggregato strutturale possono essere effettuati interventi limitati anche su gli edifici adiacenti a questo".

La tipologia dell'intervento:

- si basa sull'esperienza dei passati terremoti che ha mostrato come il buon ammorsamento e l'efficacia dei collegamenti tra elementi strutturali verticali e tra essi e quelli orizzontali sono elementi essenziali per garantire il comportamento scatolare della costruzione in muratura e per evitare meccanismi tipici di collasso delle costruzioni murarie, quali ad esempio i crolli delle pareti fuori dal proprio piano;
- è quella, tra altre possibili, che consente di massimizzare il numero di edifici sui quali intervenire con le risorse disponibili, ottenendo comunque significative riduzioni di vulnerabilità ai fini della salvaguardia della vita umana.

L'approvazione dei progetti dal 1998 al 2004 in via straordinaria, è stata svolta dal Servizio Sismico Regionale successivamente si è tornati all'ordinario con l'approvazione da parte dei Geni Civili di Massa Carrara e di Lucca.

In tale periodo l'applicazione dei criteri di intervento, dell'uso dei materiali e dell'esecuzione degli stessi ha dovuto prendere atto della mancanza delle maestranze e ha dovuto creare percorsi formativi con le stesse e in cantiere. Di fatto non vi era conoscenza per la realizzazione di tetti e solai in legno, catene e paletti ed altro.

Rilevanti le difficoltà, anche con i progettisti non abituati a tali tecniche d intervento e con i proprietari.

Progressivamente tali tecniche di intervento sono invece diventate sempre più usuali e progettisti ed imprese le promuovevano anche ai proprietari.

Dal 2001 e sempre più negli anni successivi i progetti «ordinari» cioè quelli senza i contributi e quindi senza l'obbligo a dover rispettare i criteri della LR 56/97 non prevedono più coperture in cemento armato su muratura in pietrame e sono sempre accompagnati dall'inserimento di catene.

Dal 2005 non vengono più presentati progetti con le vecchie abitudini e prassi.

Si stima che dal 2001 al 2009 siano circa 1.950 progetti. Dopo con l'entrata in vigore delle NTC 08 di fatto interventi «pesanti» sono più difficili da giustificare.

Una breve scheda rissuntiva è riportata in Tab. 1.

Tab. 1 – Sintesi degli interventi.

U.I. finanziate	n. 528 di cui in Garfagnana 210 e Lunigiana 318
Edifici	n. 403
Popolazione residente	n. 1.050 circa

Nei 5 comuni più colpiti dal terremoto del 21.06.2013 Fivizzano, Casola L.na, Minucciano, Sillano si è realizzato circa il 50% degli interventi di miglioramento sismico di cui alla LR 56/97 (Tab. 2).

Tab. 2 – Risorse investite.

Risorse statali	1.807.000,00 euro
Risorse Regione Toscana	3.656.000,00 euro
Risorse privati	10.929.000,00 euro (il 50% sarebbe stato di 5.464.000,00 Stato+ RT
Costi unitari medi	
Costo contributi pubblici	euro/mq 125
Costo complessivo pubblico + privato	euro/mq 376

Nei giorni successivi all'evento si è potuto verificare il comportamento degli edifici migliorati con i contributi della LR 56/97 e successivamente senza contributo che erano presenti nell'area epicentrale più ristretta, constatando pochi danni lievi e trascurabili.

Questo esame da parte dei tecnici rilevatori e di quelli del Genio Civile di Lucca e Massa Carrara è stato un risultato che è andato al di là delle attese e delle previsioni fatte nel mettere a punto la strategie, le tecniche di intervento e la formazione degli operatori del settore.

Per gli edifici pubblici strategici e rilevanti sono 63 gli edifici presenti nell'area epicentrale già adeguati e 5 sono chiusi in attesa di finanziamento. Nessun danno salvo in un caso di una

nuova scuola nei quali si sono evidenziati lievi danni agli elementi non strutturali (controsoffitti e pannelli divisori).

Tutti gli edifici comunali, le scuole e l'ospedale (a Fivizzano) sono rimasti aperti e funzionali ed hanno costituito i punti di raccolta delle informazioni e soccorso alla popolazione. Le scuole nei primi giorni hanno ospitato gli sfollati e successivamente si sono svolte regolarmente le prove di esame.

Nei 35 comuni della Garfagnana, Media Valle del Serchio e Lunigiana sono presenti circa 570 edifici strategici e rilevanti e sono stati in questi anni messi in sicurezza (adeguamento o nuova costruzione) circa 210 edifici, sono in corso gli interventi su 130 edifici e 70 sono in attesa di risorse.

Conclusioni. Determinante per le amministrazioni è la capacità della struttura tecnica che deve essere valorizzata, al fine di rendere l'ente locale un "committente" sempre più autonomo e consapevole. Per la mia esperienza, ho avuto modo di verificare nel corso di questi anni quanto siano stati determinanti gran parte dei tecnici degli enti locali con i quali mi sono rapportato per concretizzare le molte iniziative regionali. Ugualmente la capacità dei tanti colleghi regionali coinvolti in questi anni e hanno potuto cogliere alcuni risultati del loro lavoro ordinario e quotidiano. Ho spesso riscontrato in loro entusiasmo, disponibilità personale e tenacia nel perseguire "iniziative nuove e nuovi carichi di lavoro" non originariamente previsti ed è per questo motivo che vorrei ringraziarli tutti ed invitare gli amministratori a mantenere alte le loro aspettative.

RIDUZIONE DEL RISCHIO: ESITI DELLA MICROZONAZIONE SISMICA NELLE CARTE E NORME DEGLI STRUMENTI URBANISTCI

A. Fraulini[1], A. Manicardi[1], B. Mengoli[1], C. Ugoletti[1], G.P. Mazzetti[2]
[1] Servizio Urbanistica e SIT, Provincia di Modena
[2] Centrogeo Survey Snc, Correggio, Reggio nell'Emilia

Ruolo istituzionale, attività della Provincia. Sulla base della legislazione regionale le Province emiliano romagnole esercitano competenze territoriali proprie di area vasta ed anche un ruolo autonomo nella valutazione degli strumenti di pianificazione urbanistica di livello comunale, rispetto alle azioni di riduzione del rischio sismico che i Piani devono obbligatoriamente contenere. Tale ruolo è espressamente codificato dalla legge regionale n.19/2008 che ha demandato all'ente Provincia anche l'espressione delle valutazioni sulla compatibilità delle previsioni rispetto alle condizioni di pericolosità locale del territorio, definendo i principi generali volti alla riduzione del rischio sismico a livello di pianificazione territoriale (Provincia) e urbanistica (Comuni). Quindi, in attuazione delle leggi e degli atti di indirizzo regionali, come pure del Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale già formato (PTCP2009 art.14 e "Carta delle aree suscettibili di effetti locali"), la Provincia di Modena formalizza valutazioni tecniche in merito alla riduzione del rischio sismico rispetto alle varie tipologie dei Piani urbanistici di livello comunale (PSC, POC, PUA e PRG) (Manicardi *et al.*, 2009; Martelli *et al.*, 2007).

Nei confronti della pianificazione di scala comunale, la Provincia di Modena tuttavia non ha mai esercitato soltanto il riduttivo ruolo di "controllore" (in quanto tale spesso inefficace), ma nel corso degli anni ha svolto significative azioni di coordinamento e di collaborazione attiva sul fronte della formazione dei Piani urbanistici comunali. Nel campo specifico della microzonazione sismica (MS) queste attività hanno visto, in alcuni significativi casi, anche la realizzazione congiunta degli elaborati tecnici, come pure la progettazione di apposite cartografie di piano utili ad assumere negli strumenti urbanistici che governano le trasformazioni d'uso dei suoli, gli esiti degli studi di pericolosità sismica locale; questo per dare cogenza ed efficacia alle MS realizzate creando le condizioni per un'effettiva azione di riduzione del rischio sismico

nell'ambito della pianificazione e della progettazione urbanistica. In questa direzione vanno i diversi accordi sottoscritti fra Provincia e Comuni tra il 2010 e il 2013, per incentivare il rinnovo della pianificazione urbanistica mettendo in valore le conoscenze acquisite in materia di pericolosità sismica e le conseguenti attenzioni urbanistiche.

Inoltre la Provincia di Modena si è dotata di un Sistema Informativo Territoriale (SIT) a supporto delle attività esercitate nel campo della pianificazione del territorio. Tramite un portale cartografico dedicato http://www.sistemonet.it/ pubblica non solo i dati geosensibili propri, ma anche quelli derivati dagli strumenti di pianificazione urbanistica comunale o da altre banche-dati certificate, offrendo un servizio, sia ad Enti pubblici che al settore privato, con applicazioni web-GIS a vario tema. Il portale si configura come un ambiente per lo sviluppo di applicazioni standardizzate, basato su un catalogo di dati, funzioni, servizi web ed applicazioni GIS finalizzate alla gestione e consultazione di Piani o Programmi di natura urbanistica e di gestione ambientale, implementando nel contempo diverse e specifiche web-app. Attualmente sono disponibili on-line 34 applicazioni WebGIS, realizzate sia direttamente ad uso della Provincia che su richiesta di Enti Locali. Tra esse sono temi quali la sicurezza del territorio (Dissesto e Microzonazione sismica); il Piano Territorale di Coordinamento provinciale 2009, già oggetto di specifiche comunicazioni, e numerosi altri.

Il portale consente di navigare on-line il complesso delle cartografie e degli altri supporti geosensibili (mappe catastali, foto aeree, ecc.) proponendo per ogni singola applicazione un'idonea selezione dei tematismi utilizzabili, visualizzando a scelta gli elementi disponibili in funzione dell'applicazione ed effettuando interrogazioni su essi. I servizi realizzati consentono generalmente il download dei dati oltre che l'interrogazione delle cartografie, in quanto la priorità è favorire l'accessibilità e la divulgazione dell'informazione digitale a supporto della gestione e della programmazione del territorio e dell'ambiente.

Nell'ottica quindi dell'opportuna divulgazione e circolazione della conoscenza, è stata realizzata anche un'apposita applicazione per la pubblicazione e per l'interrogazione degli elaborati di MS compiuti dai Comuni modenesi in questi ultimi due anni. I dati utilizzati per la gestione degli applicativi urbanistici sono conformi ai modelli previsti dai protocolli regionali, quelli relativi alla MS sono conformi ai protocolli regionali ed a quelli ministeriali (Mengoli *et al*., 2012).

Studi di Microzonazione Sismica: redazione condivisa tra Provincia e Comuni. Nella logica di una pianificazione condivisa e di supporto operativo, la Provincia di Modena da un lato e cinque Comuni dall'altro (Bastiglia, Guiglia, Marano sul Panaro, Montese e Zocca), hanno sottoscritto un accordo (2010) per la realizzazione unitaria della MS (Manicardi, 2013), essendo realtà territoriali con popolazione inferiore a 5.000 abitanti e dotati di forze tecnico-economiche troppo esigue per affrontare singolarmente le attività. Di questi comuni solo Bastiglia presenta un territorio di media pianura (11,5 km^2) con popolazione accentrata in un unico agglomerato urbano. I restanti quattro comuni invece sono territori più complessi, appartenenti alla fascia collinare–montana dell'Appennino Modenese, che si distendono con contiguità al crinale appenninico sino ai settori di collina-pianura. La loro struttura insediativa presenta numerosi agglomerati urbani diversamente articolati dal punto di vista territoriale tra centri capoluogo e frazioni, sia per numero, che per ampiezza e localizzazione, anche rispetto all'assetto geo-morfologico dei territori.

Si pone qui in evidenza che l'occasione della contiguità territoriale dei quattro comuni di collina-montagna ha anche consentito di formulare considerazioni di area vasta sulle relazioni tra i caratteri geologico strutturali e la risposta sismica delle unità litotecniche dei territori indagati. Detto territorio, costituito prevalentemente da successioni pelitico arenacee, arenacee, marnose, pelitico marnose, argillitiche ed argillose, è interessato diffusamente da processi di instabilità e condizioni di instabilità potenziale, con presenza di aree a rischio idrogeologico elevato e molto elevato ed abitati da consolidare e trasferire. Le forme e processi sono generalmente rappresentati da accumuli di frana quiescente ed attiva, di erosione

lineare, di tipo calanchivo e di incisione fluvio torrentizia, che inducono dissesti dei versanti per fenomeni di scalzamento al piede ed incisione di fondo; nel settore meridionale e centro meridionale orientale sono presenti processi carsici che si sviluppano in calcari di tipo impuro. Si discosta in parte dalle sopra descritte caratteristiche l'area comunale di Marano sul Panaro contraddistinta da territori collinari – montani nella parte centrale e meridionale, con presenza di accumuli di frana di importante rilevanza, e da unità di conoide e depositi alluvionali nella fascia settentrionale orientale, dove l'influenza del moto sismico in superficie è correlata alla profondità del substrato sismico a comportamento rigido, e del contrasto dello stesso con i depositi continentali addensati (ghiaie) correlato alle discontinuità stratigrafiche e linee tettoniche, generalmente sepolte, rappresentate dalla fascia degli sovrascorrimenti del fronte delle pieghe pedeappenniniche (Mazzetti *et al*., 2013).

Diversa ovviamente la condizione del territorio di Bastiglia, appartenente al settore di media pianura, nel quale gli effetti connessi allo scuotimento sismico, correlati alla relativa omogeneità in profondità del substrato sismico rigido e dello spessore dei depositi continentali che lo sovrastano, evidenziano differenziazioni meno accentuate, con fattori di amplificazione generalmente compresi tra valori medio elevati ed elevati. In tali aree si diversificano le condizioni di pericolosità per effetti correlati alla presenza di corpi sabbiosi superficiali o sepolti, presenza di falda idrica, differenziate caratteristiche di consistenza delle sequenze prevalentemente argilloso limose – limoso argillose dei primi 10 ÷ 20 m del sottosuolo.

Gli studi di MS sono stati affidati congiuntamente dai Comuni ad un professionista esterno mentre la Provincia di Modena ha messo a disposizione risorse umane e strumentali provvedendo alla realizzazione delle banche-dati e redazione delle cartografie, in stretta osservanza dei criteri e dei cofinanziamenti nazionali (OPCM 3907/2010 e DGR 1051/2011). I lavori si sono conclusi nell'ottobre 2012, e nell'estate 2013 i Comuni coinvolti hanno assunto la MS nella propria pianificazione, assicurando in tal modo la cogenza urbanistica agli esiti degli studi svolti.

La MS è stata realizzata su una porzione di territorio pari a 254 kmq ed ha prodotto un quadro conoscitivo costituito da 63 cartografie documentate da oltre 380 nuove indagini ed illustrato da una relazione descrittiva per ciascun comune. Gli studi di MS sono stati eseguiti sino al II livello di approfondimento su ampie porzioni di territorio (Sviluppi in scala 1:5.000) comprensivi sia del territorio urbano insediato che di previsto insediamento (centri, frazioni e principali località abitate), come pure delle principali infrastrutture viarie.

Oltre alla "Carta delle indagini pregresse e nuove" generalmente alla scala 1:10.000, i prodotti cartografici realizzati sono: "Carta lito-morfologica" (settore di collina-montagna) e "Carta geomorfologica" (settore di pianura) corredate da sezioni significative; "Frequenze naturali dei terreni (f_0)"; "Aree suscettibili di effetti locali (MOPS)"; "Velocità delle onde di taglio S (Vs30)"; "Fattori di amplificazione della P.G.A." e "Fattori di amplificazione - Microzonazione sismica (MS)" redatta per 26 sviluppi in scala 1:5.000 su porzioni di territorio significativamente insediate/insediabili. Per il solo settore di pianura (Comune di Bastiglia) sono state prodotte anche i seguenti elaborati: "Isopieze del primo acquifero"; "Soggiacienza del primo acquifero"; " Tetto del primo orizzonte litotecnico a pronunciato contrasto di impedenza - Vs350"; " Unità AES7 - Tetto AES6 - Profondità dal piano campagna del substrato litologico con caratteristiche di bedrock sismico (bedrock light)"; " Fattori di amplificazione di Intensità di Housner nei periodi compresi tra: 0,1-0,3s; 0,3-0,5s; 0,5–1s; 1-1,5s", "Fattori di amplificazione di basso periodo - F.A. - ICMS 2008" e "Fattori di amplificazione di alto periodo F.V. ICMS 2008".

Norme e cartografie urbanistiche che assumono gli esiti della MS nei Piani. Oltre ai suddetti documenti previsti dai criteri ministeriali, sono stati prodotti elaborati aggiuntivi effettuando una "lettura urbanistica" degli esiti della microzonazione simica per il settore di pianura e per il settore collinare-montano. Nel corso dei lavori infatti, è maturata la consapevolezza che erano necessari elaborati aggiuntivi per chiarire i comportamenti urbanistici

e gli approfondimenti richiesti ai successivi livelli di pianificazione, in quanto il "linguaggio" della MS e della geologia non è affatto immediatamente assimilabile dalla pianificazione urbanistica, e viceversa. Perciò, sempre di concerto con il professionista redattore della MS, i tecnici provinciali dell'Area LL.PP., ed i Servizi regionali coinvolti, si è giunti quindi alla definizione di elaborati finalizzati ai Piani Regolatori ed ai Piani Strutturali, utili ad assumere gli esiti della MS nella pianificazione generale dei cinque comuni coinvolti.Questi prodotti, di valenza assolutamente urbanistica, sono una cartografia di piano, costituita dalla sintesi interpretativa degli elaborati di microzonazione sismica (gli studi integrali di MS restano nello strumento urbanistico generale con valore di Quadro Conoscitivo) accompagnata da indirizzi comportamentali per le trasformazioni urbanistiche ed edilizie del territorio.

Nel settore di collina-montagna le indicazioni urbanistiche fornite si articolano avendo considerazione agli esiti della MS del primo livello (tutto il territorio comunale) e del secondo livello di approfondimento (Sviluppi scala 1:5.000 eseguiti per località abitate) e sono volte ad indirizzare le scelte insediative verso le aree a minore pericolosità sismica, oltre che verso l'utilizzo di tipologie edilizie a minor vulnerabilità rispetto ai possibili effetti locali; esse tendono inoltre ad assicurare che la progettazione esecutiva degli interventi edilizi, ne realizzi la resistenza e le condizioni di sicurezza in relazione alla pericolosità sismica locale.

Premesso che la carta di piano, all'interno degli Sviluppi, evidenzia sempre le zone in cui per varie ragioni sono prescritti successivi approfondimenti di MS di III livello, la cartografia riporta i valori dei fattori di amplificazione stimati (accelerazione di gravità PGA e Intensità di Housner IS) raggruppati in sette classi crescenti di intensità (cromaticamente evidenziate) da "molto bassi" sino a "molto elevati" e che sottendono areali complementari: da 1-1,2 a >2,1 (FA-PGA); da 1-1,1 a >2,2 (FA-IS periodo 0,1- 0,5 s); da 1 a 1,9 (FA-IS periodo 0,5- 1 s). La legenda è volutamente uguale per tutti i 4 comuni anche là dove non tutti le classi di amplificazione stimata sono presenti: ciò mette in evidenza la diversa pericolosità sismica di un territorio assai vasto, che si distende dal crinale appenninico sino al settore pedecollinare. (Fig. 1)

La cartografia di Piano per il settore di pianura, assunta nel PSC del Comune di Bastiglia, è costituita dalla serie cartografica denominata "Aree suscettibili di effetti locali e fattori di

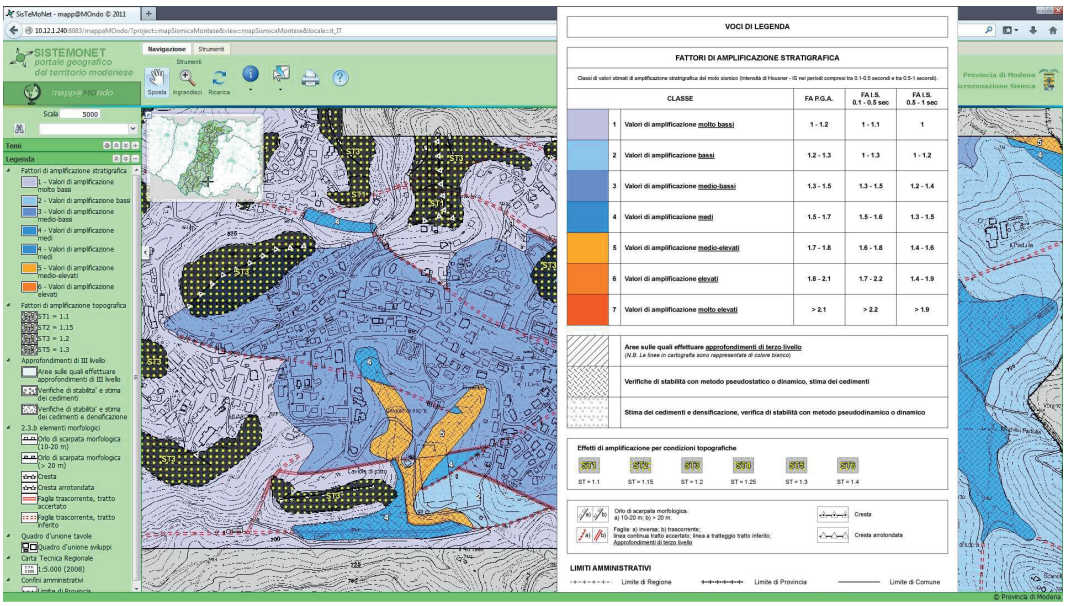


Fig. 1 – portale www.sistemonet.it: funzioni di interrogazione e restituzione delle informazioni contenute nella banca dati relativa alla carta "Indagini pregresse e nuove" (Comune di Montese).

amplificazione", il cui tematismo è derivato dalla sovrapposizione della carta "Aree suscettibili di effetti locali" ossia la carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), e dalla carta "Fattori di amplificazione di Intensità di Housner". La serie cartografica evidenzia le porzioni di territorio soggette a potenziale liquefazione e cedimenti; quelle in cui sono possibili fenomeni di densificazione/cedimenti; e quelle soggette ad amplificazione stratigrafica. Inoltre sono rappresentati gli areali riferiti ai fattori di amplificazione di Intensità di Housner (IS) nei periodi compresi tra: 0,1-0,3 s; 0,3-0,5 s; 0,5–1 s; 1-1,5 s. La suddivisione in intervalli è funzione del periodo fondamentale di vibrazione dei fabbricati:

- fabbricati aventi periodo di vibrazione compreso nell'intervallo 0,1 - 0,3 s, (ricadono in questo intervallo le tipologie edilizie prevalenti nel settore "civile" realizzate con qualsiasi tipologia costruttiva, aventi max 3 ÷ 4 piani);
- fabbricati aventi periodo di vibrazione compreso nell'intervallo 0,3 - 0,5 s, (ricadono in questo intervallo la più comuni strutture a telaio in cls aventi max. 4 ÷ 6 piani, e per estensione anche le prefabbricate tipiche del settore produttivo-manifatturiero commerciale-industriale, aventi altezza sottotrave inferiore a otto metri);
- fabbricati aventi periodo di vibrazione compreso nell'intervallo 0,5 -1,5 s, (ricadono in questo intervallo le tipologie edilizie a torre tipicamente realizzate a telaio in cls aventi oltre i 5 ÷ 6 piani, e per estensione magazzini verticali e manufatti alti e stretti quali silos, torri dell'acquedotto, ecc.).

Per i fabbricati che abbiano periodo di vibrazione superiore a 1,5 s sono da sviluppare approfondimenti mediante analisi della risposta sismica locale. Costituiscono inoltre riferimento per la progettazione attuativa ed esecutiva, i due elaborati cartografici: "Frequenze naturali dei terreni (f0)" e "Fattori di amplificazione della PGA".

Rispetto alla matrice di cui sopra ed al fine di contenere gli effetti del sisma, la pianificazione attuativa comunale e le norme tecniche di attuazione / regolamenti urbanistico-edilizi, devono garantire che gli interventi edilizi realizzino la minore interferenza tra Fattori di amplificazione e Periodo di vibrazione dei fabbricati.

La cartografia di Piano per il settore di collina-montagna è costituita dalla carta "Fattori di amplificazione - Microzonazione sismica II° livello" scala 1:5.000, significativa per il territorio comunale entro gli sviluppi, che evidenzia le parti in cui sono prescritti approfondimenti di terzo livello e in cui sono indicati i fattori di amplificazione; dalla carta "Aree suscettibili di effetti locali-Microzonazione sismica" scala 1:10.000, realizzata sull'intero territorio comunale non interessato dagli sviluppi di cui sopra, che delimita le parti in cui sono prescritti approfondimenti di secondo e di terzo livello. Poiché come già detto, sono noti i periodi di vibrazione degli edifici per macro tipologie di fabbricati, la cartografia pone le premesse conoscitive affinché gli interventi edilizi e la loro progettazione, possano realizzare la minor interferenza tra i fattori di amplificazione stimata e i periodi di vibrazione dei fabbricati, al fine di contenere gli effetti di un sisma.

In conclusione questi due elaborati urbanistici (norme e cartografia di Piano) mettono in condizioni le Amministrazioni Comunali di assumere le auspicabili attenzioni in ordine alla riduzione del rischio sismico ponendo in relazione le possibili trasformazioni d'uso dei suoli e le caratteristiche di risposta sismica locale individuate nei differenti e dettagliati areali dei territori esaminati, oltre che indirizzare opportunamente la progettazione attuativa-esecutiva.

Caratteristiche del progetto web-GIS sul portale cartografico provinciale. A partire dai prodotti cartografici sopra descritti e con il personale esclusivamente interno dell'Unità Operativa Cartografico e SIT, la Provincia di Modena ha progettato e realizzato l'applicazione WebGIS "MICROZONAZIONE SISMICA" sul portale cartografico provinciale http://www.sistemonet.it/ con l'obiettivo di divulgare gli esiti dei prodotti realizzati in attuazione dell'Accordo sopra descritto.

L'architettura del portale cartografico offre servizi di mappa su piattaforma ESRI e consente di integrare facilmente nuove funzionalità; è sviluppato per funzionare su qualsiasi browser

senza bisogno di plug-in specifici; il sistema è sviluppato in Java, basandosi sull'architettura standard OSGi, utilizzando le specifiche OGC Simple Feature e il Webservice RESTful; il Webclient viene implementato in Standard HTML5/AJAX.

Nello specifico l'applicazione WebGIS "MICROZONAZIONE SISMICA" pubblica l'intero gruppo di elaborati cartografici e le prove geognostiche prodotte per ogni singolo comune, con servizi web indipendenti per ciascun comune. La visualizzazione delle tavole avviene in modalità alternativa, non è possibile consultare contemporaneamente più carte in quando l'elaborazione dell'immagine potrebbe divenire troppo lenta; sovrapponendo layer di carte differenti il contenuto informativo potrebbe inoltre risultare "complicato". Quest'applicazione è stata pensata per fornire un servizio a Comuni, professionisti e cittadini e l'informazione divulgata vuole essere il più possibile facilmente consultabile e comprensibile.

Il servizio web consente le consuete modalità di consultazione geografica: posizionamento attraverso la scelta di specifici parametri di localizzazione (comune, località, indirizzo, particella catastale, argomento), navigazione all'interno dell'area mappata, interrogazione dei livelli informativi, tracciamento di elementi grafici, stampa delle mappe visualizzate corredate delle opportune legende descrittive delle informazioni presenti nell'area inquadrata; questo sempre per agevolare la comprensione di quanto rappresentato. Le impostazioni di ricerca così come eventuali grafismi disegnati dall'utente possono essere poi salvati in forma di progetto nel proprio PC ed essere utilizzate per consultazioni successive.

Ognuno dei raggruppamenti principali presenti nelle TOC (table of contest) dei servizi corrisponde ad una tavola di Quadro Conoscitivo (MS vera e propria) o di Piano (carte di valore urbanistico), l'organizzazione delle informazioni nei singoli *layer* contenuti nei principali gruppi deriva dalla volontà di ottenere una rappresentazione digitale il più possibile conforme alle legende delle tavole prodotte per gli studi di MS.

La consultazione on-line della cartografia consente la visualizzazione di tutte le informazioni qualitative e quantitative contenute nella banca dati. La restituzione delle informazioni associate alle geometrie avviene tramite tabelle alfanumeriche esportabili in formato excel e pdf, trattandosi spesso di più livelli informativi sovrapposti occorre scegliere nel menù a

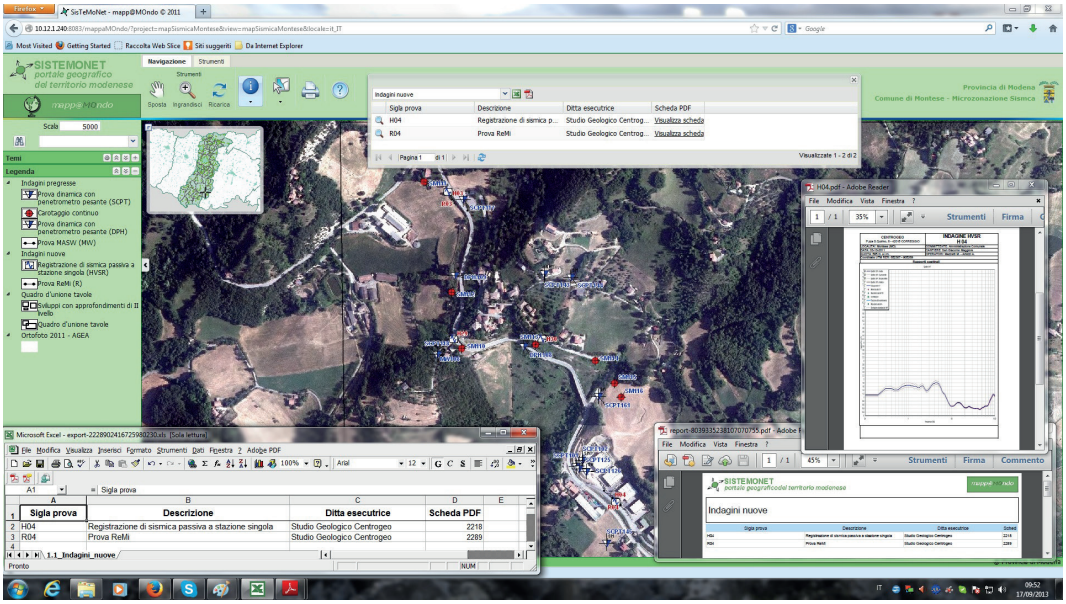


Fig. 2 – portale www.sistemonet.it: particolare della carta "Litomorfologica" e download di una sezione geologica (Comune di Guiglia - MS primo livello di approfondimento).

tendina della tabella il *layer* di cui si desidera visualizzare i record descrittivi delle geometrie selezionate.

È possibile accedere a tutti i parametri geologici-litologici-geotecnici-geofisici sia direttamente misurati che derivati in sede di elaborazione. Nelle carte rappresentative delle indagini geognostiche (Fig. 2) ad esempio la consultazione della banca dati fornisce la sintesi di quanto misurato, ma è possibile anche scaricare il tabulato originale delle prove in formato pdf, così come per le carte litomorfologiche (Fig. 3) possono essere visualizzate sia le caratteristiche descrittive di tutte le geometrie rappresentate che le tavole delle sezioni geologiche indicate in carta con la traccia planimetrica.

Le tavole di microzonazione sismica di II e III livello (III per il solo settore di pianura - Comune di Bastiglia) restituiscono i valori dei fattori di amplificazione sia in forma "puntuale" che aggregata nelle classi che hanno originato le zonizzazioni delle cartografie di piano. Per ogni microzona sono disponibili al download le colonne stratigrafiche che riportano oltre alla litologia, i fattori di amplificazione e le velocità delle onde Vs stimate per i singoli strati.

Conclusioni. Le collaborazioni tra Provincia e Comuni, gli atti di pianificazione urbanistica, gli studi di MS eseguiti ed progetto web-GIS che ne realizza la pubblicazione, sono un esempio concreto di sinergie tra differenti livelli istituzionali in cui sono state messe in valore competenze e professionalità presenti, realizzando economie di scala che hanno ridotto tempi e costi del prodotto. Lo scopo è quello di pervenire ad una miglior conoscenza della pericolosità sismica locale nell'ottica di una tendenziale riduzione del deficit di sicurezza sismica del nostro territorio e la volontà è quella di rendere gli studi di MS realmente efficaci nell'ambito della pianificazione urbanistica che governa le trasformazioni dei suoli ed effettivamente fruibili a tutti gli operatori territoriali mediante l'apposita applicazione web-GIS.

La strada è indicata, ma non breve ed ancora in buona parte da percorrere come palesano i numeri: ad oggi dei 47 comuni modenesi (pop. totale = 706.417 residenti), solo 24 dispongono di studi di MS di II° livello di approfondimento conclusi e conformi o criteri ministeriali o alle disposizioni regionali DAL 112/2007 (dei quali 9 studi assunti nella pianificazione); altri 20 comuni hanno studi in corso o hanno chiesto finanziamenti per la loro redazione; ne mancano all'appello solamente 3 di classe demografica molto esigua. È già stato oggetto di

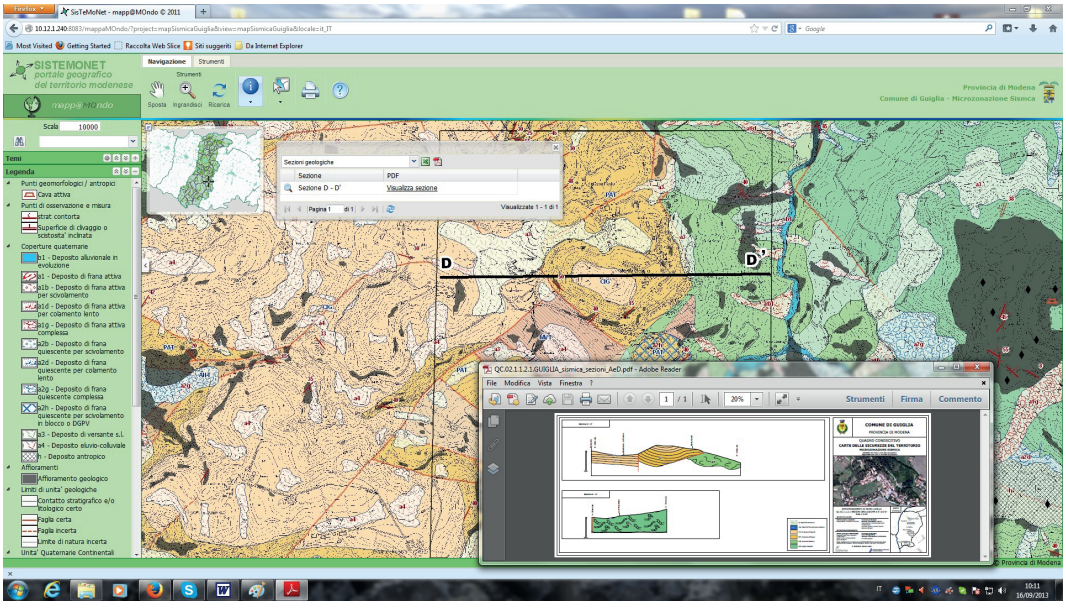


Fig. 3 – portale www.sistemonet.it: cartografia di Piano " Fattori di amplificazione - Microzonazione sismica II livello" e legenda (Comune di Montese).

indagini il 47% del territorio urbano insediato/insediabile, ma ricadente in comuni che tuttavia corrispondono soltanto al 38% della popolazione residente in provincia di Modena.

Riconoscimenti. Per la rilettura urbanistica delle carte di MS e la redazione delle norme di piano ci si è avvalsi del confronto con L.Delmaschio e I.Campagnoli, Area LL.PP. Provincia di Modena, L.Martelli, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna.

Bibliografia

A.Manicardi a cura di; 2013: Carte delle sicurezze del territorio, la riduzione del rischio sismico - Microzonazione sismica, Provincia di Modena.

G.P. Mazzetti, S. Gilli; 2013: Geological characters and structural seismic response of litho units between ridge Apennine foot hills: area of the Municipalities of Montese, Zocca, Guiglia, Marano s/P, Atti IX Forum Italiano di Scienze della Terra, Geoitalia, Pisa,

B.Mengoli, A.Fraulini, C.Ugoletti; 2012: L'applicazione WebGIS Microzonazione Sismica sul portale cartografico della Provincia di Modena, Atti 16ª Conferenza Nazionale ASITA, Vicenza.

A.Manicardi, M.Romani; 2009: La prevenzione del rischio sismico negli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica, Atti 28° GNSTS, Trieste.

L.Martelli, A.Manicardi; 2007: Prevenzione del rischio sismico: rappresentazione della pericolosità sismica locale per i piani territoriali provinciali, INU, Urbanistica,132, 95-101.

STUDIO DELLA RISPOSTA DI SITO IN UN AREA DEL VERSANTE MERIDIONALE DEL MT. ETNA

S. Imposa[1], F. Fazio[2], S. Grassi[1], G. Rannisi[2]

[1] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali – Sezione di Scienze della Terra – Università di Catania

[2] Geodixi, Catania

Introduzione. Il presente studio riporta i risultati preliminari relativi alla campagna d'indagini di misure geofisiche di sismica passiva speditive a stazione singola per la valutazione della risposta sismica di sito tramite l'acquisizione del tremore ambientale. Tale indagine è stata condotta nel periodo aprile-settembre 2013 mediante l'acquisizione di circa 160 registrazioni di noise costituenti 21 sezioni 2D "a contrasto d'impedenza" (o cosiddette "tromografiche"), effettuate allineando diverse stazioni singole HVSR in una configurazione ad array, in una limitata area del basso versante meridionale del vulcano Etna, più precisamente nel settore settentrionale del territorio comunale di Tremestieri Etneo ed in particolare nella frazione "Piano" (Fig. 1a,b). Quest'area è già stata oggetto, nell'ultimo decennio, di alcuni studi mirati ad individuare fenomeni amplificativi lungo una fascia di "debolezza" tettonica, testimoniata dalla presenza di una faglia orientata NNW-SSE denominata "Faglia di Tremestieri" (Imposa *et al.*, 2004; Panzera *et al.*, 2010; Progetto Stessa, 2010).

Lo scopo del presente lavoro, così come per gli studi succitati, è stato quello di mettere in evidenza l'assetto sismo-stratigrafico e tettonico del sottosuolo, in un'area prossima alla presenza di lineamenti strutturali e caratterizzata da amplificazioni di sito influenzate, non soltanto dai litotipi indagati ma "soggette" a fenomeni di direzionalità del moto di propagazione delle onde sismiche incanalate lungo zone d'intrappolamento dell'energia sismica (fault-guided) il cui effetto, evidenziato da una crescita della componente spettrale orizzontale, dovrebbe attenuarsi, teoricamente, a mano a mano che ci si allontana dalla struttura tettonica ad essa riconducibile. (Moretti *et al.*, 2012; Muscillo *et al.*, 2012; Pagliaroli *et al.*, 2012; Panzera *et al.*, 2012; Pischiutta *et al.*, 2012)

La Faglia di Tremestieri, insieme alla "Faglia di Trecastagni" che si snoda ad ovest della zona esaminata, anch'essa con un trend direzionale NNO-SSE, costituisce un importante elemento strutturale del basso versante sud-orientale del vulcano; entrambi i sistemi di discontinuità presentano evidenti scarpate morfologiche talvolta obliterate dalla presenza di conetti eruttivi e colate laviche recenti e, secondo le più recenti indagini (Azzaro, 2010), queste fratture costituirebbero uno dei margini dell'ampia area instabile del fianco orientale dell'Etna, soggetta ad un continuo e lento scivolamento verso ESE.

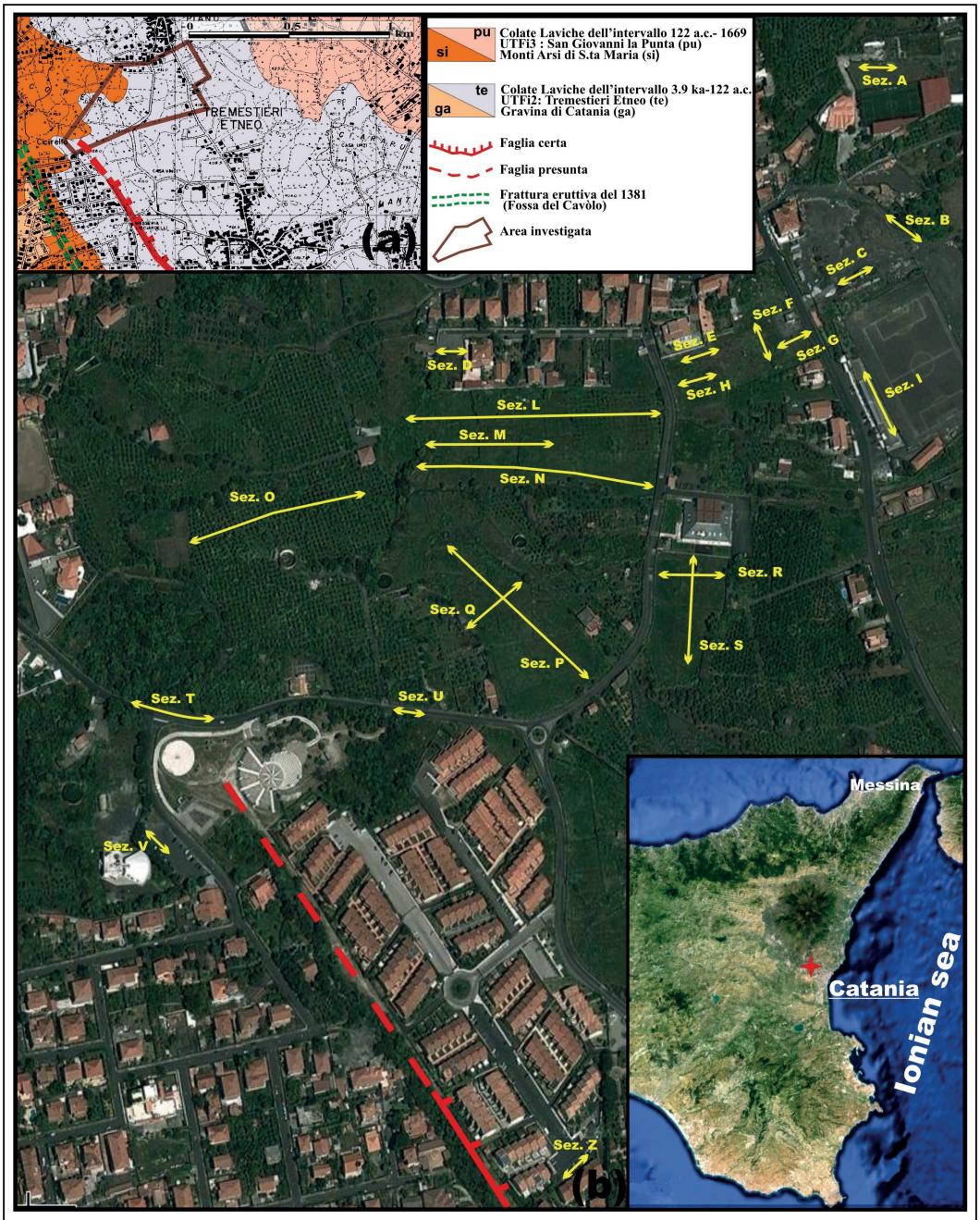


Fig. 1: (a) Carta geologica schematica dell'area oggetto di studio; **(b)** ubicazione delle sezioni tromografiche effettuate nell'area.

Secondo i più recenti studi ai fini del Progetto C.A.R.G. edito dal Servizio Geologico d'Italia, nell'area d'interesse affiorano i prodotti lavici, costituiti da colate con morfologia tipo "aa" e più raramente "pahoehoe", coni di scorie e bombe sciolte, localmente saldate, cui si associano prodotti piroclastici di caduta, appartenenti alla "Formazione Torre del Filosofo (UTF)" che comprende le manifestazioni laviche da 15 ka sino al 1669. In particolare, nell'area di studio si riscontrano le colate degli intervalli eruttivi compresi tra 3.9 ka – 122 a.C. (UTF_{i2})

(rappresentate dalle Colate di Tremestieri e Gravina) e dal 122 a.C. sino al 1669 (UTF_{i3}) (riferibili alle colate di San Giovanni la Punta e dei Monti Arsi di S. Maria, datate 1381) (Fig. 1a).

Cenni sulla risposta sismica di sito. Risulta ormai comprovato come le condizioni locali sismo-stratigrafiche nonché morfologiche condizionino la risposta sismica di sito ed allo stesso tempo influenzino il comportamento delle strutture ivi presenti o da realizzare; infatti, a causa dei violenti e disastrosi eventi sismici che sono stati registrati nel corso degli ultimi decenni, è ormai evidente sempre più come le caratteristiche del sito in termini stratigrafici, morfologici e topografici, possano modificare l'azione sismica riducendo od esaltando localmente il moto sismico atteso in superficie (outcropping) rispetto a quello di riferimento su terreno rigido (bedrock) (Albarello e Castellaro, 2011; Castellaro, 2010; Castellaro *et al.*, 2009 a,b; Di Giulio *et al.*, 2009; Del Gaudio *et al.*, 2008).

Ciò premesso, riconosciuta l'importanza degli effetti di sito, ai fini della stima della pericolosità sismica, un suolo vibra con maggiore ampiezza a specifiche frequenze (per l'appunto di risonanza) non solo quando è eccitato da un terremoto ma anche quando è eccitato da un tremore di qualsiasi origine, tanto che la misura delle frequenze di risonanza dei terreni diviene possibile ovunque ed in modo semplice.

A tal proposito va rilevato, come lo studio del microtremore ambientale (noise), attraverso le prove di sismica passiva a stazione singola H/V (o HVSR), sia in grado di mettere in luce le frequenze alle quali il moto del terreno viene amplificato per risonanza stratigrafica; tale prova, comunemente nota con il termine H/V (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali, H e verticale, V) fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e resa popolare da Nakamura (1989). Nella letteratura internazionale è ampiamente riconosciuto che le curve H/V ottenute dai microtremori indicano le frequenze di risonanza del sito così come è altrettanto riconosciuto che le ampiezze di detti rapporti spettrali H/V sono l'indicatore dell'amplificazione "minima" attesa al sito in caso di terremoto.

Si ricorda che in un sistema stratificato semplice a due strati, caratterizzati da due diverse velocità (V1 e V2) e da due diverse densità (ρ1 e ρ2), la formula che lega la frequenza di risonanza "*f*" allo spessore "*H*" dello strato che risuona dipende dalla velocità delle onde di taglio nel mezzo nel modo seguente:

$$f = n\frac{Vs}{4H} \qquad n = 1,3,5,\ldots \qquad (1)$$

dove *n* indica l'ordine del modo di vibrare (fondamentale, primo superiore ecc.), *Vs* ed *H* rappresentano rispettivamente la velocità delle onde di taglio e lo spessore dello strato che risuona. Da ciò deriva che l'equazione 1 permette di comprende come la tecnica H/V possa fornire anche indicazioni di carattere stratigrafico dato che partendo da una misura di microtremore che fornisce *f*, nota la Vs delle coperture, si può infatti stimare la profondità dei riflettori sismici principali o viceversa; la prima applicazione in questo senso risale al 1999 ad opera di Ibs-von Seht e Wohlenberg, che ricostruirono la profondità del bedrock lungo il bacino del Reno in Germania a partire da misure di risonanza del sottosuolo.

Metodologia utilizzata. Nello specifico, per la valutazione degli effetti di sito ci si è avvalsi delle misure del noise calcolando i rapporti spettrali fra la media delle componenti orizzontali e quella verticale del moto del suolo registrato, in ciascuna stazione di misura; tale tecnica, che rappresenta ormai una valida e speditiva procedura d'indagine per la stima del livello di amplificazione sismica e della frequenza fondamentale di sito (non dovendo peraltro necessariamente far ricorso a perforazioni, a stendimenti di cavi o ad energizzazioni esterne), ben si è adattata ai luoghi di studio.

Per l'indagine sismica di tipo passivo a stazione singola, le misure di microtremore ambientale sono state effettuate mediante l'utilizzo di 4 tromografi digitali portatili serie Tromino (Micromed S.p.A.), equipaggiati con tre sensori elettrodinamici (velocimetri)

ortogonali rispondenti nella banda 0,1÷1024 Hz e dotati di un'affidabile risposta strumentale; il rumore sismico ambientale è stato acquisito ad una frequenza di campionamento di 128 Hz, amplificato, digitalizzato a 24 bit equivalenti e registrato per circa 16÷20 minuti in corrispondenza di ciascuna delle stazioni di misura ubicate. Gli strumenti sono stati posizionati sul terreno naturale o pavimentazione assicurando un buon posizionamento (con l'orientazione dell'asse maggiore dello strumento nella direzione N-S) con relativo centraggio della bolla d'aria nella livella dello strumento stesso; in taluni casi, per meglio accoppiare gli strumenti al suolo ed evitare dannose interferenze, i sensori sono stati posizionati su un "cumulo" di materiale fine.

I segnali sono stati, quindi, processati mediante un software dedicato (Grilla – Tromino) per valutare i rapporti spettrali tra le componenti del moto del suolo (Fig. 2a,b,c,d) ed, allo stesso tempo, investigare le possibili direzioni delle frequenze di risonanza; i rapporti spettrali sono stati calcolati dopo aver ruotato le componenti orizzontali N-S e d E-O del

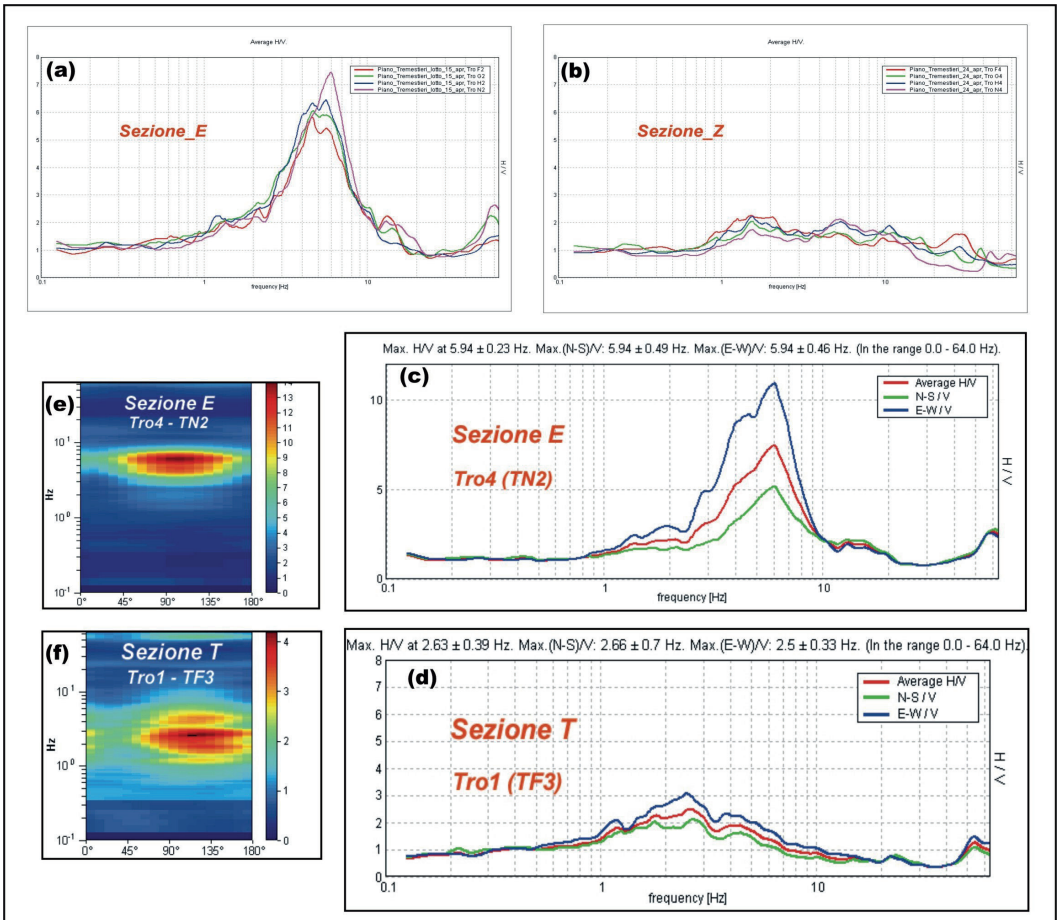


Fig. 2: Esempi di effetti amplificativi nei siti di misura lungo gli allineamenti delle sezioni E (**a**) e Z (**b**). Registrazione del noise ambientale in due stazioni di misura ubicate in corrispondenza delle sezioni E **(c)** e T **(d)** ; è evidente l'accentuata variabilità della direzionalità nei due siti posizionati a diversa distanza dalla struttura tettonica **(e-f)** denominata "Faglia di Tremestieri" (per la localizzazione v. Fig.1b). E' altresì chiaro, come la componente orizzontale del moto E-W del rapporto H\V in Tro4 **(c)** (traccia blu) sia significativamente più elevata rispetto a quella N-S (traccia verde).

moto attraverso un "passo" di 10°, procedendo da 0° (nord) a 180° (sud) e plottando, infine, i "contours" d'ampiezza di ciascun rapporto spettrale (Fig. 2e,f). Le misure sono state, altresì, elaborate suddividendo le tracce acquisite in finestre temporali di 10÷20 secondi (a cui è stato applicato uno smoothing triangolare del 10%) ed operando una "pulizia" del segnale attraverso la selezione delle porzioni stazionarie ed eliminando i transienti, ovverosia i disturbi antropici, riferibili, il più delle volte, a sorgenti assai vicine al sito di misura.

Per ciascuna delle stazioni di registrazione l'esito dei test statistici (linee guida SESAME, 2005) ha evidenziato come tutte le misure effettuate hanno soddisfano i criteri di bontà d'esecuzione, analisi ed affidabilità mentre i picchi principali di risonanza non sempre sono risultati significativi e chiari per tutti i sei criteri analizzati.

Quindi, l'uso di algoritmi di calcolo, finalizzati ad una modellizzazione sintetica delle spettro H/V**,** ha permesso di associare ad ogni picco spettrale le possibili "variazioni" presenti nel sottosuolo in termini di spessori, profondità e velocità di propagazione delle onde di taglio.

Analisi dei risultati. Nel tentativo di definire il legame tra le variazioni degli effetti amplificativi, la direzionalità del moto sismico e le "condizioni" geologico-strutturali, nell'area d'interesse, considerando l'estensione e la topografia dell'area, è stata operata una campagna d'indagini che ha comportato l'esecuzione di circa 160 misure di noise ubicate lungo degli allineamenti "disposti" approssimativamente sia in senso longitudinale che trasversale rispetto allo strike della faglia in oggetto e variamente distanti dalla stessa (sono state ricavate 21 sezioni di lunghezza variabile (Fig. 1b) in funzione del numero e dell'interdistanza tra gli strumenti: 5÷10 m) (Fig. 3a, b). Per usare le registrazioni H\V come strumento stratigrafico è stato necessario giungere ad una stima della velocità delle onde di taglio tramite altre indagini (sismica in array di tipo attivo e passivo – MASW e Re.Mi.) per invertire l'Eq. (1) e ricavare la profondità.

I limiti inferiori e superiori della profondità indagabile con la tecnica HVSR dipendono dall'ampiezza della banda di frequenza rilevabile dallo strumento e dalla velocità Vs media degli strati attraversati; nel caso in esame, adottando una velocità media delle Vs più superficiali compresa nell'intervallo 100÷150 m/s è stato possibile elaborare le diverse sezioni tromografiche la cui profondità è stata rappresentata sino a circa 75÷100 mt dal piano campagna (Fig. 3a,b,c,d).

Analizzando i rapporti spettrali e le componenti del moto dei diversi siti di registrazione è stata evidenziata la presenza, in generale, di effetti amplificativi significativi assai più marcati all'aumentare della distanza dalla struttura tettonica esaminata (Fig. 2a,b,c,d); tali effetti risultano, altresì, caratterizzati da una specifica direzionalità del tremore (Fig. 2e,f) microsismico nelle due componenti del moto orizzontale (che manifesta i valori più elevati lungo gli allineamenti più distanti) ed in particolare lungo la direzione E-O (Fig. 2c). Ciò potrebbe "implicare" la polarizzazione delle onde di taglio trasversalmente alla principale superficie di discontinuità.

Le funzioni HVSR finali di ciascuna stazione di misura sono rappresentati da grafici (Fig. 2a,b, c,d) frequenza (asse x) – ampiezza del rapporto H\V (asse y) ed essendo la frequenza relazionata alla profondità tramite la succitata formula (1) i grafici HVSR, lungo ogni specifico allineamento, sono stati "modificati", tramite uno specifico algoritmo, in una sezione a contrasto d'impedenza distanza (x) – profondità (y) (Fig. 3a,b), dove l'ampiezza del rapporto H\V descrive in modo relativo l'ampiezza del contrasto di impedenza tra i "mezzi" sopra e sotto a quella determinata profondità; tale ampiezza viene "plottata" in funzione di una scala cromatica che tiene in considerazione i valori estremi assunti dall'ampiezza stessa (Fig. 3a,b).

Ciascun picco nel grafico H\V corrisponde ad un possibile livello sismostratigrafico (riflettore) che presenta un contrasto d'impedenza rispetto al livello confinante; maggiore è il contrasto d'impedenza maggiore risulta l'ampiezza del picco amplificativo, sebbene la relazione tra le due variabili non sia lineare.

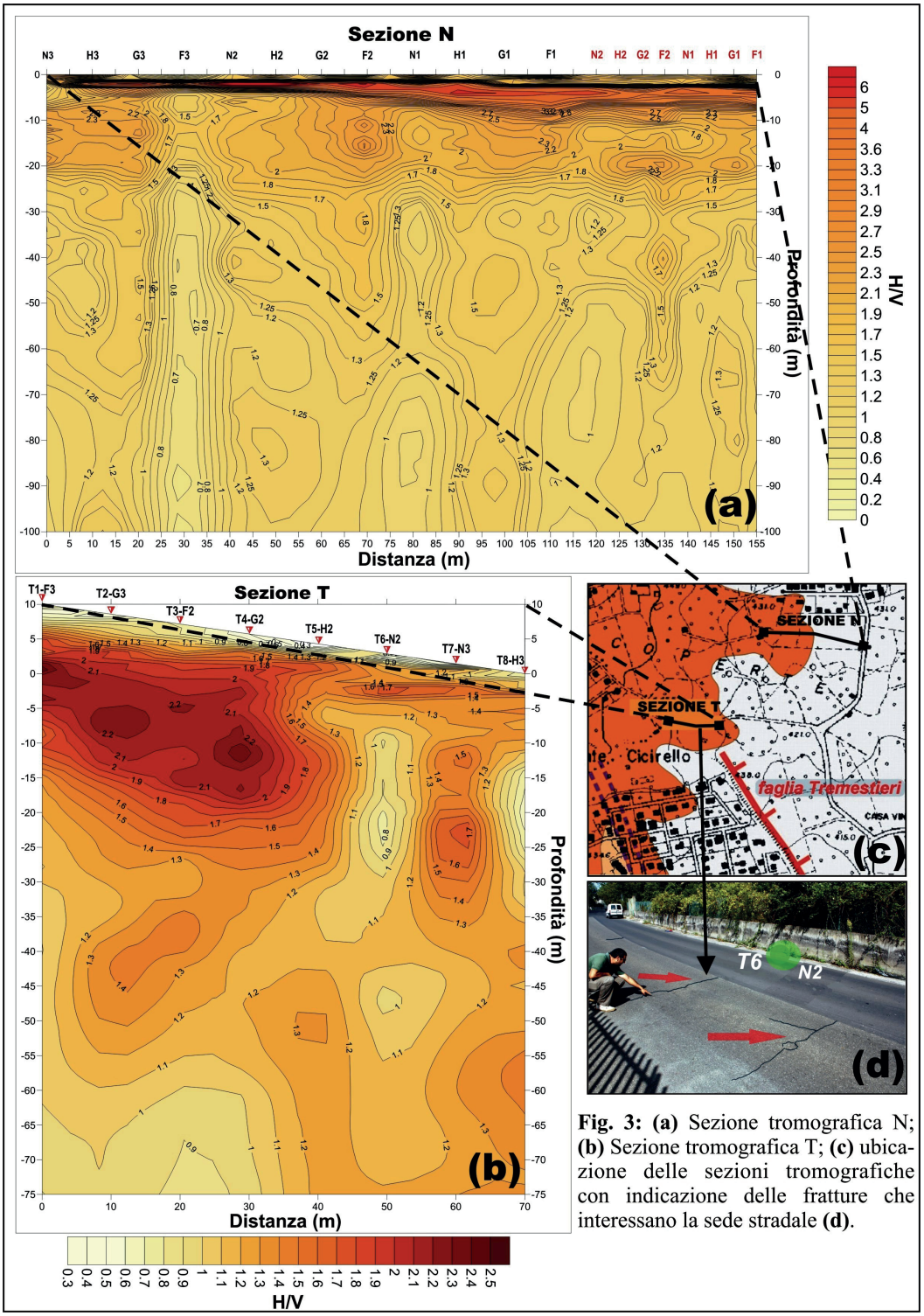


Fig. 3: (a) Sezione tromografica N; **(b)** Sezione tromografica T; **(c)** ubicazione delle sezioni tromografiche con indicazione delle fratture che interessano la sede stradale **(d)**.

Per quanto riguarda i risultati si rimanda all'esame delle due sezioni tromografiche (Fig. 3a, b), ottenute unendo le diverse misure a stazione singola tramite il software "Tromino Contouring"

- dove è possibile evidenziare la presenza di vari livelli sismo-stratigrafici corrispondenti ad altrettanti riflettori (Amorosi *et al*., 2008) rappresentati da una diversità cromatica ed a cui è possibile associare una diversa "consistenza" ed un diverso comportamento meccanico degli strati.

I dati necessari per la creazione di ciascuna sezione sono stati, ovviamente, la topografia del profilo, la distanza tra i punti di misura, la loro quota, la velocità delle onde S nello strato più superficiale ed un esponente che va da 0.2 a 0.35 in funzione della granulometria: 0.2 per terreni lenti, 0.3 per ghiaie; nello specifico, per la realizzazione delle sezioni raffigurate sono stati utilizzati i seguenti dati: Vs=100 m/s e coefficiente 0.25. È utile ricordare che le diverse sezioni tromografiche, grazie alle variazioni del rapporto H/V in funzione dei contrasti d'impedenza dei mezzi attraversati, hanno permesso di individuare possibili variazioni sismo-litologiche e distinguere le aree che sono sismo-litogicamente simili.

Procedendo da est verso ovest in direzione della faglia di Tremestieri e analizzando le suindicate sezioni, risulta evidente una certa variazione sia della composizione che dello spessore dei depositi di copertura vulcanoclastica che ricoprono il "substrato", facendo ipotizzare che gli effetti amplificativi accertati (valore max del rapporto H\V prossimo a 7, a una frequenza di circa 14 Hz registrato in corrispondenza della Sezione N), possano essere legati tanto alla natura litostratigrafica quanto alla presenza di discontinuità, anche sepolte, essendo stati riscontrati effetti direzionali particolarmente accentuati (Fig. 2e,f), man mano che ci si allontanava dall'evidente struttura tettonica, contrariamente a quanto ci si attendeva in considerazione di possibili fenomeni di attenuazione.

Una volta accertata la significativa direzionalità del segnale ci si chiede quali potrebbero essere le implicazioni sulla pianificazione territoriale, sulla progettazione di edifici futuri e sulla messa in sicurezza di edifici ubicati nelle aree limitrofe? Ovviamente, considerati i dati di partenza, i risultati a cui si è giunti rappresentano una stima qualitativa dello spessore degli strati superficiali del settore analizzato.

Riconoscimenti. Si ringrazia la Dr.ssa Castellaro dell'Università di Bologna per aver fornito il software "Tromino contouring". Questo articolo é stato eseguito con il supporto finanziario dell'università di Catania (PRA n 20104001082, Responsabile Scientifico: Imposa S.).

Bibliografia

Albarello D., Castellaro S. 2011. Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria Sismica Anno XXVIII, 32-49.

Amorosi A., Castellaro S., Mulargia F. 2008. Single-Station Passive Seismic Stratigraphy: an inexpensive tool for quick subsurface investigations. Geoacta, 7, 29-39.

Azzaro R. 2010. "Sismicita' ed effetti dei terremoti nel versante orientale dell'etna" – Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello, Regione Siciliana, Dipartimento della Protezione Civile - Le Nove Muse Editrice.

Castellaro S., Mulargia F. 2009a. VS30 estimates using con-strained H/V measurements. Bulletin of the Seismological Society of America, 99, 761–773.

Castellaro S., Mulargia F. 2009b. The effect of velocity inversions on H/V. Pure and Applied Geophysics, 166, 567–592.

Castellaro S. 2010. H\V: un contributo oltre Vs30. Progetto Stessa, pag. 9-31.

Catalano S., Tortorici G. 2010. "La Carta Geologica del Basso Versante Orientale dell'Etna: nuovi Vincoli Geologici e Geomorfologici per la ricostruzione del sottosuolo" - Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna. Studi di primo livello, Regione Siciliana, Dipartimento della Protezione Civile - Le Nove Muse Editrice.

Del Gaudio V., Coccia S., Wasowski J., Gallipoli M.R., Mucciarelli M. 2008. Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis. Natural Hazards and Earthquake System Science, 8, 751-762.

Di Giulio G., Cara F., Rovelli A., Lombardo G., Rigano R. 2009. Evidences for strong directional resonances in intensely deformed zones of the Pernican fault, Mount Etna, Italy. Journal of Geophysical Research, 114, B10308, doi:10.1029/2009JB006393.

Gresta S., Bella D., Musumeci C., Carveni P. 1997. Some efforts on active faulting processes (eartquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna. Acta Vulcanologica, 9 (1), 1-8.

Ibs-von Seht, J. Wohlenberg 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89 n.1, 250-259.

Imposa S., Coco G., Corrao M. 2004. Site effects closet o structural lineaments in eastern Sicily (Italy). Engineering Geology, 72, 331-341.

Moretti A., De Rose C., Caresta L. Ferrini G. 2012. Amplificazione e direzionalità del segnale sismico in prossimità della zona di faglia di Zizzoli-Arischia (L'Aquila). GNGTS 2012 sessione 2.2, 184-191.
Muscillo S., Del Gaudio V., Wasowski J. 2012. Caratterizzazione della risposta sismica in aree di pendio soggette a frane: nuovi sviluppi ed applicazioni dell'analisi di rumore ambientale. GNGTS 2012 sessione 2.2, 191-199.
Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. Rept., 30, 25–33.
Nogoshi M., Igarashi T. 1970. On the propagation charactestics of the microtremors. Journal of the Seismological Society of Japan, 24, 24-40.
Pagliaroli A., Avalle A., Galadini F., Falcucci E., Gori S., Scardia G., Giaccio B., Messina P., Sottili G., Galli P., Peronace E., Quadrio B., Simionato M. 2012. Valutazione sperimentale e numerica della risposta sismica di rilievi isolati: tre casi di studio in Abruzzo. GNGTS 2012 sessione 2.2, 199-206.
Panzera F., Rigano S., Lombardo C. 2010. Effetti di sito in faglie, cavità e rilievi topografici. Progetto Stessa, Cap.2, 73-121.
Panzera F., Lombardo G., R. Rigano 2011. Evidence of topographic effects through the analysis of ambient noise measurements. Seismological Research, Letters, 82(3), 413-419. doi 10.1785/gssrl.82.3.413.
Panzera F., Lombardo G., Monaco C., Di Stefano A., D'Amico S., Galea P. 2012. Site effects on fault zone: results from ambient noise measurements. GNGTS 2012, sessione 2.2, 214-220.
Pischiutta M., Salvini F., Fletcher J., Rovelli A., Ben-zion Y. 2012. Horizontal polarization of ground motion in the Hayward fault zone at Fremont, California: dominant fault-high-angle polarization and fault-induced cracks. Geophysical Journal International, 188(3), 1255-1272.
SESAME 2005. Guilines for the implementation of the H\V spectral ratio technique on ambient vibrations – European Research Project.

GESTIONE DEL RISCHIO SISMICO SECONDO UN FRAMEWORK DI ENTERPRISE RISK MANAGEMENT

P. Luraschi
Milliman

Introduzione. Perché il rischio sismico non viene di fatto gestito in Italia e ci si limita a valutare i danni conseguenti ad ogni evento? La risposta a questa domanda va cercata in una combinazione di considerazioni di carattere sismologico, ingegneristico, sociologico, politico, culturale etc…

Da un punto di vista di risk management un evento sismico può essere inquadrato in quella famiglia di fenomeni che si prestano a valutazioni predittive sufficientemente robuste nel medio-lungo periodo ma le cui conseguenze non sono sostanzialmente prevedibili con ragionevole affidabilità nel breve periodo.

In tale contesto, accertato che il rischio sismico è un sistema adattativo complesso (si veda nel seguito per maggiori dettagli) il cui comportamento non è totalmente prevedibile e che nonostante il raffinamento successivo dei modelli predittivi non si può prescindere dalla possibilità di un effetto inatteso del rischio stesso, è evidente che la valutazione predittiva di per se non può essere utilizzata come unico strumento di gestione e mitigazione del rischio. È invece possibile utilizzare approcci non tradizionali di risk management che, come meglio dettagliato nel seguito, studiano in primis la struttura ed il contesto in cui il rischio si inserisce al fine di comprenderne le dinamiche evolutive e quindi supportare l'adozione una gestione strategica delle attività di resilienza post evento.

La risposta più efficiente in termini di mitigazione del rischio sismico va quindi cercata in una combinazione di approcci di risk management, resilienza, coperture assicurative adeguate e dell'inevitabile contributo statale di solidarietà.

Specificità del rischio sismico. L'analisi del rischio sismico evidenzia, da un punto di vista di risk management, talune peculiarità, che lo differenziano sensibilmente non solo dalle diverse fattispecie di rischio ma persino da altre calamità naturali.

Il primo e probabilmente più rilevante aspetto del rischio sismico è la sostanziale impossibilità di prevedere dove e quando si verificherà il prossimo evento. Negli anni sono stati sperimentati

numerosi modelli predittivi tanto specifici per la tipologia di rischio in esame (e.g. basati sul monitoraggio del comportamento degli animali o sullo studio dei segnali elettromagnetici) quanto basati su tecniche statistiche 'tradizionali' (e.g. basati sulla analisi comparativa dei dati relativi a eventi sismici passati per derivare la calibrazione di curve probabilistiche di previsione dei fenomeni ovvero per studi quali l'esistenza di correlazione tra una successione di scosse sismiche di modesta entità ed un successivo fenomeno sismico di magnitudo rilevante: Luraschi e Corrigan, 2013). In relazione a questo secondo gruppo di approcci vale la pena ricordare che da un punto di vista statistico il primo passo del processo è la rappresentazione della realtà che si vuole modellare con un 'campione statistico' ossia con un gruppo di unità elementari che siano adeguatamente rappresentative delle peculiarità della realtà stessa. Va da se che premessa fondamentale per l'efficacia di un modello statistico 'tradizionale' è la disponibilità di un campione statistico robusto (i.e. sufficientemente numeroso e variegato da rappresentare le specificità del fenomeno in esame). Nel caso del rischio sismico tale premessa non è facilmente realizzabile per una serie di ragioni connaturate alla natura del rischio stesso. Infatti, oltre alla non proporzionalità meglio approfondita nel seguito tra danni prodotti e magnitudo dell'evento che li ha causati, vale la pena ricordare che, come nel caso più generale del rischio operativo, il rischio sismico è caratterizzato dalla preponderanza, in termini di impatto assoluto, dei cosiddetti 'cigni neri' ossia di eventi caratterizzati da una bassissima frequenza di accadimento ma da un impatto estremamente significativo (Taleb, 2009). Già di per se tale caratteristica rende difficoltosa la creazione di un campione statistico robusto.

Va poi considerato che la non diretta correlazione tra i danni provocati da un evento sismico e la magnitudo / distanza dall'epicentro dell'evento rendono complessa la previsione delle conseguenze dannose di un evento sismico essendo queste ultime il risultato di un insieme di fattori eterogenei (e.g. aspetti geologici, ingegneristici, economici, sociali, politici e culturali). Proprio l'eterogeneità di tali fattori associata alla predominanza di "cigni neri" sono le principali difficoltà nella realizzazione di database delle perdite che siano utilizzabili come campioni statistici per la creazione di modelli predittivi 'tradizionali'. Se infatti la predominanza di cigni neri riduce la significatività dei dati di perdita registrati in relazione agli eventi frequenti / con impatto contenuto, l'eterogeneità dei fattori rende necessaria una segmentazione del database di perdite in sotto – campioni in base alle famiglie omogenee fattori di rischio che hanno determinato le perdite stesse. Da ciò consegue che le perdite registrate dovrebbero addirittura essere tali da garantire un'adeguata numerosità di ciascun sotto – campione. Di fatto ciò non avviene e si rende quindi necessario integrare i dati storici con le cosiddette 'expert opinion' con conseguente introduzione di possibili distorsioni dovute alla soggettività recepita dal modello valutativo (per esempio in base al peso soggettivamente attribuito ai diversi segnali che hanno preceduto un evento sismico).

Quale che sia l'approccio adottato, la conclusione è che seppur i modelli previsionali siano stati raffinati nel tempo (per esempio ottenendo le 'earthquake hazard maps' che possono supportare l'individuazione di zone a elevato rischio sismico) e vi sia buona affidabilità predittiva nel lungo periodo, la previsione puntuale di breve periodo di un terremoto e delle sue conseguenze è ad oggi di fatto impossibile (e.g. un terremoto 'atteso' secondo i modelli predittivi potrebbe non verificarsi per decenni).

Anche limitandosi a considerare gli aspetti sopra evidenziati, è palese come nel caso del rischio sismico non sia sufficiente adottare un approccio statistico 'tradizionale' basato cioè sull'osservazione retrospettiva delle conseguenze del fenomeno oggetto di analisi (i.e. nel caso specifico i danni prodotti da un terremoto). Di fatto un evento sismico è infatti assimilabile ad un 'sistema adattativo complesso' ("CAS" in inglese) ossia a un *sistema dinamico* con capacità di auto-organizzazione composto da un numero elevato di parti interagenti in modo non *lineare* che danno luogo a comportamenti globali che non possono essere compresi a partire dal comportamento dei singoli elementi che li compongono in quanto interagenti tra loro. L'interazione tra i singoli elementi determina infatti il comportamento globale dei *sistemi* e

fornisce loro delle proprietà che possono essere completamente estranee agli elementi singoli. La *scienza* può rilevare le modifiche locali, ma non può prevedere uno stato *futuro* del sistema considerato nella sua interezza (Allan *et al.*, 2011). L'analisi di un sistema adattativo complesso richiede quindi un approccio olistico che a partire dall'analisi della struttura in cui il fenomeno si manifesta, individui i fattori che hanno determinato il fenomeno e la loro interazione/regola evolutiva. Tale approccio si contrappone a quello statico e retrospettivo che si basa in primis sull'analisi delle conseguenze storiche di un rischio, ossia sugli eventi di perdita prodotti dal rischio stesso (i.e. gli effetti del rischio). Al contrario, un approccio di tipo olistico analizza in primis il contesto di riferimento per il fenomeno in esame (i.e. la struttura del sistema) individuando i processi e le loro relazioni per derivare gli eventi di perdita come conseguenze del possibile malfunzionamento di una o più componenti del sistema così individuato. Da tale analisi è possibile estrapolare i fattori che hanno influenza sul verificarsi di un rischio e sulle sue conseguenze. Il monitoraggio e la modellazione delle logiche evolutive di tali fattori guidano nella gestione e nella quantificazione del rischio in esame. Considerare la struttura nella sua essenza significa quindi di fatto recepirne l'evoluzione nel tempo e potenzialmente prevedere rischi emergenti quelli cioè che non hanno mai prodotto eventi di perdita in passato e che quindi non possono essere recepiti da un approccio di tipo retrospettivo.

Lo stato dell'arte nella gestione del rischio sismico. L'approccio e il livello di maturità nella gestione del rischio sismico varia in funzione della rilevanza storica, in termini di frequenza ma soprattutto di impatto, degli eventi sismici nel contesto di riferimento e dalle caratteristiche socio-economico-politiche del contesto stesso. In linea generale, escludendo paesi quali la Nuova Zelanda in cui sono stati adottati strumenti e approcci finalizzati al reale contenimento dei danni causati dal rischio sismico (si veda per maggiori dettagli http://www.csi.net.nz/images/Case_Study-ChristchurchCivicOffices.pdf), l'atteggiamento nei confronti del rischio è sostanzialmente passivo limitandosi di fatto al parziale trasferimento a terzi dei danni economici causati.

Con le esclusioni sopra indicate infatti è possibile rilevare come spesso, e l'Italia ne è un esempio (ANIA, 2011), al di là degli interventi statali di partecipazione ai danni economici derivanti a imprese/cittadini, la sola azione preventiva è il mero trasferimento di una parte del rischio a compagnie di assicurazione. In realtà la sottoscrizione di contratti assicurativi non produce di per se alcun beneficio in termini di mitigazione assoluta del rischio oltre a non ridurre l'impatto sul cittadino/impresa degli effetti dannosi indiretti o non economici di un sisma (e.g. perdite di vite umane, danni di immagine e strategici conseguenti a blocchi della produzione industriale ecc.).

Danni eventi naturali per area geografica (2012)

Evento	Luogo	Morti	N. Strutture Colpite	Perdita Economica ($ Miliardi)	Perdita Assicurata ($ Miliardi)
Uragano Sandy	US, Caraibi, Bahamas	254	1.800.000	65(1)	28,2(1,2)
Siccità e ondate di calore	US	123	Sconosciuto	35(1)	20(1,2)
Terremoti	Italia	25	10.000	15,8	1,3
Inondazione	Cina	21	100.000	4,92	0,148

(1) stima provvisoria
(2) totale di assicurazioni private e programmi statali di supporto
FONTE: AON Benfield

Danni maggiori eventi naturali (2012)

Area	Numero eventi	Morti	Perdita Economica ($ Miliardi)	Perdita Assicurata ($ Miliardi)	%
Nord America	43	560	118,5	64,6	54,5
America Latina e Caraibi	30	1167	4,2	0,9	21,4
Europa	33	1480	26,8	5,5	20,5
Africa	53	2300	1,5	0,2	13,3
Asia	115	7177	30,5	3,4	11,1
Oceania/Australia	7	97	1,1	0,3	27,3
Acque Internazionali/ spazio	37	1148	3,1	2,4	77,4
Totale	**318**	**13929**	**185,7**	**77,3**	**41,6**

FONTE: Swiss Re Economic Research and Consulting

Fig. 1 – Danni da eventi naturali.

La Fig. 1 illustra la dimensione del mercato assicurativo globale in rapporto alle perdite registrate in conseguenza di calamità naturali (Swiss Re, 2013; AON, 2012). Dall'analisi dei dati risulta evidente come solo una componente esigua dei danni siano di fatto trasferiti a compagnie di assicurazione attestando quindi che, seppur con le dovute differenziazioni geografiche, persino la più semplice forma di gestione del rischio (i.e. il trasferimento a terzi) è mediamente poco diffusa.

Le ragioni di tale sostanziale passività nei confronti delle conseguenze del rischio sismico vanno ricercate in una complessa combinazione di fattori sociali, economici, politici e geografici. Prescindendo da specificità di contesto è comunque rilevante osservare come spesso l'offerta assicurativa relativa a prodotti assicurativi a copertura dei danni causati dal rischio sismico sia estremamente limitata o comunque condizionata da approcci semplificati di pricing e di gestione delle coperture. Va infatti rilevato che le specificità del rischio sismico hanno impatto significativo anche sulla possibilità per le compagnie di assicurazione stesse di porre in essere politiche di pricing e di gestione assimilabili per sofisticazione, efficienza ed accuratezza a quelli di altre coperture assicurative del loro portafoglio. Una delle principali difficoltà nella identificazione di un pricing robusto risiede nella sostanziale indisponibilità di dati attendibili e completi che aiutino a identificare i parametri di stima dei danni possibili causati da un evento sismico. Ricordando che un premio assicurativo è calcolato sulla base della stima statistico – probabilistica dell'importo atteso di rimborso del contratto, ossia sul prodotto nei diversi istanti di efficacia del contratto tra il valore assicurato e la probabilità che tale valore venga effettivamente liquidato, la sostanziale indisponibilità di modelli predittivi dei danni complessivi conseguenti ad un evento e la impossibilità di determinare la probabilità di un evento sismico di una data magnitudo, in un prefissato luogo in un periodo predeterminato, rendono sostanzialmente inapplicabili modelli di pricing statistico di tipo tradizionale.

Di più, anche ipotizzando di essere in grado di stimare il danno probabile ad un edificio assicurato in un determinato arco temporale, la valutazione complessiva dovrebbe tenere conto della correlazione tra i rischi del portafoglio complessivo che di fatto determinano la natura catastrofale del rischio sismico.

L'applicazione di un pricing robusto che sia strettamente correlato alla rischiosità del rischio assicurato avrebbe in realtà benefici non solo per le compagnie di assicurazione ma fungerebbe anche da incentivo per la gestione efficiente del rischio sismico da parte delle imprese/cittadini in quanto la fattiva mitigazione del rischio sismico si tradurrebbe in una riduzione del premio assicurativo ad esso relativo.

Al contrario, l'indisponibilità di modelli predittivi e dati storici robusti si riflette anche nella normativa di vigilanza (EIOPA, 2013) relativa alla determinazione del requisito patrimoniale minimo relativo a rischi catastrofali.

Vale infine la pena ricordare che un altro aspetto estremamente critico, nel conteso attuale, relativo alla gestione di contratti assicurativi a copertura del rischio sismico è la difficoltà di accertare in tempi brevi l'entità dei danni conseguenti ad un evento sismico per poi procedere alla liquidazione degli indennizzi.

Approccio Enterprise Risk Management e rischio sismico. Ricordando che in una logica di risk management le azioni di gestione del rischio hanno l'obbiettivo di ridurre le sue due principali dimensioni: frequenza ed impatto, nel caso del rischio sismico per cui la frequenza non è, escludendo gli eventi conseguenti ad azioni umane, né condizionabile né di fatto prevedibile, ogni azione di mitigazione del rischio deve necessariamente focalizzarsi sulla riduzione dell'impatto del rischio stesso, ossia sul contenimento dei danni conseguenti al verificarsi dell'evento.

È già stato evidenziato come modelli di risk assessment retrospettivi abbiamo dimostrato scarsa efficacia in virtù della eterogeneità di fattori e della predominanza di cigni neri del rischio sismico che deve quindi essere analizzato e gestito in una logica olistica in cui il contesto

di riferimento è analizzato e modellato in modo da catturare le dinamiche fondamentali che, all'interno del sistema stesso, governano il rischio e le sue conseguenze.

Da un punto di vista operativo, una volta analizzato il contesto in cui il rischio si manifesta e individuati i principali fattori che concorrono a determinare i danni di ogni evento, è necessario identificare per ciascuno di essi parametri che possano fungere da Key Risk Indicators ('KRI' nel seguito), individuare metodi e approcci che consentano di evidenziare con tempestività modifiche nei valori di tali KRI che possano essere rivelatrici di un mutamento nella esposizione al rischio e quindi la necessità di ricorrere a strategie di contenimento dei danni potenziali.

Tale operazione può risultare estremamente complessa: anche prescindendo infatti dalla difficoltà di ponderare i singoli indicatori nonché dalla difficoltà di uniformare in modo oggettivo gli elementi coinvolti nella valutazione (e.g. uniformare perdite di vite umane, perdite pecuniarie, danni artistici, culturali o ambientali) senza introdurre distorsioni soggettive nella valutazione, anche solo l'individuazione dei singoli indicatori di rischio per i diversi fattori coinvolti presenta criticità significative. Perché un indicatore sia infatti utile nella gestione di un rischio è necessario che rispetti certe caratteristiche quali: la rilevanza (i.e. la effettiva correlazione con il fattore cui è connesso), la misurabilità (i.e. la possibilità di essere quantificato e quindi confrontato in istanti temporali differenti), la capacità predittiva (i.e. la capacità di segnalare possibili modifiche all'esposizione futura al rischio) e la semplicità (i.e. la possibilità di essere misurato e monitorato nel tempo con effort accettabile in termini di tempo, costo e risorse).

Tale approccio che costituisce il cuore di un sistema di risk management di fatto non viene adottato nel caso del rischio sismico. Spesso anche le compagnie di assicurazione, nonostante siano i soggetti cui viene trasferito il rischio e quindi teoricamente in grado di misurarlo monitorarlo e gestirlo, non solo non attuano adeguate misure di Loss Prevention come accade per gli altri rischi dei loro portafoglio, ma sono spesso chiamate a rispondere di danni nettamente superiori a quelli considerati nel pricing della copertura.

Va comunque osservato che se da un lato l'individuazione e il monitoraggio di un KRI sintetico unico per il rischio sismico presenta numero difficoltà attuative, è possibile realizzare con un contenuto effort economico – attuativo attività parziali di monitoraggio e contenimento dei danni sismici per mezzo della rilevazione, monitoraggio e gestione automatizzata di singoli KRI. Di più, l'applicazione di tecniche ed approcci di tipo olistico al rischio sismico possono supportare l'adozione di un approccio strategico alle attività di resilienza successive ad ogni evento con evidente beneficio in termini di ripristino della situazione ante-sisma.

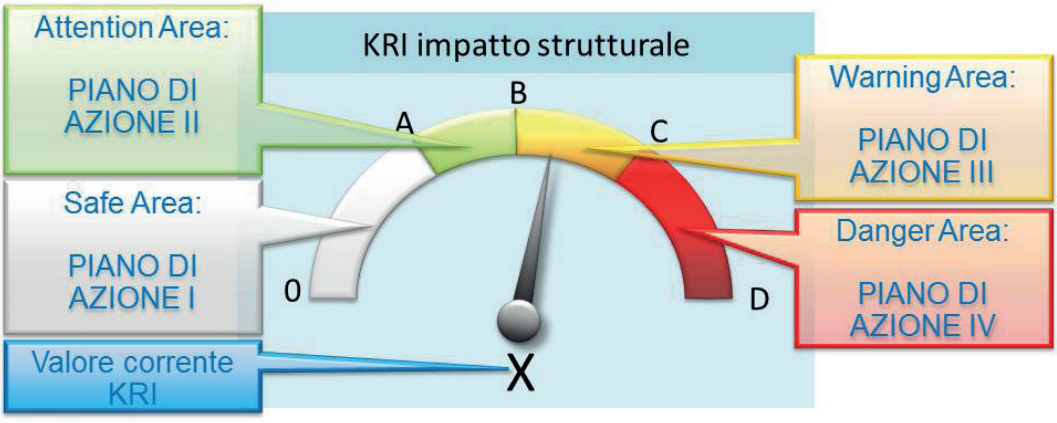


Fig. 2 – Monitoraggio KRI, trigger statici.

A scopo meramente esemplificativo si consideri la Fig. 2 che illustra come l'applicazione di metodi e strumenti gestionali (quale per esempio MillimanGRC di Milliman) di Enterprise Risk Management alle rilevazioni di un Canterbury Seismic Instruments ("CSI" nel seguito - http://www.csi.net.nz/) consentano l'attuazione di un piano strategico di gestione delle evacuazioni e dei successivi rientri in edifici collocati in aree in cui si sono verificate una o più scosse sismiche. Limitandosi a considerare in un primo momento la gestione dell'evacuazione di un singolo edificio di fatto è sufficiente individuare, sulla base di considerazioni di carattere strutturale dell'edificio, una serie di valori soglia (nel seguito 'trigger') per il valore (i.e. KRI) individuato dal CSI relativo all'edificio in esame. In corrispondenza a ciascun trigger verranno stabiliti dei piani di azione (e.g. possibile rientro nell'edificio dopo x ore dall'evacuazione etc….). Il sistema di ERM provvederà alla comparazione in tempo reale dell'ultimo valore rilevato dal CSI con tali trigger ed invierà opportune indicazioni operative ai soggetti responsabili della realizzazione del piano di azione corrente. Nel caso specifico della Fig. 2 si è ipotizzato a mero scopo esemplificativo l'individuazione di 4 piani di azione corrispondenti ad altrettanti range di variabilità per il CSI (safe area, attention area, warning area, danger area).

La Fig. 3 esemplifica il monitoraggio del medesimo KRI con le stesse finalità e modalità illustrate in Fig. 2 ma prevedendo il confronto con trigger dinamici che recepiscano, come tipico dei modelli casuali, modifiche nella struttura di riferimento per il rischio per esempio in conseguenza a scosse precedenti.

Il modello sopra indicato può essere esteso applicandolo a tutti gli edifici di una prefissata area geografica al fine di individuare un piano strategico complessivo di gestione delle evacuazioni che alle considerazioni strutturali del singolo edificio associ l'analisi di fattori (e.g. utilizzo del fabbricato, ora, giorno feriale/festivo, presenza di manifestazioni etc..) anch'essi rilevati automaticamente, sintetizzati ed elaborati dal sistema di ERM a supporto delle decisioni strategiche (i.e. definizione priorità di intervento, percorsi, criticità). La possibilità di aggiornare, sintetizzare e comunicare in tempo reale le informazioni ai soggetti responsabili di porre in essere ciascun piano di attività è una esemplificazione di come approcci e strumenti di ERM possano integrare ed efficientare non solo le attività di prevenzione del rischio sismico ma anche e soprattutto quelle di resilienza.

Approcci analoghi a quello sopra evidenziato possono supportare l'efficientamento dell'offerta e gestione di coperture relative al rischio sismico da parte di compagnie di assicurazione.

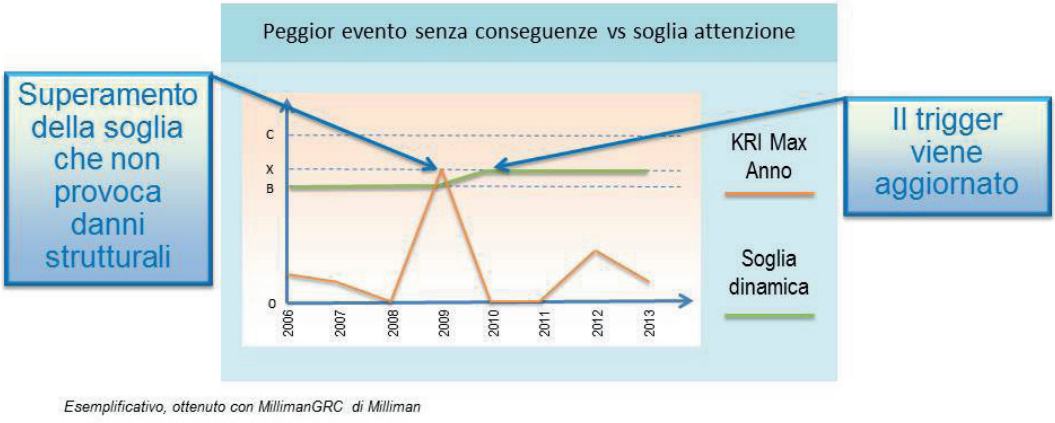


Fig. 3 – Monitoraggio KRI, trigger dinamici.

Bibliografia
Allan N., Cantle N., GodFrey P., Yin Y.; 2011: A review of the risk of complex systems applied to risk appetite and emerging risks in ERM practice. (London) Institute and Faculty of Actuaries,
Ania; 2011: Danni da eventi sismici e alluvionali al patrimonio abitativo italiano: studio quantitativo e possibili schemi assicurativi
AON; 2012: Annual Global Climate and Catastrophe Report – Impact forecasting 2012
EIOPA; 2013: DOC-13/061 28 - LTGA technical specification (part I)
Luraschi P., Corrigan J.; 2013: Operational risk modelling framework, Capitolo 6
Swiss Re; 2013: Sigma No 2/2013
Taleb N. N; 2009: Il cigno nero. Come l'improbabile governa la nostra vita

AN ALTERNATIVE APPROACH FOR THE ESTIMATE OF SEISMIC HAZARD: APPLICATIONS TO ITALIAN REGIONS AND COMPARISON WITH THE PRESENT HAZARD MAPS

E. Mantovani[1], D. Babbucci[1], M. Baglione[2], N. Cenni[3], V. D'Intinosante[2], L. Martelli[4], C. Tamburelli [1], M. Viti[1]
[1] Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena, Italy
[2] Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica, Regione Toscana, Italy
[3] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, Italy
[4] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Italy

Introduction. The estimate of seismic hazard in a zone is a scientific objective which has very important social implications. So, any effort must be made to identify the most reliable evaluation, through a critical analysis of the results obtained by different approaches. The hazard maps presently adopted for the mitigation of the seismic risk in Italy are based on the probabilistic approach (PSHA, e.g., Stucchi *et al.*, 2011), whose limitations have been pointed out by several researchers (Albarello and D'Amico, 2008; Wyss, 2012; Stein *et al.*, 2012; Mantovani *et al.*, 2012, 2013; Viti *et al.*, this volume). A significant example of the major problems cited above can be taken from the present hazard maps concerning the Toscana and Emilia-Romagna Regions (Fig. 1). This result provides that in such Regions the maximum expected intensity (with a exceedence probability of 10% in 50 years) is VIII °MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg scale). This implies that a reasonable defence from earthquakes in those Regions, also considering social and economic criteria, can be obtained by making building able to resist the shaking caused by such intensity. Since the above two Regions have been hit by several shocks with greater intensity (IX and X MCS), the people living in those zones could be worried about the possibility that the PSHA prediction underestimates the real risk.

In our opinion, the above fear can hardly be removed since the reliability of the procedure used to achieve the present hazard maps cannot be evaluated, being based on a number of arbitrary assumptions about the behaviour of seismicity. For instance, the hypothesis that earthquakes are casual and independent events is not compatible with the nature of such phenomenon (e.g., Castanos and Lomnitz, 2000; Mantovani *et al.*, 2012, 2013; Stein *et al.*, 2012). Furthermore, the assumption that the available data set (some centuries long) is representative of the future behaviour of seismicity can hardly be verified, considering that the deformation and the consequent fracturing of rocks has developed over geological times. Thus, the probability that the space-time distribution of earthquakes during the next 50 years will just resembles the one that developed in the last 300-400 years is extremely low (e.g., Swafford and Stein, 2007). On the contrary, it is reasonable to think that in the next 50 years the faults activated in recent times have a low probability of being reactivated.

The above remarks imply that any statistical estimate of seismicity parameters in a given zone (such as return periods, starting time of the seismic cicle, etc.) may be affected by unknown uncertainty, which may reflect in a biased estimate of earthquake probability.

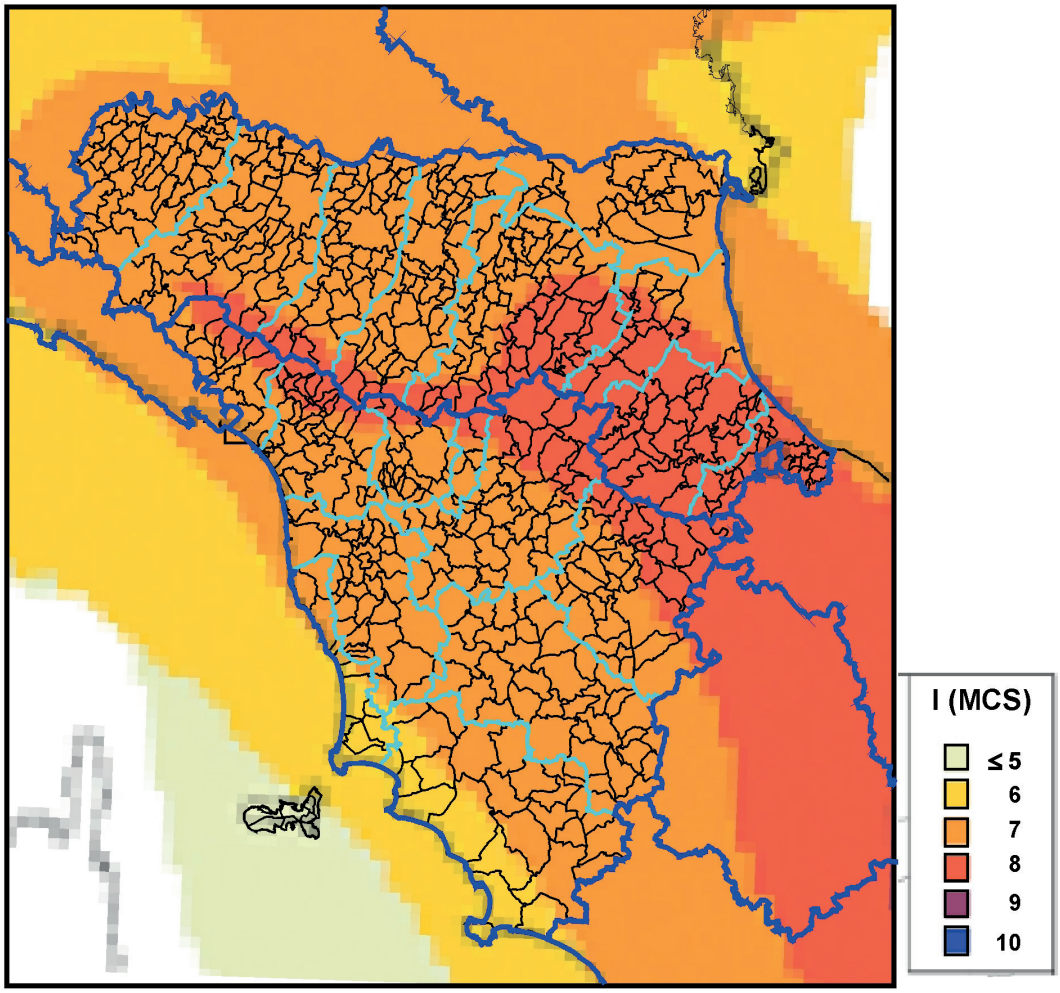


Fig. 1 – Map of I_{max} values provided in the northern Apennines and Po Valley by the PSHA procedure (Gomez Capera *et al.*, 2010).

An alternative approach. In order to tentatively overcome the problems of the PSHA procedure, the research group of the University of Siena, in collaboration with of the Regione Toscana **(**Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica) and Emilia-Romagna (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli) have proposed an alternative approach, extensively described in some publications (Mantovani *et al.*, 2011, 2012, 2013). The new approach mainly aims at minimizing the influence of the adopted procedure on the hazard maps, paying maximum attention to the available information, constituted by the macroseismic data set and the present knowledge on the ongoing tectonic setting in the study area. As concerns this last item, we have exploited the long experience and knowledge acquired by the Siena research team on the recognition of the geodynamic and tectonic setting in the Italian area (Mantovani *et al.*, 2009; 2010, 2012, 2013; Viti *et al.*, 2011, 2012; Cenni *et al.*, 2012) and the large set of information about the local structures provided by the above Regions (e.g., Boccaletti *et al.*, 2010; Martelli, 2011).

To best fulfil the above conditions, we have chosen of not using statistical approaches for hazard assessment. It is assumed that each strong earthquake, even though remote and/or not confirmed by other successive or previous events, must anyway be taken into due account

since it can help to assess the maximum expected hazard level and we cannot know when such intensity may again occur. This choice is criticized by supporters of the PSHA approach (e.g., Marzocchi, 2013), who believe that a correct estimate of seismic hazard must also take into account other aspects of seismic activity, such as the return period of the considered intensity value. However, this objection is based on the arbitrary assumption that seismicity parameters can be estimated with satisfactory precision. To help the discussion about this problem, we can mention a significant example, concerning the very strong earthquake that occurred in 1117 in the Po Valley (e.g., Galli *et al.*, 2005; Guidoboni *et al.*, 2005). In spite of the fact that such event is the most intense ever occurred in the Padanian zone, its well documented damage has very poorly influenced the present PSHA map (Fig. 1), since the occurrence of a similar shock in the next 50 years results is considered unlikely.

In line with the above concepts, we have adopted a procedure composed by the following steps:

- A preliminary identification of the maximum intensity value (I_{max}) expected for each commune of the Region involved is first deduced by the official catalogue of macroseismic effects (DBMI11, Locati *et al.*, 2011).
- Since the historical documents cited by this catalogue do not cover the entire set of macroseismic effects produced by the known earthquakes, the above data set is integrated by computed macroseismic data, obtained by using the catalogue of hypocentral parameters (CPTI11 database, Rovida *et al.*, 2011) and the intensity versus distance attenuation empirical models now available for the study area (Berardi *et al.*, 1993; Gomez Capera, 2006; Pasolini *et al.*, 2006).

However, one must be aware that the available information on past damages could not inform about the effects of other past large earthquakes that, for some reasons (long return periods, destruction of important archives etc), are not cited by historical documents. In order to mitigate this problem, we have defined a numbers of seismogenetic zones (Fig. 2), whose seismogenic potential is tentatively assumed as homogeneous, in line with the suggestion of other authors (Swafford and Stein, 2007). The I_{max} value assigned to each zone is chosen on the basis of the strongest shocks occurred within the contours adopted and the available information on seismogenic fault systems and tectonic features. The final I_{max} map for the communes of two Regions involved (Fig. 3) has been then defined by taking into account the effects of the adopted seismogenic zones.

A comparison between the map here proposed (Fig. 3) and the one produced by the PSHA procedure (Fig. 1) suggests some considerations. For a number of communes in the 2 Regions the Imax here proposed is higher, even significantly, with respect to the PSHA maps. This is clearly related to our choice of taking into account the maximum damages reported by historical documents. In the Po Valley, the effects of the major 1117 earthquake in the Verona area cause a generalized increase of the expected Imax. A similar increase of Imax values can be noted in the inner Tuscany (Pisa zone), as an effect of the strong event occurred in 1846 near Orciano Pisano. In this case, the difference is even greater, the Imax provided by PSHA (VII) changes to X (in the commune mainly involved). Another major change with respect to PSHA, concerns some zones of the northernmost sector of Tuscany (Appennino Pistoiese and Casentino). In this case the variation involves a slight decrease of the expected Imax. In our opinion this change can avoid the effects of the unreliable geometry assumed by PSHA for some seismogenetic zones in this area (see the comments and the figure given by Viti *et al.* in this volume).

The supporters of PSHA argue that the results of our approach involve an exaggerated level of prevention with respect to a reasonable compromise between the most probable damage (estimated by statistical analysis) and socio-economic considerations, claiming that the PSHA maps can better fulfil the above requirement. We obviously agree that non seismological criteria must be taken into account in hazard assessment, but we do not share the idea that the

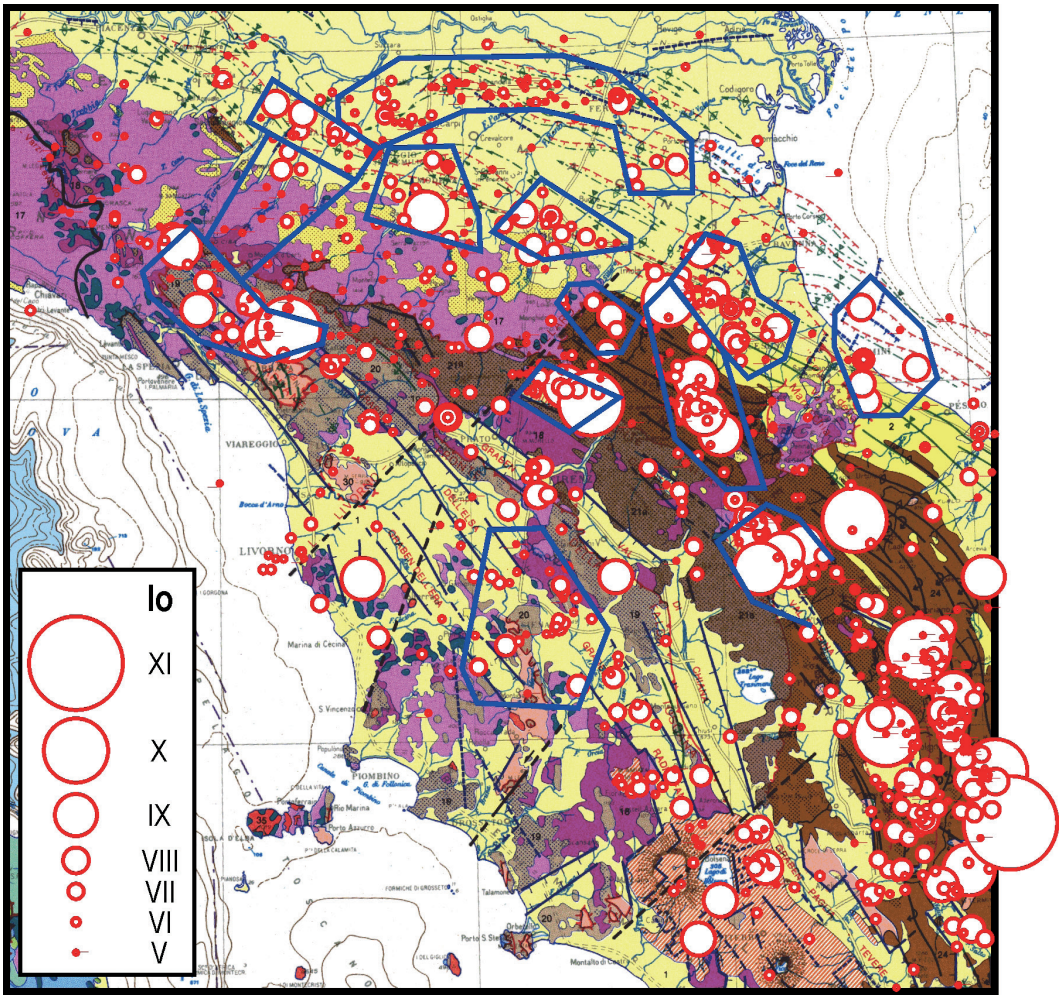


Fig. 2 – Seismogenic zones identified for the Tuscany and Emilia-Romagna territories (Mantovani *et al.*, 2012, 2013). In each zone, a value of I_{max} is tentatively defined, taking into account the intensities of shocks located inside the zone. Then, it is assumed that such value holds throughout the zone involved. This choice may change the value of I_{max} previously assigned to the communes of the two Regions considered. The I_{max} map finally resulting from the series of operations described above is given in Fig. 3.

results of PSHA can be used as a solution of that problem, since such maps may be affected by unknown uncertainty, as argued earlier. Thus, what is presented as a reasonable compromise could instead be an unjustified bad defence from the real seismic risk.

Conclusions. We argue that the present seismic hazard maps for Italy, being derived by an approach (PSHA) whose basic assumptions cannot be proved, may be affected by a not well define bias. Thus, the use of such maps could significantly underestimate seismic risk. For instance, in the two Regions here considered (Tuscany and Emilia-Romagna) the PSHA map provides that an event with intensity greater than VIII MCS is unlikely (probability of excedence in 50 years lower than 10%), in spite of the fact that these Regions have been hit by several earthquakes with higher intensity (IX, X MCS). Since the quantification of that probability could be not reliable, it seems quite imprudent to build our strategy of defence from earthquakes on the arbitrary hypothesis that events of intensity IX and X are unlikely in the next 50 years.

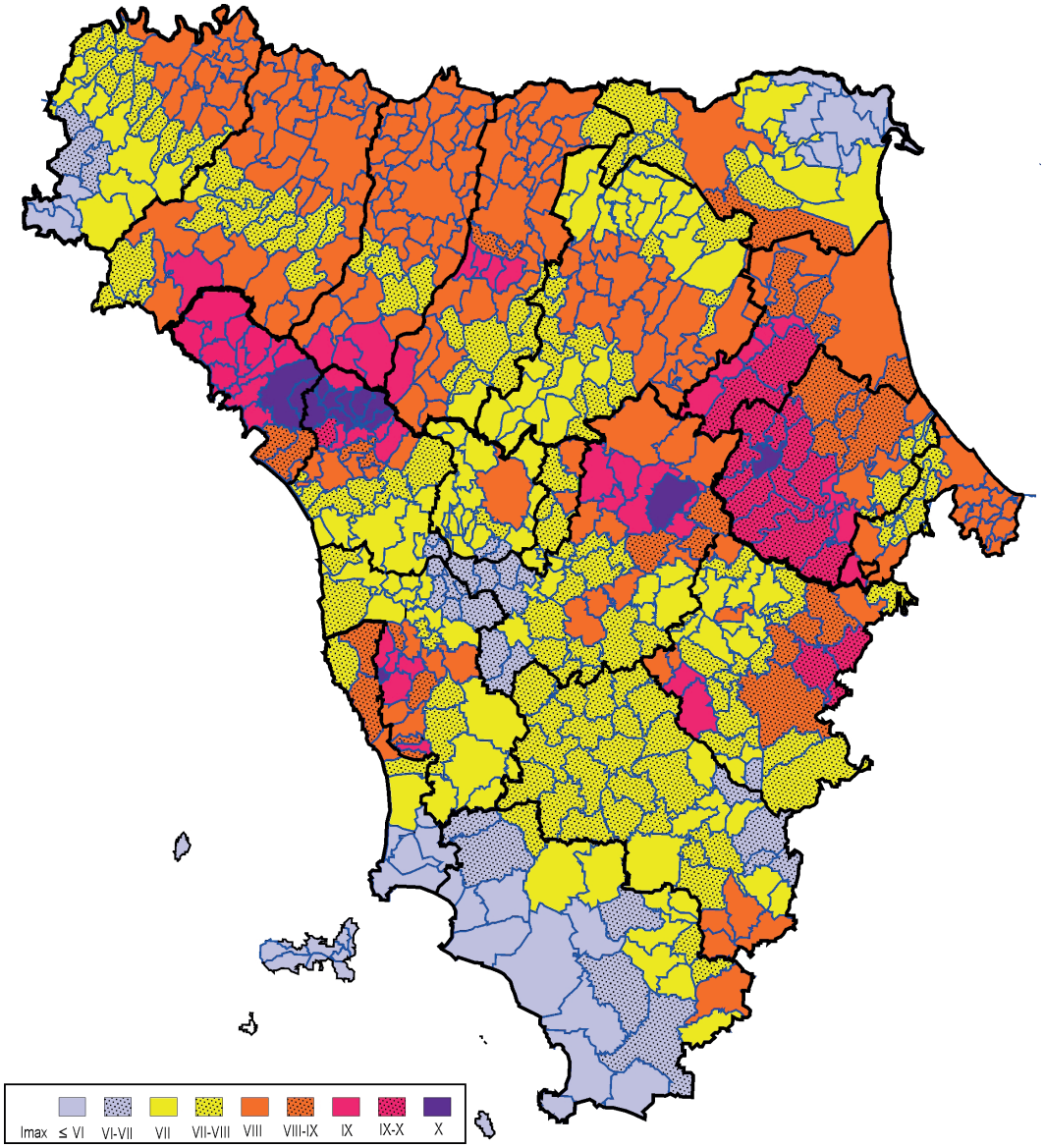


Fig. 3 – Maps of I_{max} proposed for the communes of Tuscany and Emilia-Romagna (Mantovani *et al.*, 2012, 2013). The comparison of this map with the one shown in Fig. 1 points out the considerable variations produced by adopting our procedure instead of the PSHA one.

We suggest instead that the choice of the criteria to be used for seismic risk mitigation should be made by paying great attention to all past strong earthquakes, even though remote and not frequent, and to the ongoing tectonic setting. In fact, considering that the timing of the next dangerous shocks can hardly be inferred by the available seismic history, we should concentrate our efforts in trying an estimate of the maximum seismic potential of the fault systems involved. In line with this concept, we have replaced the seismic zones adopted by PSHA (which have been mainly defined in a way to make the resulting seismicity data set matching the assumptions of the statistical analysis) with new zones more compatible with the seismotectonic context.

We think that the Imax map here proposed is the most direct and faithful interpretation of the available knowledge. The choice of using communes as the minimum spatial element is justified by the present organization of the macroseismic data set (e.g., Romeo *et al.*, 2009). Starting from the basic information here provided, it is possible to tentatively define the parameters (such as PGA and spectral accelerations, e.g., Faenza and Michelini, 2010, 2011) which are more adequate for assessing the criteria required by the current building code (Ministero delle Infrastrutture e Trasporti, 2009). Of course, a reliable definition of the expected Imax in a given commune may be helped by the eventual availability of information on local seismic response.

On the basis of the arguments given in this note, we think that the Civil Protection should promote a public discussion about the reliability of the hazard maps so far proposed. This suggestion is also supported by the fact that the two Regions involved in this study have deliberated to take into account the results obtained for the mitigation of seismic risk.

References

Albarello D., D'Amico V.; 2008: *Testing probabilistic seismic hazard estimates by comparison with observations: an example in Italy*. Geophys. J. Int., 175, 1088-1094.

Berardi R., Petrungaro C., Zonetti L., Magri L., Mucciarelli M.; 1993: *Mappe di sismicità per l'area italiana*. ISMES/ ENEL, pagg. 51.

Boccaletti M., Corti G., Martelli L.; 2010: *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau), doi: 10.1007/s00531-010-0545-y.

Castanos H., Lomnitz C.; 2000: PSHA: is it science? *Engineering Geology*, 66, 315-317.

Cenni N., Mantovani E., Baldi P., Viti M.; 2012: *Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements*. J. Geodynamics, **58**, 62-72.

Cenni N., Viti M., Baldi P., Mantovani E., Bacchetti M., Vannucchi A.; 2013: *Present vertical movements in Central and Northern Italy from GPS data: Possible role of natural and anthropogenic causes*. J. Geodynamics, **71**, 74-85.

Faenza L., Michelini A.; 2010: *Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its application in ShakeMap*. Geophys. J. Int., **180**, 1138-1152.

Faenza L., Michelini A.; 2011: *Regression analysis of MCS intensity and ground motion spectral accelerations (SAs) in Italy*. Geophys. J. Int., **186**, 1415-1430.

Galli P.; 2005: *I terremoti del gennaio 1117. Ipotesi di un epicentro nel Cremonese*. Il Quaternario, **18**, 87-100.

Gómez Capera A.A.; 2006: *Utilizzo dei dati macrosismici per la determinazione dei parametri delle sorgenti sismogenetiche e la valutazione della pericolosità sismica*. Tesi in Dottorato di Ricerca in Scienze Geologiche e Geotecnologie per l'Ambiente e il Territorio - XVIII Ciclo, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, pp.160.

Gruppo di Lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto conclusivo per il Dip.to della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, 65 pp. + 5 appendici (http://zonesismiche.mi.ingv.it/).

Guidoboni E., Comastri A., Boschi E.; 2005: *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res., **110**, B12309, doi:10.1029/2005JB003683.

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna (http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C.; 2009: *A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines*. Tectonophysics, 476, 22-40.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N., Vannucchi A.; 2010: *Long-term earthquake triggering in the Southern and Northern Apennines*. J. Seismology, 14, 1, 53-65.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2011: *Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 88 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2012: *Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri per interventi di prevenzione*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 140 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., L.Martelli, P.Baldi, M.Bacchetti, 2013. *Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Centro Stampa - Regione Emilia-Romagna, pagg. 168 (www.regione.toscana.it).

Martelli L.; 2011: *Quadro sismotettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale*. Riassunti estesi delle comunicazioni, 30° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 14-17 Novembre, pp. 152-156.
Marzocchi W.; 2013: *Seismic Hazard and Public Safety.* Eos, 94, 27, 240-241.
Ministero Delle Infrastrutture e dei Trasporti, 2009. *Istruzioni per l'applicazione delle «Nuove norme tecniche per le costruzioni» di cui al decreto ministeriale 14 gennaio 2008*. Circolare 2 Febbraio 2009, n. 617, Gazzetta Ufficiale n. 47 del 26 Febbraio 2009 - Suppl. Ord. n. 27.
Pasolini C., Albarello D., Gasperini P., D'Amico V., Lolli B.; 2006: *The attenuation of seismic intensity in Italy: modelling and validation*. Proceedings ECEES, pp. 124.
Romeo R.W.; 2009: *Pericolosità e zonazione sismica del territorio*. Geologi di Sicilia, **2**, 13-20.
Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (eds.); 2011: CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Milano, Bologna (http://emidius.mi.ingv.it/CPTI).
Stein S., Geller R.J., Liu M.; 2012: *Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it.* Tectonophysics, 562-563, 1-25.
Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M., Boschi E.; 2011; *Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code*. Bull. Seismol. Soc. Am., 101, 1885-1911.
Swafford, L., Stein, S.; 2007: *Limitations of the short earthquake record for seismicity and seismic hazard studies.* In: Stein, S., Mazzotti, S. (Eds.), Continental Intraplate Earthquakes, Special Paper, 425, GSA, Boulder, CO, pp. 49-58.
Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C.; 2011: *Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean.* J. Geodynamics, 51, 190-204.
Viti M., Mantovani E., Cenni N.,Vannucchi A..; 2012: *Post-seismic relaxation: An example of earthquake triggering in the Apennine belt (1915-1920).* J. Geodynamics, 61, 57-67, http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.07.002.
Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A.; 2013: *Interaction of seismic sources in the Apennine belt.* J. Phys. Chem. Earth, **63**, 25.35, http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.005.x
Viti M., Mantovani E., Cenni N., Babbucci D.; 2013: *Shortcomings of the current assessment of seismic hazard: examples from some Italian regions.* Proceedings of the 32° National Meeting GNGTS, Trieste, November 19-21, this volume.
Wyss M., Nekrasova A., Kossobokov V.; 2012: *Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates*. Nat. Hazards, 62, 927-935.

MICROZONAZIONE SISMICA DELL'AREA EPICENTRALE DEL TERREMOTO DELLA PIANURA EMILIANA DEL 2012 (ORD. 70/2012)

L. Martelli[1], L. Calabrese[1], G. Ercolessi[1], P. Severi[1], M. Romani[2], G. Tarabusi [3-4-5], D. Pileggi[5], S. Rosselli[5], L. Minarelli[5-6], F. Pergalani[7], M. Compagnoni[7], G. Vannucchi[8], C. Madiai[8], J. Facciorusso[8], V. Fioravante[9], D. Giretti[9], M. Mucciarelli[10], E. Priolo[10], G. Laurenzano[10], F. Bramerini[11], E. Speranza[11], C. Conte[12], G. Di Salvo[13], M. Giuffrè[13], M. Zuppiroli[14], F. Guidi[14], V. Vona[14]

con il contributo di:

A. Manicardi[15], B. Mengoli[15], C. Ugoletti[15], L. Ricci[16]

[1] Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli
[2] Regione Emilia-Romagna - Servizio Pianificazione Urbanistica, Paesaggio e uso sostenibile del Territorio
[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1
[4] Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara
[5] Geologo libero professionista, consulente Regione Emilia-Romagna
[6] Geotema srl, spin-off Università di Ferrara
[7] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano
[8] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Università di Firenze
[9] Dipartimento di Ingegneria, Università di Ferrara
[10] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Trieste
[11] Dipartimento della Protezione Civile – Ufficio rischio sismico e vulcanico, Roma
[12] ReLUIS – Rete Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica
[13] CNR – Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria
[14] Dipartimento di Architettura - LaboRA, Università di Ferrara
[15] Servizio Urbanistica e SIT, Provincia di Modena
[16] Servizio Sicurezza del Territorio e Cave, Provincia di Modena

Introduzione. La legislazione della Regione Emilia-Romagna in materia di governo del territorio ha assegnato, sin dal 1978, alla programmazione territoriale e alla pianificazione urbanistica l'obiettivo della riduzione del rischio sismico, riconoscendo alle stesse il ruolo fondamentale di concorrere alla riduzione e prevenzione del rischio sismico fissando per le

diverse parti del territorio le soglie di criticità, i limiti e le condizioni per la realizzazione degli interventi di trasformazione. In particolare, con la DAL 112/2007 "*Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica*" e con la LR n. 19 del 2008 "*Norme per la riduzione del rischio sismico*" si sono rafforzati ulteriormente i concetti di prevenzione del rischio e si è stabilito che dall'entrata in vigore della DAL 112/2007 gli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica non possono essere approvati se non corredati da studi di microzonazione sismica conformi agli indirizzi regionali.

Il 20 maggio 2012 una vasta area della Pianura Padana è stata interessata da un terremoto di magnitudo locale M_L=5,9; nove giorni dopo la stessa area è stata colpita da un'altra forte scossa (M_L=5,8). Tra il 20 maggio e il 3 giugno 2012 sono state registrate 7 scosse di M_L>5, con epicentri compresi tra Novi di Modena (MO) e Vigarano Mainarda (FE).

A seguito di tali eventi all'impianto normativo sopra richiamato si sono aggiunte altre disposizioni, emanate dal Commissario delegato – Presidente della Regione e dalla Giunta della Regione Emilia-Romagna, in particolare:

- l'Ordinanza n. 70 del 2012 "*Approvazione del programma per gli studi di microzonazione sismica*" finalizzata alla realizzazione di studi di Microzonazione Sismica (MS) e analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) negli ambiti d'interesse urbanistico dei Comuni del "cratere" e l'ordinanza n. 84 del 2013 "*Assegnazione di contributi per studi di MS e analisi della CLE nei Comuni interessati dagli eventi sismici del maggio 2012 caratterizzati da a_g<0,125 g*";
- la LR n. 16 del 2012 "*Norme per la ricostruzione nei territori interessati dal sisma del 20 e 29 maggio 2012*" che stabilisce, all'art. 12, che il Piano della Ricostruzione deve prevedere la delocalizzazione delle costruzioni, in particolare quelle con funzioni di particolare interesse (strutture strategiche, edifici pubblici, …), se ricadono in zone in cui sono state individuate condizioni di elevata pericolosità (es. aree ad elevato rischio di liquefazione o con elevato fattore di amplificazione) nonché indirizzare le scelte di trasformazione verso zone a minore pericolosità locale;
- l'Ordinanza n. 60 del 2013 "Misure per la riduzione della vulnerabilità urbana e criteri per l'individuazione delle UMI e per la redazione del Piano della Ricostruzione", che prevede all'art. 7 che gli interventi di ricostruzione vengano disciplinati sulla base delle risultanze degli studi di MS e all'art. 8 che il Piano sia corredato dall'analisi della CLE.

Microzonazione Sismica. Con l'Ordinanza 70/2012 è stata quindi avviata la microzonazione sismica, con analisi della CLE, dei Comuni emiliani più colpiti (Fig. 1), vale a dire quelli in cui sono stati osservati diffusi effetti di intensità macrosismica almeno pari al VI grado MCS (riferimento: Galli *et al.*, 2012), con il coordinamento del Servizio Geologico e del Servizio Pianificazione Urbanistica della Regione Emilia-Romagna.

In altri Comuni del "cratere" analoghi studi erano già in corso grazie ai contributi previsti dall'art. 11 della L. 77/2009. Purtroppo alcuni di questi Comuni non possono accedere a tali contributi avendo, secondo i vigenti documenti di riferimento, una bassa pericolosità sismica (a_g<0,125 g; cfr art. 2, comma 2, e Allegato 7 delle OPCM 3907/2010, OPCM 4007/2012 e OCDPC 52/2013). Per consentire a tutte le Amministrazioni del "cratere" di dotarsi di strumenti di conoscenza della pericolosità sismica locale di pari livello, il Commissario delegato – Presidente della Regione ha reso disponibili, con ordinanza 84/2013, ulteriori risorse economiche per studi di MS nei Comuni del "cratere" con a_g < 0,125 g.

Gli standard tecnici di riferimento per tali studi sono descritti in specifici allegati agli atti e derivano dagli indirizzi regionali (DAL 112/2007) e dagli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" nazionali (ICMS, 2008).

I maggiori effetti locali osservati sono stati l'amplificazione del moto sismico e fenomeni di liquefazione, verificatisi soprattutto in corrispondenza di antichi alvei, oggi abbandonati e sepolti, principalmente di fiumi di provenienza appenninica.

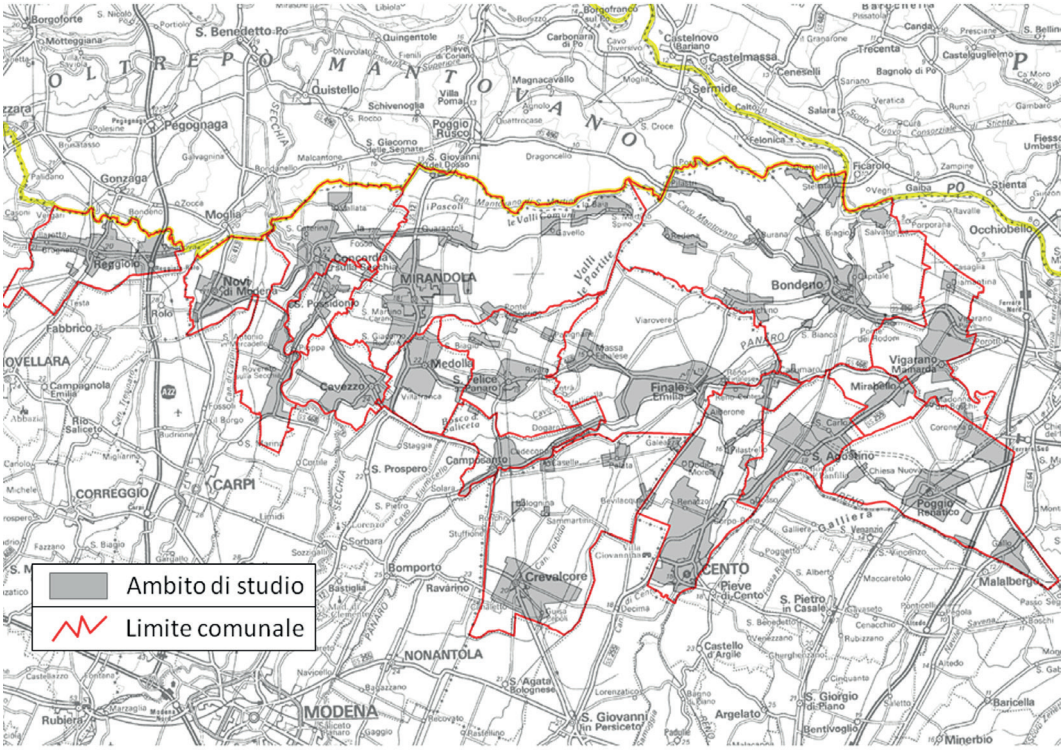


Fig. 1 – mappa dei Comuni e degli ambiti di studio oggetto della microzonazione sismica di cui all'Ordinanza del Commissario delegato n. 70/2012.

Pertanto gli elaborati finali di questi studi consistono essenzialmente in mappe che suddividono il territorio in base ai fattori di amplificazione e al rischio di liquefazione (v. anche Martelli *et al.*, 2013, in questo volume) stimati negli ambiti di interesse urbanistico, vale a dire nei centri urbani consolidati e nelle aree potenzialmente suscettibili di trasformazioni urbanistiche (riqualificazione, ricostruzione, espansioni) indicati dalle Amministrazioni interessate.

Tali mappe costituiscono anche la base per la valutazione della "vulnerabilità geologica" dei siti sede delle principali strutture e infrastrutture essenziali per il superamento dell'emergenza, le cui condizioni di vulnerabilità (strutturale e locale) sono descritte in apposite schede (analisi della CLE).

Considerata la geometria prevalentemente piano-parallela delle unità litologiche del sottosuolo fino alla profondità di 100-150 m e le tipologie edilizie più frequenti in questi territori (strutture con periodo proprio T compreso tra 0,1 s e 1,5 s), per la valutazione della risposta sismica locale finalizzata alla costruzione-ricostruzione di edifici ordinari (0,1s<T<1s) si ritiene corretto assimilare il modello geologico del sottosuolo ad un modello fisico 1D.

Analisi di risposta sismica locale 1D effettuate in vari siti (Facciorusso *et al.*, 2012; Laurenzano *et al.*, 2013) hanno fornito fattori di amplificazione in accordo con quelli previsti dagli abachi degli indirizzi regionali (DAL 112/2007); pertanto, considerati i tempi e le risorse disponibili, si è proceduto alla stima dell'amplificazione tramite le procedure semplificate previste dagli indirizzi regionali (secondo livello di approfondimento).

In particolare, gli indirizzi regionali, per le aree di pianura, prevedono abachi (DAL 112/2007, Allegato 2) distinti a seconda della profondità del substrato (maggiore o minore di 100 m), che forniscono valori di amplificazione in termini di PGA (FA_{PGA}) e in termini di

Intensità di Housner per intervalli di periodo T compresi tra 0,1 s e 0,5 s ($FA_{0,1\text{-}0,5S}$) e tra 0,5 s e 1 s ($FA_{0,5\text{-}1S}$).

È pertanto determinante individuare le aree in cui il substrato è a profondità maggiori o minori di 100 m.

Sfruttando la relazione che lega le frequenze fondamentali desunte da analisi di sismica passiva con la Vs e la profondità del contrasto di impedenza, nota la Vs grazie alle prove geofisiche effettuate (15 DH fino a 30-50 m e oltre 100 SCPTu fino a 30 m da cui risulta ovunque $V_{s,30}$< 225 m; 3 CH di cui 2 fino a profondità maggiori di 100 m e 23 array da cui risulta in media Vs dei primi 100 m = 300-350 m), è stato possibile stimare la profondità del *bedrock* in vari siti. In particolare, per questo scopo, sono stati considerati significativi i siti in cui i rapporti H/V mostravano picchi con A>2,5 in corrispondenza di $f_0 \geq 1$ Hz. I dati stratigrafici disponibili per questi siti (log da sondaggi, sezioni geologiche, mappe delle principali discontinuità stratigrafiche, …) sono stati quindi reinterpretati al fine di individuare discontinuità lito-stratigrafiche che potessero essere assimilate al tetto del *bedrock* sismico, inteso come superficie di forte contrasto di impedenza.

Sono state così distinte le zone A1, con substrato a profondità sicuramente maggiore di 100 m, e A2, substrato a profondità circa uguale o minore di 100 m.

Utilizzando il parametro $V_{s,30,}$ come richiesto per l'utilizzo degli abachi regionali (DAL 112/2007, Allegato 2, v. abachi Pianura 1 e Pianura 2), tenuto conto che ovunque risulta $V_{s,30}$< 225 m/s, sono stati stimati i seguenti fattori di amplificazione:

- zona A1: FA_{PGA} = 1,5; $FA_{0,1\text{-}0,5S}$ = 1,8; $FA_{0,5\text{-}1S}$ = 2,5;
- zona A2: FA_{PGA} = 1,7; $FA_{0,1\text{-}0,5S}$ = 1,9; $FA_{0,5\text{-}1S}$ = 2,6.

L'analisi del rischio di liquefazione, considerata la disponibilità di numerose prove penetrometriche statiche, è stata effettuata stimando l'Indice di Liquefazione I_L (Iwasaki, 1978) tramite le procedure semplificate indicate dagli indirizzi regionali e dagli ICMS 2008. Da test di confronto tra i vari metodi semplificati disponibili nella letteratura scientifica (ne sono stati

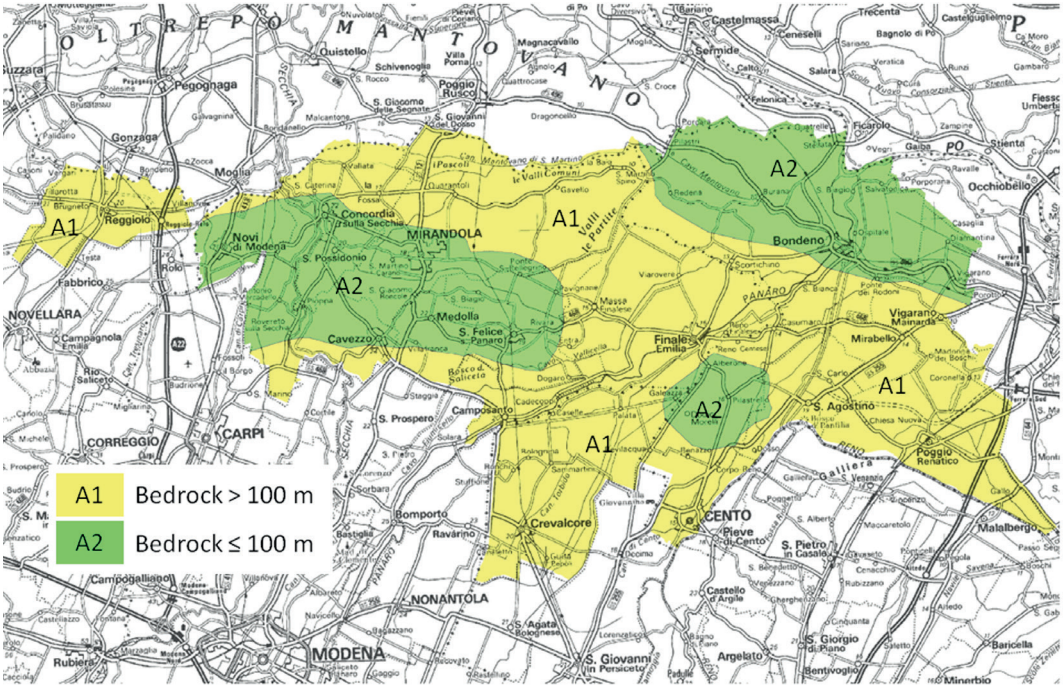


Fig. 2 – mappa della profondità indicativa del bedrock sismico.

considerati 6) è risultato che il metodo che fornisce valori di I_L meglio compatibili con gli effetti osservati è quello di Idriss e Boulanger (2008). Tale metodo è stato perciò assunto come riferimento per la redazione delle mappe.

Le analisi sono state effettuate considerando la PGA risultante dagli studi di microzonazione sismica, la magnitudo massima attesa, (M_{wmax}=6,14 per la zona 912) come indicato in ICMS (2008), profondità della falda variabile tra 1 e 3 m a seconda che il sito di verifica ricada in area di piana intercanale o di dosso.

I valori puntuali di I_L sono stati poi raggruppati in classi, secondo Sonmez (2003), distinguendo tra siti a rischio di liquefazione basso ($0<I_L\leq2$), medio ($2<I_L\leq5$) ed elevato ($5<I_L\leq15$). Non sono mai stati ottenuti valori di $I_L\geq15$ (rischio molto elevato).

Purtroppo le prove penetrometriche utili per il calcolo di I_L non sono così diffuse da permettere una zonazione del rischio di liquefazione basata esclusivamente su questo parametro. Questi dati sono stati quindi integrati con le informazioni sugli effetti osservati e con mirate interpretazioni lito-stratigrafiche delle prove geotecniche disponili.

Tutte le prove che potessero fornire informazioni stratigrafiche utili sono state interpretate per individuare la presenza di orizzonti liquefacibili, vale a dire sedimenti granulari poco addensati e saturi nei primi 15-20 m da piano campagna, profondità oltre la quale non si ha liquefazione.

Per questa valutazione sono state utilizzate circa 5500 prove, tra sondaggi e prove penetrometriche, delle quali oltre 2000 sono state recuperate dopo il terremoto con un'apposita campagna di raccolta e 264 di nuova esecuzione; tutte le prove sono state archiviate nella banca dati regionale.

Le prove geotecniche analizzate sono state quindi così classificate:

- L1: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 30-40 cm, sotto falda, nei primi 5 m;
- L2: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 1 m tra 5 e 10 m;
- L3: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 2 m tra 10 e 15 m;
- L4: presenza di orizzonti liquefacibili spessi almeno 2 m tra 15 e 20 m;
- N: assenza di orizzonti liquefacibili importanti nei primi 15-20 m;
- X: dato non interpretabile

Confrontando questi dati con i valori di I_L ottenuti si osserva che i maggiori valori di I_L si ottengono in genere per le classi L1 e L2. Pertanto, nella mappa di sintesi, le aree potenzialmente instabili per la presenza di terreni suscettibili di liquefazione sono state classificate come segue:

- LQ1, zona in cui sono presenti orizzonti liquefacibili importanti già nei primi 10 m da pc;
- LQ2, zona in cui sono presenti orizzonti liquefacibili importanti tra 10 m e 20 m da pc.

Per ogni verticale di verifica è stato riportato in carta un simbolo indicativo della classe del potenziale di liquefazione secondo Sonmez (2003) con indicato anche il valore puntuale di I_L ottenuto con il metodo di Idriss e Boulanger (2008).

Un esempio di mappa di microzonazione sismica realizzata è mostrato in Fig. 3.

Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza. Obiettivo dell'analisi della CLE nell'area epicentrale è stato fotografare la risposta del sistema di gestione dell'emergenza a seguito degli eventi sismici, al fine di offrire degli strumenti utili per riprogettare il sistema stesso e renderlo più efficiente e coerente con l'insediamento urbano.

Perciò, in prima istanza, sono stati analizzati i sistemi di gestione dell'emergenza per ciascuno dei 17 Comuni, identificati nei piani comunali: sono stati individuati quegli edifici strategici (ES) e quelle aree di emergenza (AE) necessarie a garantire l'operatività delle funzioni strategiche, sono state tracciate le connessioni tra tali elementi e tra questo sistema ed il contesto territoriale. Momento fondamentale è stata la lettura critica dei piani di protezione civile comunali e sovracomunali.

Questi sistemi sono stati analizzati poi alla luce degli eventi sismici: il terremoto è stato utilizzato come condizione di verifica e ha permesso di identificare le criticità del sistema stesso e del piano di protezione civile. In particolare, è stata rilevata la capacità di risposta del

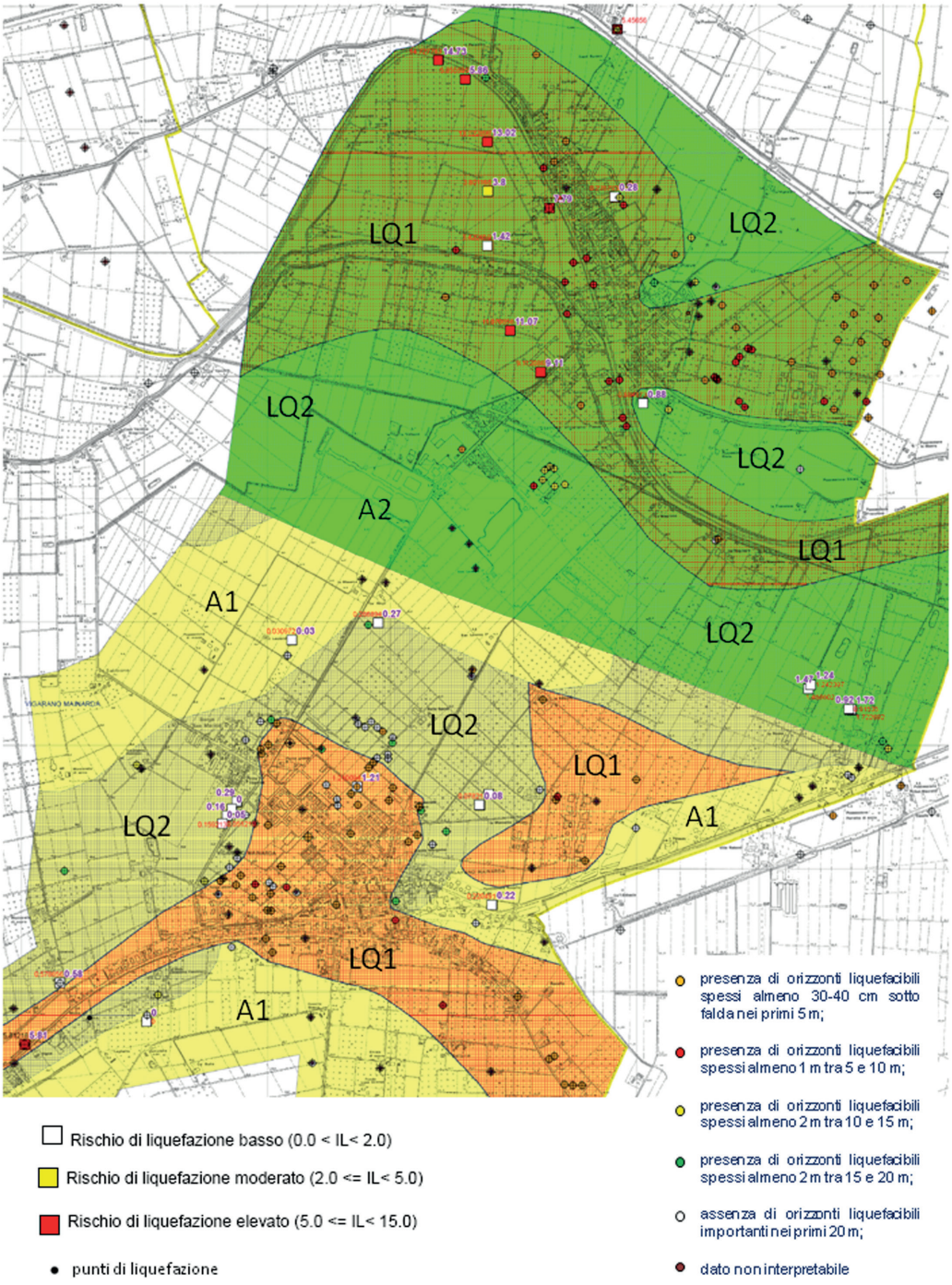


Fig. 3 - Esempio di carta di microzonazione sismica.

sistema agli eventi sismici, in termini di effettiva utilizzazione dei suoi elementi e del sistema complessivo: è stato analizzato il rapporto con il sistema territoriale e la sua connessione con il contesto esterno, la distribuzione delle funzioni strategiche nell'intero territorio comunale,

il rapporto con il costruito, in particolare con i centri storici come contesti di maggiore vulnerabilità, fino alla verifica dei singoli edifici ritenuti essenziali e che poi sono stati dichiarati inagibili.

Tale analisi dettagliata ha contribuito così, per ciascun Comune, alla riformulazione del sistema di gestione per l'emergenza, correggendo e modificando alcune condizioni critiche. Le nuove scelte conseguenti a tali riformulazioni dovranno tradursi in ricadute nella pianificazione comunale e sovracomunale d'emergenza.

Bibliografia

DAL 112/2007: *Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, c. 1, della L. R. 20/2000 per "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica"*. Deliberazione dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia-Romagna n. 112 del 2/5/2007, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17/5/2007.

Facciorusso J., Madiai C., Vannucchi G.; 2012: *Rapporto sulla risposta sismica locale e pericolosità di liquefazione a S. Carlo e Mirabello. 3 ottobre 2012*. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

Galli P., Castenetto S., Peronace E.; 2012: *Terremoti dell'Emilia - Maggio 2012. Rilievo macrosismico mcs speditivo. Rapporto finale 15 Giugno 2012*. Dipartimento della Protezione Civile http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/TerremotoEmiliaMCS.pdf

ICMS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province autonome; 3 vol. e 1 DVD.

Idriss, I.M., Boulanger, R.W.; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes*. Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.

Laurenzano G., Priolo E., Barnaba C., Gallipoli M. R., Klin P., Martelli L., Mucciarelli M., Romanelli M.; 2013: *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della regione Emilia-Romagna*. Questo volume.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiai C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G.; 2013: *Cartografia speditiva dell'amplificazione e del rischio di liquefazione nelle aree epicentrali del terremoto dell'Emilia 2012 (M_L=5.9)*. In questo volume.

Sonmez H.; 2003*: Modification to the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol-Turkey).* Environ Geology 44(7): 862–871.

AZIONI SVOLTE PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO NELL'AMBITO DEL PROGETTO PILOTA "OSSERVATORIO AMBIENTALE PERMANENTE DELLA BIODIVERSITÀ" DEL COMUNE DI COLLI A VOLTURNO (IS)

G. Milano

Osservatorio Vesuviano – Sezione di Napoli INGV, Napoli

Introduzione. Nell'ambito dell'Accordo di Programma Multiregionale in Materia di Biodiversità sottoscritto dal Ministero dell'Ambiente e della tutela del territorio e del mare per l'utilizzazione delle risorse, di cui alla delibera CIPE (Comitato Interministeriale per la Programmazione Economica) 19/2004, nel 2009 fu approvato e ammesso a finanziamento il Progetto pilota promosso dal Comune di Colli a Volturno "Osservatorio Ambientale Permanente della Biodiversità" (OAPB). L'obiettivo del Progetto è stato quello di porre le basi per la creazione di un sistema di monitoraggio ambientale permanente multidisciplinare per ampliare le conoscenze sul versante molisano del Parco Nazionale Abruzzo Lazio Molise (PNALM), finalizzato allo studio dei mutamenti dell'ecosistema correlabili ai rischi di derivazione naturale e/o antropica per la tutela della biodiversità. Il Progetto ha interessato i territori comunali di Castel S. Vincenzo, Filignano, Scapoli, Rocchetta a Volturno e Pizzone, interni al PNALM, e di Montenero Valcocchiara e Colli a Volturno, contigui al PNALM.

L'area del Progetto è dominata dalla dorsale montuosa Monti de La Meta – Le Mainarde considerata, in termini naturalistici e paesaggistici, una delle aree più interessanti

dell'Appennino in quanto la particolare conformazione orografica, geologica e geografica, nonché le sorgenti del Volturno, il principale fiume dell'Italia meridionale, la rende habitat ideale per la proliferazione di flora e fauna autoctone. L'area è altresì esposta ad alto rischio di derivazione naturale sia endogeno, quello sismico, che esogeno, ad esempio, quello legato alle precipitazioni nevose ed alle frane. In questo contesto l'integrazione del monitoraggio della biodiversità con il monitoraggio dei fenomeni geofisici e geochimici può fornire scenari entro i quali avvengono i cambiamenti nelle componenti biotiche e abiotiche degli ecosistemi.

Considerato che il Progetto pilota presentava caratteristiche ed obiettivi relativi a materie specialistiche, il Comune di Colli a Volturno, quale Ente attuatore, coinvolse Istituzioni ed Enti di Ricerca operanti sul territorio. A tal fine stipulò nel 2009 specifiche convenzioni biannuali con il Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio dell'Università del Molise, l'Osservatorio Vesuviano – sezione di Napoli dell'INGV, il Consiglio per la Ricerca e la sperimentazione in Agricoltura (CRA-S.F.A.), ed il Corpo Forestale dello Stato. Tra le finalità della convenzione Scientifica stipulata con la sezione "Osservatorio Vesuviano" dell'INGV, alcune azioni sono state indirizzate per la mitigazione del rischio sismico. Obiettivo di queste azioni è stato quello di promuovere la cultura della prevenzione attraverso la formazione di personale specializzato per avviare, anche con campagne di divulgazione e sensibilizzazione della popolazione, un percorso per portare il cittadino ad acquisire un ruolo attivo nella riduzione del rischio sismico. Nello specifico è stata svolta:

- attività di formazione destinata al personale operante presso la Sede di Colli a Volturno dell'OAPB con nozioni elementari sul fenomeno terremoto per la realizzazione e gestione di una banca dati sismici con epicentri nell'area interessata dal Progetto fruibile da "non addetti ai lavori";
- attività divulgativa per la popolazione finalizzata alla conoscenza del rischio sismico dell'area e alle norme comportamentali da tenere in caso di evento sismico.

Di seguito, per sintesi, sono descritte le azioni che sono state concretizzate.

La sismicità nell'area del progetto. L'area del progetto è parte del segmento della dorsale appenninica che si estende dall'Abruzzo alla Basilicata ed include i Monti de La Meta – Le Mainarde ed il massiccio del Matese. Questo segmento appenninico è una delle zone sismicamente più attive dell'Italia in quanto è stata più volte interessata da eventi sismici distruttivi con Intensità maggiore del X grado MCS, ad esempio nel 1349, 1456, 1688, 1702, 1732, 1805, 1915, intervallati da lunghi periodi di quiescenza. L'area è anche caratterizzata da sequenze sismiche di bassa energia ($M \leq 4.2$), ad esempio: 1885, 1903, 1905, 1984, 1990, 1992, 1997-98, 2001, e da attività a sciami ($M \leq 3.5$), ad esempio: 1999, 2000, 2005, con durata da pochi giorni ad alcuni mesi e costituiti anche da migliaia di eventi come, ad esempio, la sequenza del Sannio-Matese avvenuta nel 1997/98 lungo il confine Campania-Molise (Fig. 1). L'elevato numero di terremoti storici con intensità maggiore del X grado MCS e l'assenza di recenti terremoti ad elevata energia rende questa fascia della dorsale appenninica esposta ad alto rischio sismico.

L'area del progetto si trova nel mezzo di due strutture sismogeniche che hanno generato nel recente passato i terremoti fortemente distruttivi di Avezzano nel 1915 e di Boiano nel 1805 ed è contigua all'area epicentrale del terremoto del 1349 (Fig. 1). Quest'ultima crisi sismica include 2-3 eventi principali avvenuti, probabilmente, tutti il 9 Settembre (DISS, 2010). La ben identificata "Aquae Iuliae Source" (Galli e Naso, 2009), responsabile di uno di questi eventi principali, è ubicata a pochi chilometri di distanza dall'area del Progetto. Nel Maggio 1984 l'area è stata direttamente interessata da una sequenza sismica di moderata energia con zona epicentrale ricadente nel distretto sismico Monti de La Meta – Le Mainarde (Fig. 1, destra). Questa sequenza fu caratterizzata da due eventi con magnitudo maggiore di 5 avvenuti nei giorni 7 maggio (Ms=5,8) e 11 maggio (Ms=5,2) e da una complessa distribuzione epicentrale degli aftershocks in quanto ha coinvolto segmenti di faglie con differente orientazione (Milano e Di Giovambattista, 2011). La sismicità rilevata negli ultimi 15 anni (Fig. 1) è stata

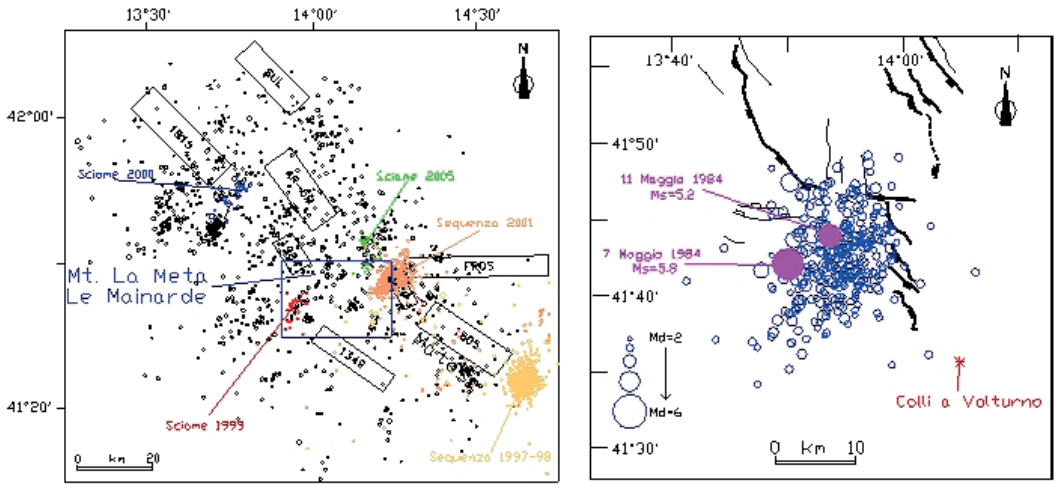


Fig. 1 – Sinistra: distribuzione della sismicità nell'area di transizione tra l'Appennino centrale e meridionale relativa al periodo 1997-2010 (da Milano *et al*., 2008, ridisegnata). L'area racchiusa nel rettangolo azzurro identifica l'area del progetto OAPB. I rettangoli che contornano lettere maiuscole rappresentano le principali strutture sismogeniche dell'area come riportato in DISS (Working Group, 2010). SUL: Sulmona; 1915: Fucino; AR-5M: Aremogna – Cinque Miglia; 1984: Terremoto del 1984; CP: sistema di faglie Carpino – Le Piane; 1805: Terremoto di Boiano; 1349: Terremoto di Venafro. Destra: distribuzione epicentrale della sequenza del 1984 (Da Milano e Di Giovambattista, 2011, ridisegnata).

contraddistinta da eventi isolati e da attività a sciame, con ipocentri entro la crosta superiore e magnitudo minore di 3.5 (Milano *et al*., 2008).

La banca dati sismici. Una banca dati è un sistema informativo a carattere tematico che fornisce una visione globale ed accurata del fenomeno indagato. Questa, in generale, è corredata di metainformazioni quali, ad esempio, metodologie, classificazioni, definizioni, relative all'argomento specifico trattato. Per le loro caratteristiche specialistiche, non sempre una banca dati è di facile consultazione per il comune cittadino anche per la non sufficiente manualità informatica. Per rendere di facile consultazione e fruibile anche da non addetti ai lavori la banca dati sismici che si è concretizzata nell'ambito del Progetto, sono stati realizzati cataloghi informatici contenenti solo le informazioni principali, in records parametrici, sulla sismicità strumentale e storica dell'area. Utilizzando il database ISIDe dell'INGV, sono stati estratti i record relativi agli eventi sismici con epicentro in un'area più ampia di quella del Progetto in modo da includere tutta la Regione Molise e zone confinanti. Questa scelta è motivata dall'osservazione che i Monti del Matese e i Monti de La Meta – Le Mainarde, nei pressi dei quali sono ubicabili le principali strutture sismogeniche dell'area, sono a cavallo dei confini della Regione Molise.

I record acquisiti da ISIDe sono stati integrati con i dati provenienti da cataloghi prodotti da gestori di reti sismiche locali, quando disponibili. Il catalogo parametrico generale è stato organizzato in diversi files, ognuno contenente gli eventi sismici avvenuti in un anno solare. In ogni catalogo per ogni record relativo ad un evento sismico sono riportati solo i seguenti parametri: data, tempo origine; latitudine e longitudine in gradi e centesimi di grado; profondità dell'evento sismico in chilometri, se disponibile; magnitudo Richter, area epicentrale; riferimento del Catalogo Origine e/o Banca Dati Origine e/o Bollettino Sismico. Dal catalogo parametrico, relativo ad uno specifico anno solare, è stato successivamente estrapolato un secondo catalogo contenente solo gli eventi sismici con epicentro ricadente nell'area del progetto. L'insieme di questi cataloghi contiene tutti gli eventi sismici avvenuti dal 1983 al 2011 con epicentro nell'area delimitata da Latitudine 41°25'00'' e 41°45'00'' e Longitudine 13°45'00'' e 14°15'00''.

Per la realizzazione dei cataloghi contenenti la sismicità storica si è proceduto in modo analogo. In questo caso è stato utilizzato come database di partenza il catalogo CPTI04 (2004) estrapolando i terremoti di interesse. Il catalogo in fase di realizzazione è stato successivamente integrato con i dati provenienti da altri cataloghi e ulteriore integrazione è stata ottenuta con l'inserimento di eventuali note particolari riportate in pubblicazioni scientifiche, se disponibili. Dal catalogo generale è stato successivamente estrapolato un secondo catalogo contenente solo gli eventi sismici storici con epicentro nell'area del progetto. Per ogni record relativo ad un terremoto, nel catalogo sismicità storica sono riportati solo i seguenti parametri: data in anno, mese, giorno; ora locale, se disponibile; latitudine e longitudine in gradi e centesimi di grado; Intensità MCS; magnitudo equivalente, se presente in CPTI04; zona epicentrale.

Per facilitare ulteriormente la consultazione, ogni catalogo è stato corredato di una dettagliata legenda contenente la descrizione dei pochi simboli utilizzati per l'identificazione di un terremoto ed informazioni generali quali, ad esempio, la differenza tra magnitudo ed Intensità MCS. Ogni catalogo è stato reso disponibile anche in forma cartacea e contiene una mappa epicentrale degli eventi elencati in forma parametrica. I dati contenuti in questi cataloghi sono stati utilizzati sia su cartografia specifica, al fine di costituire un SIT (Sistema Informativo Territoriale) nell'ambito delle finalità generali del progetto, che su basi cartografiche freeware per realizzare mappe epicentrali di semplice lettura per il comune cittadino.

La documentazione sulla sequenza sismica del maggio 1984. La sequenza sismica del maggio 1984, sebbene di moderata energia perché caratterizzata da due soli eventi con magnitudo maggiore di 5, provocò molti danni non solo nell'area epicentrale ma anche a diversi chilometri dalla stessa. Le isosiste mostrano un allungamento in direzione NS e SE ed il risentimento di questa sequenza è avvenuta prevalentemente lungo la direttrice appenninica. Tutti i comuni entro l'area del progetto riportarono danni significativi. In particolare, quelli nel comune di Colli a Volturno, distante circa 20 km dall'area epicentrale, furono compatibili col il VI-VII grado di Intensità MCS. La sequenza, inoltre, causò 61 feriti e circa 7800 senzatetto. Colloquiando con persone residenti all'epoca del terremoto nei comuni interessati dal progetto, si è appreso che a seguito della sequenza sismica si verificò un movimento franoso sul versante SE del complesso montuoso delle Mainarde.

Come è noto e ampiamente documentato nella letteratura scientifica, gli effetti, diretti ed indotti, che un evento sismico di Intensità $\geq$ IX grado MCS può provocare dipendono da diversi fattori estremamente variabili: profondità e magnitudo dell'evento, condizioni geologiche ove l'evento è risentito, presenza di acqua nel terreno, distanza dall'epicentro, qualità delle costruzioni e preparazione della popolazione a fronteggiare un sisma. Nei versanti montani molto ripidi e caratterizzati da generale instabilità gravitativa, anche con eventi di moderata energia, si sono spesso attivati movimenti franosi e/o sono stati osservati smottamenti di terreno. La distribuzione dei danni nell'area del Progetto dovuta alla sequenza del 1984 fu certamente influenzata dalle complesse condizioni geologiche e geomorfologiche dell'area, ma, anche, dalla qualità delle costruzioni e dalla mancanza di adeguata manutenzione agli edifici storici. I rilievi macrosismici effettuati all'epoca furono indirizzati alla stima dei danni nei centri abitati e, al contrario di quello che viene fatto oggi in caso di evento sismico significativo, non esistono approfonditi rilievi di campagna per valutare gli effetti del sisma sul territorio. Per questo motivo non esistono informazioni ufficiali sulla frana che si verificò sul versante SE delle Mainarde. Considerando che la raccolta di informazioni sugli effetti indotti da un evento sismico può fornire un contributo per migliorare la stima del rischio sismico di un'area, si è cercato di reperire qualsiasi notizia sul movimento franoso e su eventuali effetti al suolo causati dalla sequenza sismica. A tal fine è stato acquisito materiale cartaceo inerente perizie tecniche e foto sui danni subiti dal patrimonio edilizio presso gli Uffici Tecnici dei comuni ricadenti nell'area del progetto. Ulteriori foto d'epoca che mostrano i danni alle abitazioni sono state recuperate da cittadini abitanti nell'area all'epoca della sequenza sismica. In nessun Ufficio Tecnico dei comuni esistevano, però, rapporti e foto della frana. Qualche

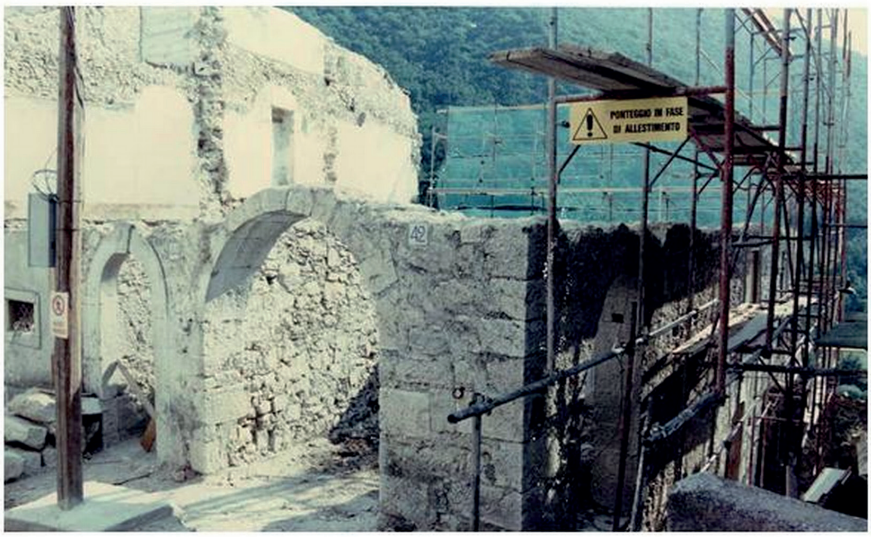


Fig. 2 – Esempio di danni al patrimonio edilizio a seguito della sequenza del 1984.

foto che mostra la frana è stata recuperata da privati cittadini ma le informazioni raccolte non sono sufficienti per risalire a quando il movimento franoso si è verificato e, in particolare, se a seguito o durante il primo o il secondo evento di magnitudo maggiore di 5. Tutto il materiale acquisito sulla sequenza del 1984 è stato opportunamente catalogato e le foto recuperate, anche se in non ottimale stato di conservazione, sono state digitate. Qualche foto che mostra i danni subiti dal patrimonio edilizio, corredata da didascalia estesa che sottolinea "il ben costruire" per minimizzare i danni, è stata inserita nel "Calendario 2011" edito dall'OAPB (Fig. 2).

La prevenzione attraverso la corretta informazione. Non sempre la popolazione residente in un'area esposta a rischio di derivazione naturale e/o antropico è correttamente informata sia sul fenomeno in grado di produrre la condizione di "rischio" che sulle norme comportamentali che contribuiscono a minimizzare i possibili danni prodotti. Relativamente al rischio sismico, le campagne informative che sempre più spesso si organizzano, in particolare, nelle aree esposte a questo particolare rischio endogeno, rappresentano un valido strumento di prevenzione. Essendo un terremoto di Magnitudo maggiore di 5 un fenomeno naturale non frequente, le campagne informative hanno particolare importanza in aree dove è "sbiadito" il ricordo dei danni provocati dall'ultimo terremoto verificatosi. Anche se sono trascorsi quasi trenta anni dalla sequenza sismica del 1984, solo poche persone residenti nell'area del Progetto ricordano "il terremoto dell'84" e ancora meno sono consapevoli di vivere in un'area esposta a rischio sismico.

Nel corso di Convegni pianificati per illustrare alle Autorità ed alla popolazione le attività dell'Osservatorio Ambientale Permanente della Biodiversità specifiche relazioni sono state tenute sul rischio sismico con l'esposizione delle problematiche inerenti le caratteristiche fisiche del fenomeno terremoto, i suoi effetti diretti ed indotti e le norme comportamentali da

adottare. A supporto di queste relazioni sono state utilizzate sia slide derivanti da materiale divulgativo prodotto dall'OAPB che figure contenute negli opuscoli informativi "Il Rischio Sismico" e "Cos'è il Terremoto?", realizzati dalla Protezione Civile della Regione Molise in collaborazione con l'Osservatorio Vesuviano – INGV nel 2002 e nel 2004. Altri incontri informali con la popolazione per discutere sul fenomeno naturale terremoto ed il rischio sismico dell'area sono stati organizzati presso la sede dell'OAPB.

Specifici incontri hanno coinvolto direttamente gli studenti delle scuole elementari e medie. Ad esempio, in occasione della "Festa dell'Albero" tenutasi a Colli a Volturno il 21 marzo 2011 sono stati realizzati due pannelli divulgativi esposti nei locali della scuola elementare. Il primo pannello conteneva informazioni generali sul fenomeno terremoto, le cause che lo provocano, la valutazione della "forza" dell'evento sismico, le caratteristiche della sismicità dell'area che include i Monti de la Meta - Le Mainarde ed il massicio del Matese, gli eventuali danni che possono aversi se non si segue la specifica normativa in materia di costruzioni. Il secondo pannello conteneva informazioni sulle norme comportamentali che ognuno di noi deve conoscere se vive in un'area a rischio sismico. I pannelli sono stati strutturati in modo che le informazioni in essi contenuti sono facilmente fruibili dai bambini frequentanti la Scuola Elementare. A tal fine, si è dato molto spazio alle immagini ed alle vignette, prodotte per l'occasione da personale dell'OAPM, che illustrano cosa deve fare un bambino, se si trova a scuola o a casa, in caso di evento sismico. Il "calendario 2012" edito dall'OAPB contiene alcune semplici regole comportamentali (Fig. 3). Ulteriori pannelli informativi sono stati esposti anche in occasione di eventi culturali a cui ha partecipato l'Osservatorio Ambientale

Fig. 3 – Esempio di vignetta realizzata per illustrare alcune norme comportamentali.

Permanente della Biodiversità con un proprio stand. Considerando che la conoscenza del fenomeno terremoto è spesso limitata e non corretta e valutando che ogni occasione può essere utile per divulgare la cultura della prevenzione, posters contenenti informazioni generali sul rischio sismico, sulle regole del buon costruire e sulle norme comportamentali da adottare in caso di evento sismico sono stati esposti anche in occasione di manifestazioni estive con percorsi gastronomici. Queste iniziative hanno suscitato un notevole interesse da parte della popolazione anche per la presenza del sismologo in grado di dare risposte a specifiche domande.

Conclusioni. Le azioni svolte nell'ambito della Convenzione indirizzate a promuovere la cultura della prevenzione per la mitigazione del rischio sismico nell'area del Progetto sono risultate valide iniziative come dimostrano la partecipazione attiva della popolazione anche nelle manifestazioni estive per l'elevato numero di domande che venivano poste. Da alcune domande è emerso che in alcuni casi la scarsa conoscenza delle problematiche inerenti il rischio sismico da parte della popolazione è da attribuire a fattori di varia natura quale, ad esempio, la mancanza di opuscoletti informativi in quanto non tutti i cittadini sono in grado di usare correttamente lo strumento informatico. La non correttezza di informazione riscontrata in alcuni casi è, probabilmente, dovuta alla scarsa pubblicità che hanno i siti ufficiali quali quelli della Protezione Civile e dell'INGV. Molte persone riferivano che le conoscenze sul terremoto di cui erano in possesso erano state apprese da pagine web "generiche" o "per sentito dire". Il distribuire volantini contenenti le parti più significative contenute nei pannelli espositivi, quali le norme comportamentali, e l'inserimento di immagini con didascalie estese nei calendari da tavolo hanno contribuito alla corretta informazione ed a pubblicizzare i siti web ufficiali dove potersi aggiornare in tempo reale su un fenomeno in atto.

Riconoscimenti. Si ringraziano il Sindaco di Colli a Volturno, il Dr. Filoteo Di Sandro, il Coordinatore generale del Progetto Ing. Gianfranco Visco ed il personale OAPB per la disponibilità e l'accoglienza. Particolare ringraziamento a Marianna Ciampone, Alberto Ranieri e Michele Visco, per la attiva e costruttiva collaborazione, e a Giuditta D'Alessio per aver disegnato le vignette sulle norme comportamentali.

Bibliografia

AA.VV. Quaderni di Protezione Civile: Il Rischio Sismico. Coordinamento di Barbara Fiammelli e Girolamo Milano. Settore Protezione Civile della Regione Molise e Osservatorio Vesuviano INGV, 2002. http://www.ov.ingv.it/ov/it/pubblicazioni.html

AA.VV. Quaderni di Protezione Civile: Cos'e il Terremoto? Coordinamento ed editing di Girolamo Milano. Assessorato alla Protezione Civile della Regione Molise e Osservatorio Vesuviano INGV, 2004. http://www.ov.ingv.it/ov/it/pubblicazioni.html

CPTI04. Gruppo di lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI04

DISS Working Group, 2010. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. http://diss.rm.ingv.it/diss/, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - doi: 10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1.

Galli P.A.C., and J.A. Naso, 2009. Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy): paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault. J. Struct. Geol., 31, 128–149. doi: 10.1016/j.jsg.2008.09.007.

ISIDe: Italian Seismological Instrumental and parametric Data-basE. http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp.

Milano G. and Di Giovambattista R. (2011) - Seismicity at the border between Central and Southern Apennines (Italy): Re-evaluation of the early 1984 instrumental earthquake. Tectonophysics, 499, 92-104. doi: 10.1016/j.tecto.2010.12.008.

Milano, G., Di Giovambattista R., Ventura G., 2008. Seismic activity in the transition zone between Southern and Central Apennines (Italy): Evidences of longitudinal extension inside the Ortona-Roccamonfina tectonic line. Tectonophysics, 457, 1/2, 102-110. doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.034.

VARIATION OF VIBRATION PERIOD OF A RC BUILDING DURING THE POLLINO SEISMIC SWARM

M. Mucciarelli[1], T.A. Stabile[2], M.R. Gallipoli[2], P. Comelli[1], M. Bertoni[1]
[1] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, Dip. Centro di Ricerche Sismologiche, Udine, Italy
[2] Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR-IMAA, Tito (PZ), Italy

Introduction. During the seismic sequence still on-going in the Pollino area, Southern Italy, we monitored the Reinforced Concrete (RC) building of the school in Rotonda, a regular, three-stories reinforced concrete frame, floors in bearing precast slabs, internal walls in concrete bocks and external infills in precast slabs (Fig. 1).

Since October 2010 a seismic swarm is affecting the Pollino mountain range. As of September 2013 the sequence is still ongoing, with more than 1,800 events with M>1.5, and at least 700 perceived by the population (M>2.0). The spatial distribution is in three clusters, with the westernmost always active during the three years, the middle one activated in May 2012, and the easternmost activated by a 3.4 shock on December 19, 2012. Rotonda is at the Northern edge of the westernmost cluster, which is also the more active. Also the occurrence of the earthquakes in time is by clusters, whose inter-distance in time decreased by half every time for two years, until a Ml=5.0 event took place on October 26, 2012. The sequence has not stopped since then, but instead is still producing events greater than Ml=1.5 at a rate 10 time larger than the period prior to autumn 2010.

The monitoring started in September 2011 with a single station atop the building, while after the Ml=5 event occurred in October 2012 a more complete system was installed with a GeoSIG

Fig. 1 – The building hosting the school in Rotonda with indication of the vertical along which the accelerometers were installed.

accelerometer at each floor and real-time transmission of the data streaming with acquisition at the Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS). During the most active part of the seismic sequence it was thus possible to give, on request, information to local Civil Protection authorities about the damage state of the building that never reached level 1.

Beside the practical application of monitoring, it was possible to compare ambient noise evaluation of fundamental periods with the variations observed during weak and strong motions to study some debated phenomena.

Many recent experimental studies (Gallipoli *et al.*, 2009; Ditommaso *et al.*, 2013 and reference therein) have demonstrated the capability of the seismic ambient noise signal to estimate the main frequencies of building vibration in the elastic domain. Then the important aspect is how the frequency drop frequently observed during earthquake recordings on buildings could be considered a variation in elastic domain or a real decrement due to damage. During moderate earthquakes (PGA between 0.1 and 1 m/s^2), still in the elastic domain the opening of cracks induces non-linearities, that produce a recoverable frequency decrease reaching 35%. On the other hand, it seems that a 60% drop in frequency is a limit before the collapse according to data compiled by Calvi *et al.* (2006). So, it is very important to distinguish temporary vs permanent period elongation. In other Italian earthquakes it was possible to observe significative temporary elongation in periods that did not correspond to an increase of damage (see for L'Aquila 2009 earthquake, Mucciarelli *et al.* 2011) while in other cases the frequency shift was permanent and accompanied to observable damage (Molise, 2002 see Mucciarelli *et al.*, 2004; L'Aquila 2009, see Ditommaso *et al.*, 2013; Emilia, 2012 see Masi *et al.*, 2013).

Description of building monitoring and data analysis. On September 2011, we installed at the second floor of the building (see Fig. 1) one ETNA-Kinemetrics accelerometer in stand-alone configuration with local data storage (geographic coordinates: Lat = 39.94938 °N; Lon = 16.04157 °E). The data were recorded at 200 sps. The NS and EW components of the accelerometer were oriented along the transversal and the longitudinal directions with respect to the main axes of the structure, respectively. We collected in this first acquisition stage 6 foreshocks with $3.0 \leq Ml \leq 3.6$, the mainshock (Ml = 5.0), and 7 aftershocks with $2.8 \leq Ml \leq 3.3$, as reported in Tab. 1.

Tab. 1 – Events recorded by ETNA-Kinemetrics accelerometer. The mainshock is highlighted in grey.

Origin Time (UTC)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude Ml
2012-10-28 13:52:18.000	39.920	15.987	8.9	2.9
2012-10-28 03:37:46.000	39.925	16.007	8.8	3.1
2012-10-28 03:09:17.000	39.912	16.015	9.6	2.8
2012-10-28 00:30:44.000	39.932	16.004	9.4	2.9
2012-10-27 02:42:20.000	39.932	16.025	8.5	2.8
2012-10-26 02:25:09.000	39.920	16.032	6.6	2.9
2012-10-25 23:16:01.000	39.895	16.012	8.3	3.3
2012-10-25 23:05:24.000	39.881	16.009	6.3	5.0
2012-10-23 10:40:24.000	39.906	16.021	9.2	3.0
2012-10-18 02:51:57.000	39.887	16.034	7.8	3.5
2012-10-02 00:08:57.000	39.906	16.019	7.4	3.3
2012-10-01 21:27:51.000	39.903	16.010	7.9	3.3
2012-10-01 20:28:28.000	39.901	16.013	8.1	3.6
2012-09-28 05:56:46.000	39.912	16.087	3.0	3.0

From 9 November 2012 we started a continuous data acquisition by installing at each floor of the building a triaxial GeoSIG accelerometer along the vertical indicated in Fig. 1 (station G5 at the ground floor, station G4 at the first floor, and station G3 at the second floor that substituted the ETNA accelerometer), allowing us to record all the events in the sequence.

This second kind of accelerometers is a project developed by the Geological Survey of Canada (Rosenberg *et al.*, 2004) based on a low cost three-components, i.e. solid state micro electro mechanical (MEMS) strong motion sensors. The accelerometer was then manufactured and distributed by GeoSIG Ltd.

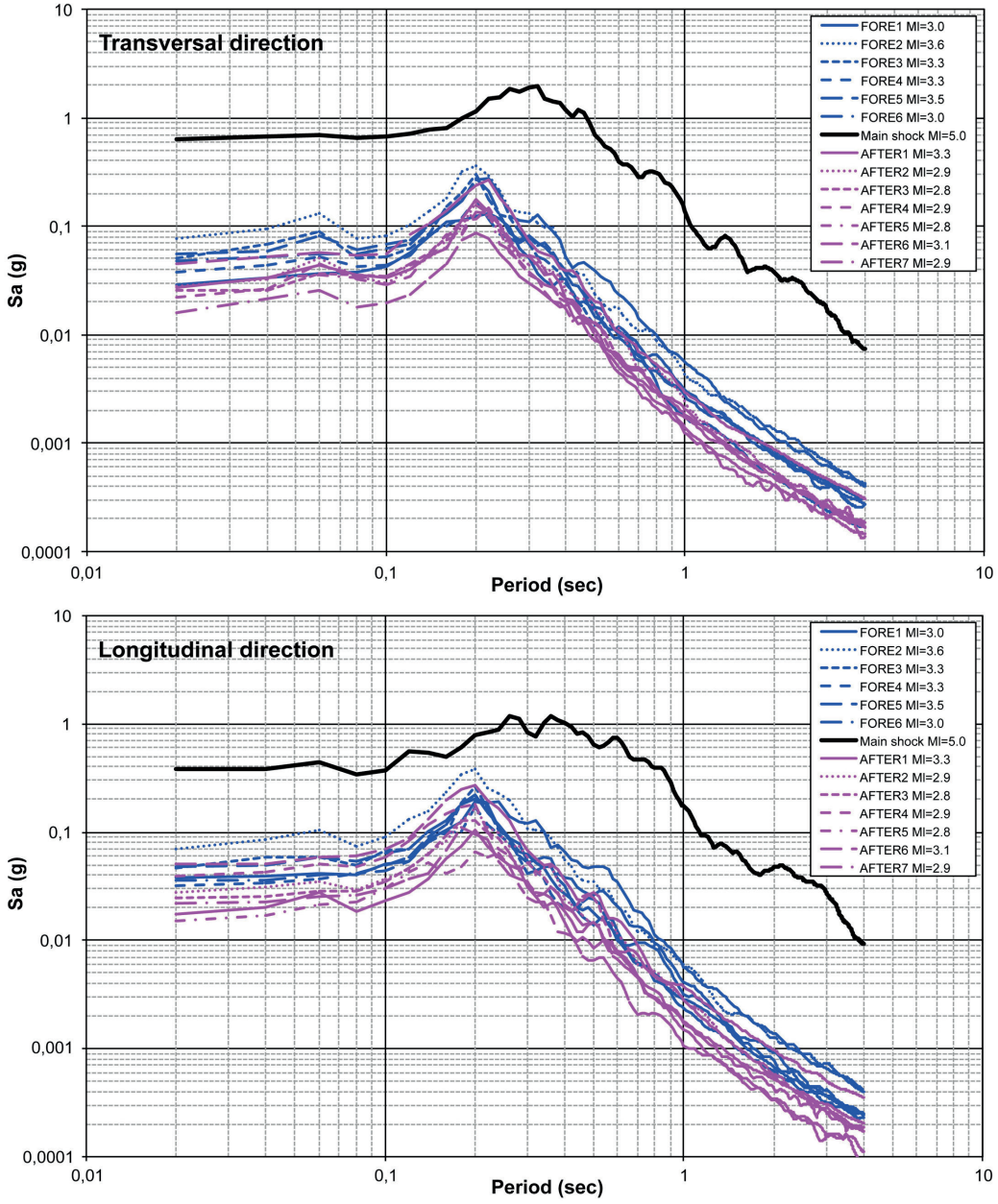


Fig. 2 – Acceleration response spectra evaluated for 6 foreshocks, the main event, and 7 aftershocks along (left) the transversal and (right) the longitudinal directions with respect to the main axes of the structure.

During this second stage, accelerometric data were continuously recorded at 100 sps for two months up to 9 January 2013 and, such as for the ETNA accelerometer, the NS and EW components of all GeoSIG accelerometers were oriented along the transversal and the longitudinal directions with respect to the main axes of the structure, respectively.

Since up to 9 November 2012 we collected data at the second floor of the building, including all the foreshocks and the main event (Tab. 1), in this paper we focalize the attention on the analyses carried out only on data acquired at the second floor of the building during both the stages of acquisition.

The hypocentral distances of the analysed foreshocks and aftershocks ranged from 6.6 km to 19.3 km, with PGA between 0.003 and 0.07 g, while the hypocentre of the Ml=5.0 earthquake was at 10.6 km distance from the building with PGA of 0.6 g.

Fig. 2 shows the acceleration response spectra along the transversal and the longitudinal directions. Acceleration response spectra were evaluated for all the 6 foreshocks, the main event, and the 7 aftershocks recorded by ETNA-Kinemetrics accelerometer (Tab. 1). It is possible to observe that the results of foreshocks and aftershocks have similar behaviour with fundamental peaks of about 0.2 s, while the response spectra of the main event have fundamental peaks at 0.3 s along the transversal direction and 0.3-0.4 s along the longitudinal direction.

Such difference has been confirmed following the temporal evolution of the main frequencies with high accuracy through the S-transform analysis (Stockwell *et al.*, 1996). Fig. 3 displays the S-transform of the mainshock (Ml = 5.0) evaluated up to 10 Hz along transversal and longitudinal directions and up to 20 Hz along the vertical direction, where it is evident a higher frequency contribution of P-waves. During the main amplitude of S-waves there is a decrease of frequencies down to 2-3 Hz (periods of about 0.3-0.5 s) along the longitudinal direction and frequencies down to 3 Hz (periods of about 0.3 s) along the transversal direction,

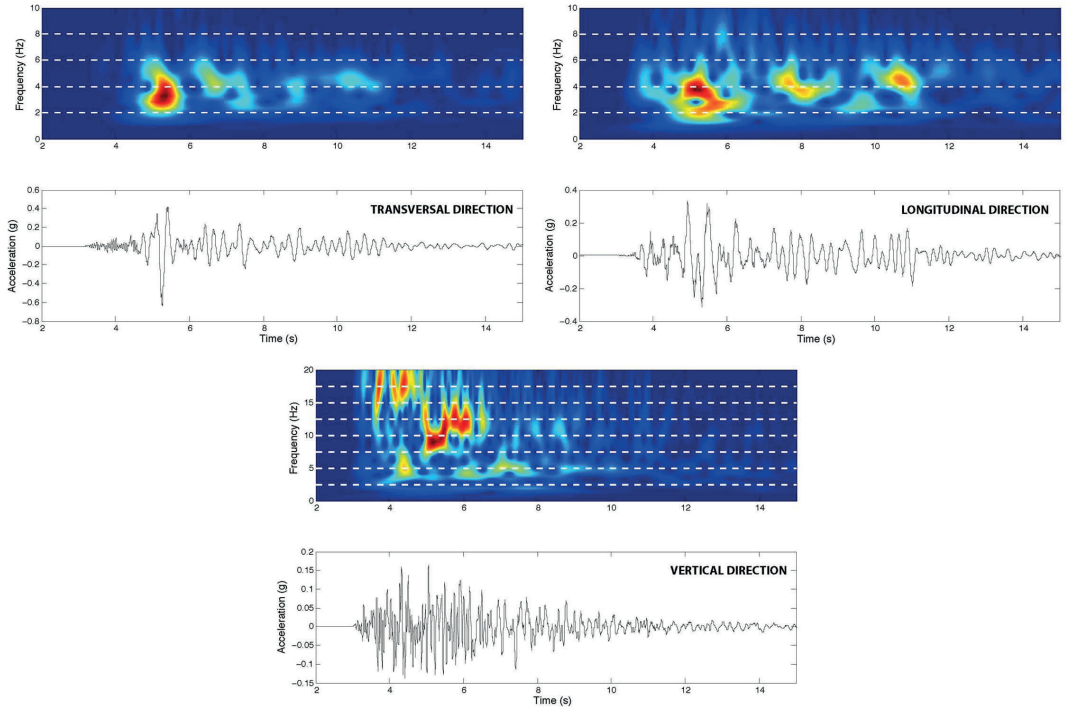


Fig. 3 – S-transform of the mainshock evaluated up to 10 Hz along the transversal (top left) and longitudinal (top right) directions, and up to 20 Hz along the vertical direction (bottom).

but during the coda waves the frequency values return to the initial values of 5 Hz (periods of 0.2 s). The results obtained through the S-transform demonstrate that such high period elongation of about 60% (a frequency decrease of about 40%) has to be considered a purely temporary variation, since the fundamental period of the building has already been recovered during the coda waves.

Finally, we analysed also the recordings of 39 aftershocks with magnitude $Ml \geq 2.5$ acquired by the G3 GeoSIG accelerometer. We computed both the acceleration response spectra and the HVSR for all events. The response spectra of the analysed events have similar behaviour of foreshocks and aftershocks collected by ETNA accelerometer with fundamental peaks of about 0.2 s. Moreover, HVSR results give a fundamental frequency of the building of 5 Hz along the longitudinal direction and 5-6 Hz along the transversal direction, thus demonstrating again a purely temporary variation of fundamental frequencies during the mainshock.

Another interesting finding concerns the comparison between the performances of MEMS and force-balance accelerometers. Comparing the aftershocks recorded by ETNA with those recorded by GeoSIG it is clear that the frequency detected for the fundamental modes of the structure are the same. However, for long periods the MEMS instrumentation shows clearly the presence of instrumental noise. For period longer than about 1.5 s the ETNA response spectra decrease while the GeoSIG become flat.

Preliminary conclusions. The monitoring of the Rotonda school during the Pollino seismic swarm proved the importance of a monitoring system with real time data transmission that can be set up in a short time. It is then possible for Civil protection authorities to gain information useful in deciding if a building is safe for use, requires inspections or has to be abandoned.

The building in Rotonda provided another very important results in the discussion about the importance of temporary vs permanent period elongation. The building suffered during the mainshock a spectral acceleration almost reaching 2 g, which caused a period elongation of about 60% (or a frequency decrease of about 40%) that was completely recovered and thus has to be considered a purely temporary variation. This suggests that to testify onset of damage, the presence of a permanent variation is much more important than the temporary variation even if this is a great one.

References

Calvi G.M., Pinho R. and Crowley H.; 2006: State-of-the-knowledge on the period elongation of RC buildings during strong ground shaking. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, 2006. CD Paper Number 1535.

Ditommaso R., Vona M., Gallipoli M.R. and Mucciarelli M.; 2013: Evaluation and considerations about fundamental periods of damaged reinforced concrete buildings. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 1903–1912. doi:10.5194/nhess-13-1903-2013

Gallipoli M.R., Mucciarelli M. and Vona M.; 2009: Empirical estimate of fundamental frequencies and damping for Italian buildings. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 38(8), pp. 973-988.

Masi A., Santarsiero G., Gallipoli M.R, Mucciarelli M., Manfredi V., Dusi A. and Stabile T.A.; 2013: Performance of the health facilities during the 2012 Emilia (Italy) earthquake and analysis of the Mirandola hospital case study. Bull Earthquake Eng. doi 10.1007/s10518-013-9518-4

Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Masi A., Vona M., Ponzo F., Dolce M.; 2004: Analysis of RC building dynamic response and soil-building resonance based on data recorded during a damaging earthquake (Molise, Italy 2002). Bulletin of Seismological Society of America, 94(5), pp. 1943–1953.

Rosenberg A, Beverley K, Rogers G.; 2004: The new strong motion seismic network in southwest British Columbia, Canada. 13th World Conference on Earthquake Engineering. Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 3373.

Stockwell R.G., Mansinha L. and Lowe R.P.; 1996: Localization of the complex spectrum: the S transform. IEEE Trans. Signal Process, 44, pp. 998-1001.

CHALLENGING RISK REDUCTION THROUGH EDUCATION AND PREPAREDNESS

G.L. Piangiamore[1], G. Musacchio[2], M. Bocchia[3]
[1] INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sede di Portovenere, Italy
[2] INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sede di Roma, Italy
[3] Provincia della Spezia, Settore Difesa del Suolo, Servizio di Protezione Civile, La Spezia, Italy

Introduction. It is increasingly acknowledged that disasters are the result of natural and social processes (Okazaki, 2007). Unlike the natural conditions that have a strong unpredictability component, social dimension of the disaster risk relates to the way human being interacts with natures. Hence, human behavior is the crucial factor in the degree of vulnerability and the likelihood of disasters taking place.

Often people seem to know that a natural disaster might hit them, nonetheless the lack of awareness results in a general underestimation for effectiveness of actions towards risk mitigation. In many countries only few households or public buildings have disaster plans and supply kits, or have retrofitted and safe-proofed the inside, in case of earthquakes. Similarly little actions have been taken to safe-proof land in case of hydrogeologic threat. Disaster preparedness and prevention programs often remain in the domain of assumptions instead of evidence (Horton, 2011). Since disasters are infrequent in nature and memories are short (Komac, 2009; Biernacki *et al.*, 2008; Wisner, 2006; Komac *et al.*, 2011), there is an urge to promote culture of prevention and preparedness. The misconception about disasters as nature's curse has most to do with mindset of people towards safety culture and the chance to live hazard in a sustainable way.

The future emergency response needs to be better aligned with a longer term perspective in terms of development, crucial socioeconomic investments and infrastructure and, above all, preparedness (Horton, 2011). Here, education plays a significant role.

The key to reduce risk is to start from scratch. We need to enhance capacity building for disaster risk reduction and, to do so, we need to educate both decision makers and general public. The Hyogo Framework for Action 2005-2015 Building the Resilience of Nations and Communities to Disasters, adopted at the World Conference on Disaster Reduction, highlights knowledge and education as one of the five main priorities of action.

In this paper we deal with actions based on education to challenge perception and memory of disasters while builing knowledge and skills essential for disaster preparedness. Having children has a chief target one can rely on a chain reaction (domino effect): children transmit the risk-related knowledge to their parents and other people in their social network (e.g.: Cardona, 2007; Stoltman *et al.*, 2007; Wisner, 2006; Kuhlicke *et al.*, 2011).

Education to raise risk perception and awareness. Every individual's cultural heritage should include disaster awareness and the development of such attitudes should be encouraged in early childhood. As disaster risk management should be everybody's business, children of today must be appropriately educated and adequately trained to face the disaster risks.

Although only education gives the opportunity to implant disaster awareness culture to future citizens, several analytical studies aimed to find strategies to permanently intervene on education, highlights how schools worldwide are strongly unprepared towards natural hazards education (Sinha *et al.*, 2007; Bernhardsdóttir *et al.*, 2012; Komac *et al.*, 2013). Effective actions on education should be permanent and integrative, and cut across all formal and informal educational efforts in close contact with reality (Sinha *et al.*, 2007).

Actions to be taken to improve school mandatory programs are fundamental and long term; they require a strong interaction between science and school world. However best practice examples are more easily run towards informal education. In this framework we discuss examples of informal education towards earthquake and floods threats.

The *ERiNat project Educazione ai Rischi Naturali (Training on Natural Risks)* is an attempt of life-long learning prevention strategies for students from the La Spezia province and, in a domino effect manner, the adults belonging to their families.

Piovono idee! (Cloudy with a Chance of ideas!) is an active learning experience to promote preparedness towards floods threat and climate change. It was designed after the flood that stroke Lunigiana and the La Spezia surrounding on October 25th 2011.

The *ERiNat project*: an education on Natural Risk experience. *The ERiNat project* started during academic year 2004/2005 as an educational experiment targeted to last year of lower secondary schools students and went on for 10 years. Although born dealing with seismic risk mitigation, it included on the way, hydrogeological and forest fires risk. The actions can be grouped into: classroom lectures, evacuation drills at school, a competition and summer campuses.

The ERiNat project is promoted by the Land Protection Sector of La Spezia's Civil Protection Service and it is developed with the Regional Education Office for Liguria Office V - Territorial Sector of La Spezia and the Prefect's Office of La Spezia. The INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) of Portovenere, manages the organization and realization of the project (Piangiamore *et al.*, 2012).

Lectures in classrooms are an interactive learning opportunity to approach seismic and hydrogeological risk, safety good practice and forest fires from a geological perspective while highlighting the urge to know what to do in case of an emergency. They have been held directly by experts in each field: a scientist, a representative of State Forest Rangers Corps and a representative of the Fire Brigade. Since expectation by everybody grew over time, the on going actions involve the whole Province of La Spezia and give an overview of the natural hazards in the local environment.

Educational material is handed out to students during non-formal lectures to allow reinforce the work done with the experts: teachers will go over the topics, peer groups will discuss some of the issues, while at home parents will also get involved in the educational chain-reaction. Evacuation drills at school are carried out under control of firefighters and civil protection volunteers reporting to school officials and to the municipalities the improvements and changes needed to improve school safety.

ERiNat is one of the most significant initiatives of the project developed by the Province of La Spezia *Piano di attuazione e miglioramento in itinere di un processo formativo nell'ambito della prevenzione dei rischi naturali* (*Implementation plan and ongoing improvement of an educational process on natural risk prevention)*. It won an award in the competition *Premiamo i risultati (We reward results)* promoted by the Ministry of Public Administration and Innovation (Rome, 17 May 2010, ForumPA conference) (Piangiamore *et al.*, 2012).

The success of the project went so far that we could even manage actions towards formal education: natural hazards education was included within the local schools' POF (Piano dell'Offerta Formativa) to ensure that not just science, but every teacher may be involved in the initiatives.

To boost up interest we set up a competition that since 2009 encouraged in-depth study on the following subjects:

- Whats, wheres and hows about earthquakes;
- Learn adequate behaviors in case of earthquakes;
- Become a little firefighter and Civil Protection volunteer for you and your families;
- Prevent forest fires: a destructive phenomenon for the environment and a danger for persons and things;
- Learn how to report a fire and what to do if a fire threatens you closely;
- Study landslides and floods for prevention and safety.

The competition prices the best text, poster or presentation and is intended to seek collaboration among teachers on issues revolving around natural hazards: students will be guided to properly approach the problem by science teachers, will explore the text, the drawings and the graphic layout with the language and art teachers. In this way, teachers firstly reluctant

Fig. 1 – EriNat project: the winners of the 2012 *EriNat* contest (top); a guided tour from Rocchetta to Brugnato (bottom left); the winners of the 2010 contest in the wind farm of the Cappelletta Pass on Monte Gottero (bottom right).

to listen, could approach security and become part of the process to disseminate the culture of risk.

The Provincial Civil Protection Service of La Spezia rewarded every year the schools of the three winning classes with teaching material and equipment (€ 1200, 800 and 500 for the first, second and third classified, respectively). Students from the three winning classes took part of a guided tour by the Forest Rangers Corps, GEV (Voluntary Ecological Guards) and volunteers from the Civil Protection Service of the Province of La Spezia by means of transport kindly provided by the Navy. It is worth notice that the 2012 *ERiNat* competition guided walking tour was on the areas hit by the October 25th 2011 flood to raise children awareness on the flood environmental impact (Fig. 1). The fifth edition of the *ERiNat* competition has almost doubled the prizes respect of the previous editions thanks to the financing of *I laboratori della cittadinanza condivisa e partecipata - IV annualità (The laboratories of shared and participatory citizenship - IV year)* project.

The summer campuses *Anch'io sono la Protezione civile (I am the Civil Protection too)* Since *2011* the free summer campuses *I am the Civil Protection too* concluded and completed the *ERiNat* course in the month of July. The program derives from a national project of the Civil Protection Department and it is managed by the Province of La Spezia, the Provincial Coordination of Civil Protection Associations and the GEV. The campuses represent a continuity of the *ERiNat* project. Access to campuses is allowed through a public call and provides priority to students who took part in the *ERiNat course* project as a reward to their commitment.

We started with just two free summer campuses (maximum 20 students and one week long each) held in Civil protection tents; later on we were able to manage four campuses.

The aim is to deepen the contents of the *ERiNat* project trough experience and encourage children become active part of the Civil Protection system. It is also emphasized environmental and natural landscape as being valuable as such to preserve and protect it. They are designed to make you feel part of the team of the Civil Protection which has its own history, its objectives, its activities.

The training contents (Fig. 2) are:

- Fire-fighting drills with the Fire Brigade;
- Forest fires- fighting (tests off and assistance in exercises with helicopter) with the State Forest Rangers Corps;
- The Civil Protection system (visit the places affected by natural disasters);
- Rescue activities (climbing with mountain rescue, sea rescue);
- Provincial Civil Protection Paths and Tourism (nature trials, excursions);
- Knowledge and preservation of local natural advantages (excursions);
- Renewable Energy Resources (visit to the plant).

The campuses are greatly appreciated by the children and their families both for their didactic and educational value and for their fun and recreational features.

An active learning experience: *Piovono idee! (Cloudy with a Chance of ideas!)* The *I laboratori della cittadinanza condivisa e partecipata - IV annualità* project sponsored by

Fig. 2 – The summer campuses *I am the Civil Protection too*: the Pallodola Experimental Center for Agriculture in Sarzana (topmost left); a fire-fighting drills with the Fire Brigade (topmost right); a forest fires-fighting (off tests and assistance in exercises with helicopter) with the State Forest Rangers Corps (bottom); the Botanical Garden of Monte Marcello with Rangers and Sea Rescue (right); climbing with Mountain Rescue (center).

the General Directorate for the Third Sector and Social Formations - Ministry of Labour and Social Policies funded *ERiNat* 2013 for the activities in which towns identified by Decree of the Chief Commissioner n. 3973 of n. 2/2011 with the aim to promote preparedness and the active role of citizens in its mitigation. This foundation allows the Province of La Spezia to finance *Cloudy with a Chance of ideas!* as part of the *ERiNat Project*.

Cloudy with a Chance of ideas! is an active path designed and built by ConUnGioco non-profit organization and INGV of Portovenere that manages the organization of *Cloudy with a Chance of ideas!* It was shown during *Scienza Aperta (Open doors to Science)*, an INGV scientific venue aimed to disseminated knowledge, to create curiosity around the world of research and to stimulate interest in the understanding of scientific phenomena that surround us.

Cloudy with a Chance of ideas! is intended primarily for the latest years of primary and for secondary schools and involve children in building the exhibits and scientific games. Since children share with the community the tragic event, their own fears and thoughts on the floods that hit their lives, the prevention strategies experiment is carried out together with children between 8 and 14 years old living in the towns most hit by the catastrophic floods from the Magra and Vara rivers on October 25th 2011 (i.e.: Borghetto Vara, Brugnato, Monterosso, Vernazza, Riomaggiore, Pignone, Riccò del Golfo, Aulla and Ragnaia) together with a reference sample of 6 classes of "V. Alfieri", "U. Mazzini" and "J. Piaget" secondary schools (respectively ISA 1, 3 and 6) of La Spezia.

Fig. 3 – *Piovono idee! (Cloudy with a Chance of ideas!).* "The risk" totem (topmost left); "The society of yesterday and today: the same pollution?" scientific games; an overview of *Cloudy with a Chance of ideas!* active path; "The river" exhibit; another overview of *Cloudy with a Chance of ideas!*

The result is an interactive learning experience on hydrogeological risk and climate change. The active exhibition allows visitors discover hydrogeological risk and triggers significant changes in attitude towards climate change and build respect towards nature and the local environment.

Cloudy with a Chance of ideas! is set up at 19 to 28 March 2013 at the CRDD (Recreational Club Defence Employees) of La Spezia and it is designed with the criterion of reproducibility and we are working to make it traveling.

Conclusions. We have described targeted science outreach activities, involving both non-formal and informal learning, to raise awareness towards natural risks. They span from classroom lessons to summer campuses up to contests and guided tour for school and summer campuses, from science venues with scientific games, interactive exhibitions and laboratories activities up to competition with prizes.

The *ERiNat project* has been educating on safety students from La Spezia and, in a domino effect manner, the adults in their families. We have worked with more 10000 students in ten year and for the next future we will provide tests to assess the strength of our approach.

Piovono idee! is an active learning experience on floods and climate change. It is an up-side-down approach to raise awareness on hydrogeologic hazard, build up directly together with 378 children of 32 classes who had the experience of a disaster.

Living in a natural hazard prone land requires a multi-spectrum, coordinated and synergic approach to risk reduction including on one end the improvement scientific knowledge on natural phenomena and vulnerability, on the other end actions on emergency plans. However, all actions are less effective without a culture of prevention and preparedness. This can be achieved only through education, starting from the youngest and through a permanent training process.

Interdisciplinary issue for more effective disaster resilience enabling cooperation at all levels and the high level of motivation and transparency among the team members coming directly from risk management organizations is our strengths and we support the transferability of our project to other Provinces and Regions encouraging a collaborative risk management to knowledge sharing of natural risk.

Acknowledgements. We are grateful to the *ERiNat team*: G. Forlani, V. Santoro, L. Di Mattia, L. Piscopo, M. S. Ariodante, E. D'Amico, R. Carpanese and M. R. Alberti (La Spezia Prefect's Office's Civil Protection Department); M. Matano, G. Rovinalti, F. Arzelà, R. Pagano, A. Da Pozzo, R. Bacchioni, A. Majocchi and A. Franchetti Rosada, (La Spezia Provincial Education Office); G. Fundarò, P. Di Martino, C. Manzella, A. Cipriani, I. Mammone, A. Gilone, L. Bruni, V. Melillo, A. Frione, P. Trolese, D. Ingrosso, S. Salvato, M. Conti, F. Bardelli, S. Pedretti, P. Carignani, N. Donno, V. Spalatra, A. Stretti, F. Giannini, R. Battistini and E. Veneri (La Spezia Provincial Fire Brigade Department of La Spezia); A. Bettosi, B. Castiglia, R. Massari, C. Gotelli, S. Castellani, M. Masotti, G. Poggi and M. Massaro (La Spezia Provincial State Forest Rangers Corps), the geologist A. Stoppelli, the teacher A. Pezzani, G. Mancini, C. Cassinoni, S. Lualdi, M. Lombardo and G. Savoldi (La Spezia Provincial Civil Protection Service); M. Casarino, P. Milano and O. Zocco (La Spezia Provincial Europe Service, Coordination of Municipalities) and the voluntary Civil Protection associations and the GEV of the Province of La Spezia. Many thanks to all the Province of La Spezia lower secondary schools taking part in our project.

We are also thankful to those who help us for *ERiNat* guided tours and campuses:

La Spezia Provincial State Forest Rangers Corps, the voluntary Civil Protection associations and the GEV of the Province of La Spezia, La Spezia Provincial Fauna Section of Police, the Park of Monte Marcello Magra, the Environmental Education Center of Palmaria, the Environmental Education Center of Portovenere, the Environmental Education Centre of Val di Vara, the Pallodola Experimental Center for Agriculture (Sarzana), the Tirreno Power Company, the Boatmen Group of the Gulf of La Spezia.

About *Piovono idee!* we aknowledge D. Modenesi and F. Brasini (ConUnGioco *Onlus)*, R. Camassi (INGV Bologna), M. Miconi (INGV, Roma), M. Casarino, P. Milano and O. Zocco (La Spezia Provincial Europe Service, Coordination of Municipalities), M. Biso (La Spezia Provincial Civil Protection Service), G. Forlani, M. S. Ariodante, A. M. Bimbi (La Spezia Prefect's Office's Civil Protection Department), MARIDIPART, MARICOMMI, the voluntary Civil Protection associations and the GEV of the Province of La Spezia and many thanks to all the Province of La Spezia primary and lower secondary schools contributing to our initiative (Borghetto Vara, Brugnato, Monterosso, Vernazza, Riomaggiore, Pignone, Riccò del Golfo, Aulla e Ragnaia (Aulla) and "V. Alfieri", "U. Mazzini" and "J. Piaget" of La Spezia.

Many thanks to N.A.Pino (INGV, Naples) for his suggestions.

References

Bernhardsdóttir A.E., Thorvaldsdóttir S., Sigbjörnsson R., Musacchio G., Nave R., Falsaperla S., D'Adda S., Sansivero F., Zonno, G., Sousa M.L., Carvalho A., Raposo S., Ferreira M.A., Nunes J.C., Jimenez M.J.; 2012: *Disaster prevention strategies based on an education information system*. 15WCEE, 24-28 September 2012 Lisbon (Portugal).

Biernacki W., Bokwa A., Domanski B., Działek J., Janas K., Padło T.; 2008: *Mass media as a source of information about extreme natural phenomena in Southern Poland*, in: Communicating Climate Change: Discourses, Mediations and Perceptions, edited by: Carvalho, A., Centro de Estudos de Comunicac¸ ˜ao e Sociedade, Universidade do Minho, Braga, pp. 190–200.

Cardona O. D.¸2007: *Curriculum adaptation and disaster prevention in Colombia, in: International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences*, edited by: Stoltman, J. P., Lidstone, J., Dechano, L. M., Springer, Dordrecht, 397–408, doi:10.1007/978-1-4020-2851-9 22.

Horton J.: 2011. *Natural disasters—taking a longer term view. Lancet* 377: 439.

Hyogo Framework for Action 2005–2015: *Building the Resilience of Nations and Communities to Disasters, International Strategy for Disaster Reduction*. http://www.unisdr.org/2005/wcdr/intergover/official-doc/L-docs/Hyogo-framework-for-action-english.pdf

Komac B.; 2009: *Social memory and geographical memory of natural disasters*, Acta geogr. Slov., 49, 199–226, doi:10.3986/AGS49107.

Komac B., Zorn M., Cigli R.; 2013: *European education on natural disasters – a textbook study*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., 1, pp. 2255–2279.

Kuhlicke C., Steinf ¨uhrer A., Begg C., Luther J.; 2012: *Toward More Resilient Societies in the Field of Natural Hazards*: *CapHaz-Net's Lessons Learnt*. CapHaz-Net project final report, Helmholtz Centre for Environmental Research, Leipzig & Johann Heinrich von Th ¨unen Institute, Braunschweig.

Piangiamore G.L., Pezzani A., Bocchia M.; 2012 *ERiNat Project (Training on Natural Risks): from informed children to knowledgeable adults*, 7th EUREGEO - EUropean congress on REgional GEOscientific cartography and Information systems, Bologna, 2 pp.

Stoltman J. P., Lidstone J., DeChano L. M.; 2007*: Capacity building, education, and technical training, in: International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences*, edited by: Stoltman J. P., Lidstone J., Dechano L. M., Springer, Dordrecht, 457–462, doi:10.1007/978-1-4020-2851-9 27.

Wisner B.; 2006: *Let Our Children Teach Us! A Review of the Role of Education and Knowledge in Disaster Risk Reduction*, ISDR System Thematic Cluster, Platform on Knowledge and Education, Bangalore.

LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO ATTRAVERSO LE BEST-PRACTICES DELLA RICOSTRUZIONE POST EVENTO: IL CASO DI RAGUSA IBLA

R. Pirgu[1], C. Pagano Mariano[2]

[1] Università degli Studi di Palermo

[2] Architetto, libero professionista, Modica (RG)

Lineamenti della pianificazione. I drammatici eventi sismici verificatisi recentemente in Italia e non solo, hanno riportato all'attualità un tema già ampiamente affrontato dagli studiosi nel corso degli ultimi trent'anni. È ormai opinione diffusamente condivisa che gli interventi di conservazione della città storica devono confrontarsi dialetticamente con l'istanza della sicurezza sismica.

Ciononostante le modalità con cui si affrontano tali tematiche risultano ancora confuse e spesso inefficaci. Nel nostro paese, specialmente in Sicilia, l'uso della pianificazione urbanistica in funzione della mitigazione del rischio sismico ha una tradizione ormai consolidata che risale a tre secoli fa quando a seguito del terremoto del 1693 che rase al suolo la Sicilia orientale, il Duca di Camastra incaricò l'ingegnere Carlos Grunenbergh di redigere il piano della città di Catania; quest'ultimo si preoccupò di disegnare una città in maniera da ridurre e prevenire eventuali futuri danni derivanti da possibili successivi eventi sismici.

Il rischio sismico nel sistema urbano attuale è la risultante complessa di una serie di interrelazioni, sia fisiche, sia funzionali e sociali, che lo coinvolgono; questo è costituito dall'interazione tra pericolosità sismica, vulnerabilità dei manufatti ed esposizione che rappresenta tutti gli elementi a rischio in un dato territorio (popolazione, attività economiche, reti infrastrutturali, monumenti, ecc.). Lo studio di tale rischio non può prestare attenzione

dunque solo agli aspetti ingegneristici e di comportamento degli edifici, ma richiede una comprensione del comportamento dell'intero sistema urbano e delle reciproche interazioni delle sue componenti in risposta ad un terremoto. Una qualsivoglia città che si trovi di fronte alla questione di organizzare e pianificare il proprio territorio non può fare a meno di interrogarsi sul tema del rischio sismico e normare l'uso dei suoli tenendo conto delle fragilità a scala urbana e territoriale; la pianificazione dei rischi non può essere una pianificazione a se stante, ma, integrandosi con gli altri piani diviene un valido strumento di controllo del territorio e garante di sicurezza per l'uomo e l'ambiente naturale e antropico in cui è insediato.

La pianificazione urbanistica che costituisce una parte della complessiva attività di governo del territorio, diventa strumento fondamentale per la prevenzione dei rischi, se integrato con politiche di protezione civile. Il Servizio Nazionale di Protezione Civile (istituito con D.Lgs. 24/2/92 n. 225) ha il compito di redigere appositi programmi di previsione e prevenzione regionali e provinciali, per la mitigazione dei rischi naturali e antropici. All'interno di tali programmi emerge il ruolo della pianificazione urbanistica quale strumento di prevenzione e mitigazione dei rischi ambientali e del rischi sismico in particolare.

Un Piano di Protezione Civile è uno strumento finalizzato alla previsione, prevenzione ed attuazione di interventi ex-ante ai fini della mitigazione della vulnerabilità e del rischio sismico. Tale strumento è quindi principalmente orientato alla salvaguardia dell'uomo ed alla tutela del patrimonio naturale e storico - architettonico divenendo anche motivo di riqualificazione e valorizzazione dell'intero spazio urbano. È fondamentale che le prescrizioni dello strumento urbanistico vigente siano assolutamente compatibili con il Piano di Protezione Civile.

Il caso di studio del centro storico di Ragusa Ibla si inscrive nella linea di un avanzamento teorico e operativo rispetto alle modalità di intervento sulla città e sul territorio storico poichè tratta il tema della pianificazione dei rischi secondo gli sviluppi più recenti della disciplina; viene superato il limite della valutazione dell'edificio singolo che si inserisce nello studio volto alla comprensione del comportamento dell'intero sistema urbano. Il lavoro, vincitore del Premio Gubbio 2012 - Sezione tesi di laurea magistrale (*Università degli Studi di Palermo – Facoltà di Architettura – Corso di Laurea in Architettura 4/S - Tesi di laurea di Chiara Pagano Mariano e Rigels Pirgu, Relatore Prof. Arch. Giuseppe Gangemi, Correlatore Arch. Dott. Rosario Cultrone*) basato su un ricco apparato di analisi fornisce un contributo sia sul piano della conoscenza e della applicazione operativa riferita al caso specifico, sia per gli aspetti metodologici cui si riferisce che assumono particolare pregnanza anche in rapporto alla possibilità di individuare criteri generali di intervento relativi alla conservazione attiva ed alla rigenerazione dei centri storici interessati alle problematiche del rischio sismico.

Situata su un colle che guarda verso la città nuova, Ragusa Ibla costituisce, con il suo intreccio di vicoli e gli eleganti palazzi barocchi, un quartiere autonomo di Ragusa, ricco di fascino e suggestioni barocche.

Questo centro fu uno tra i più colpiti dal terremoto del 1693 che divenne occasione per la ricostruzione sull'esistente tracciato medioevale, con interventi edilizi avvenuti nel corso del Settecento che segnarono il suo rinnovato volto Barocco. Si trattò di un processo di ricostruzione senza precedenti, con l'apertura di un cantiere ritenuto il più grande della storia della Sicilia Sud-Orientale. La ricchezza architettonica del Val di Noto e di Ragusa Ibla hanno indotto l'UNESCO a riconoscere "le città tardobarocche del Val di Noto" come patrimonio dell'umanità, inserendo le città nella World Heritage List in quanto testimonianza del "genio creativo dell'uomo" dotato di "valore universale eccezionale".

La mitigazione del rischio sismico nel centro di Ragusa Ibla significa, in buona parte, la salvaguardia di un patrimonio di inestimabile valore. Bisogna dunque conservare il pregio storico - costruttivo dei singoli edifici al fine di evitare la perdita d'identità storica dell'intero insediamento antico. L'intervento effettuato per il miglioramento antisismico deve avere gli stessi caratteri della riconoscibilità e della reversibilità, che appartengono ai principi del buon restauro.

L'analisi dei comportamenti delle murature sotto l'azione sismica è fondamentale per gli aspetti tecnologici degli interventi sugli edifici esistenti ma tutta via queste analisi propedeutiche non sono sufficienti a caratterizzare da sole i contenuti di un piano di protezione civile comunale. Il piano di protezione civile comunale, deve dare indicazione su ciascun edificio, ma deve prevedere anche spostamenti di funzioni, razionalizzazione del traffico urbano, ristrutturazioni urbanistiche e dei sistemi a rete, individuazione di aree pubbliche attrezzate per l'ammassamento, l'impiantistica adeguata, viabilità particolari, etc.

Modello d'intervento. Una prima fase per la redazione delle linee guida per piano di protezione civile per il rischio sismico di Ragusa Ibla è stata caratterizzata dall'individuazione delle criticità del territorio sia a scala territoriale che a scala urbana per la definizione degli scenari di rischio. Le analisi condotte sul territorio di Ragusa Ibla hanno evidenziato la presenza di diversi rischi oltre a quello sismico, che minacciano la popolazione residente e il patrimonio edilizio.

Una seconda fase ha riguardato le indagini a scala urbana che hanno fatto emergere caratteristiche comuni a molti centri storici:

1. la sedimentazione del tessuto urbano e il costruito che, nel tempo vi si è realizzato. Nel caso Ibla su un impianto urbano arabo si è realizzato un tessuto barocco che, a seguito del rovinoso sisma del 1693 è stato incastonato a formare uno spettacolare giardino di pietra in un unicum integrato di artificio e natura che ha pochi eguali nel mondo
2. l'esasperazione del rapporto altezza degli edifici larghezza stradale (parametro voluto dallla L.n.64/74 che riflette un problema enorme in caso di sisma noto come effetto domino poiché in caso di strade troppo strette in rapporto all'altezza degli edifici che vi prospettano, in caso di collasso strutturale gli edifici rovinerebbero gli uni sugli altri
3. varietà di servizi e funzioni in centro storico in cui insistono sedi comunali, scuole, uffici e attività commerciali che, se per un verso concorrono a dare vitalità al centro stesso, dall'altro, attirando persone esasperano il rischio incidendo negativamente sul numero delle persone esposte in caso di evento calamitoso.

Elementi che contribuiscono ad accrescere la complessità del piano di protezione civile e che ne mettono in evidenza, allo stesso tempo, la necessità.

Ai fini della un pianificazione di emergenza ha assunto particolare importanza il censimento dell'armatura territoriale ovvero la predisposizione preventiva di edifici e di aree idonee dove far affluire i materiali, i mezzi e gli uomini necessari per operazioni di soccorso; di spazi idonei per l'installazione di materiali e strutture atte ad assicurare l'assistenza abitativa alle popolazioni; di punti di raccolta della popolazione al verificarsi di un evento calamitoso.

Gli edifici censiti nel piano sono stati suddivisi in tre categorie:

- *Edifici strategici*: sono quelli che svolgono una fruizione nell'ambito della Protezione Civile che non risulta determinata dall'evento, ma che hanno valenza predefinita per la necessità della salvaguardia di persone e cose;
- *Edifici tattici*: corrispondono a quelle strutture che potenzialmente potranno essere utilizzate nel caso di evento calamitoso dopo avere verificato, sulla base del censimento, la tipologia strutturale e le dotazioni, nell'ipotesi che venga mantenuta la funzionalità anche dopo l'evento;
- *Edifici sensibili*: sono quelli entro cui si svolgono funzioni o che contengono elementi che devono essere salvaguardati opportunamente nel caso di evento calamitoso nonché prevedere l'evacuazione e la salvaguardia di beni e persone in essi contenuti.

Il piano di emergenza dovrà tenere in conto la possibilità che gli edifici tattici possano in una prima fase essere considerati come sensibili.

Una seconda fase del censimento è relativa alla catalogazione di aree potenzialmente idonee all'organizzazione delle operazioni di Protezione Civile che vengono individuate dal piano. Tali spazi vengono così definiti:

- Aree di ammassamento: sono le aree nelle quali far affluire i materiali, i mezzi e gli uomini necessari alle operazioni di soccorso;
- Aree di accoglienza: sono aree in grado di assicurare un ricovero per coloro che hanno dovuto abbandonare la propria abitazione. Sono strutture che hanno funzione tattica nella gestione dell'emergenza da destinare a tendopoli, roulottopoli o insediamenti abitativi di emergenza;
- Aree di attesa: sono le località "sicure" di raccolta della popolazione al verificarsi di un evento calamitoso.

Lo scopo di tale operazione è quello di indirizzare la popolazione in aree dove potranno essere tempestivamente assistite dalle strutture di Protezione Civile e definire la security line destinata al transito dei veicoli di soccorso; essa metterà in collegamento le aree di attesa con le aree di accoglienza e con le grandi vie di comunicazione che conducono ai presidi sanitari più vicini. A questo proposito risulta di fondamentale importanza l'analisi della vulnerabilità dei rami della rete urbana stradale che si avrebbe durante l'evento sismico per poter individuare i percorsi più sicuri, sia carrabili che pedonali. La valutazione è stata effettuata su tronchi stradali urbani, ovvero su tratti stradali privi di intersezioni al loro interno e con caratteristiche omogenee e l'indice di vulnerabilità viaria è stato valutato in base alla larghezza residua che si avrebbe per il transito, nell'ipotesi più pessimistica che gli edifici più alti si ribaltino completamente sulla strada: è definita dunque in base al rapporto tra larghezza della strada stessa ed altezza degli edifici prospicienti.

Mentre per gli edifici di nuova costruzione il raggiungimento di un adeguato livello di sicurezza nei confronti dell'azione sismica è insito nel rispetto delle norme antisismiche vigenti, per gli edifici esistenti, in particolare per quelli murari dei centri storici, tale garanzia è affidata ad una pratica ben più complessa che consiste nel rispetto della logica con cui essi sono costruiti, il riconoscimento della quale ne permette la conservazione.

Lo studio delle tecniche costruttive locali e la conoscenza specifica dei materiali, delle loro lavorazioni e delle metodologie utilizzate per la ricostruzione dopo il sisma del 1693, occupa un posto di primaria importanza nel contesto delle operazioni finalizzate alla messa in sicurezza ed al recupero del patrimonio edilizio esistente. L'analisi del costruito permette di conoscere quel complesso di regole edilizie utilizzate dalle maestranze del passato nei procedimenti costruttivi più comuni e definire quindi una serie di interventi compatibili che riescano a coniugare sul doppio versante sia la "sicurezza" che la "conservazione". Gli interventi di mitigazione sapientemente adeguati alle esigenze del restauro sono individuate della legge 457/78, recepita in Sicilia dalla Legge Regionale 71/78 attraverso cinque categorie di intervento che vanno dalla manutenzione ordinaria alla ristrutturazione urbanistica ed edilizia eseguite tenendo conto delle prescrizioni previste dalle NTC 2008; le NTC forniscono i criteri generali di sicurezza, precisano le azioni che devono essere utilizzate nel progetto, definiscono le caratteristiche dei materiali e trattano gli aspetti attinenti alla sicurezza strutturale delle opere. Un'attenzione particolare è dedicata agli specifici aspetti delle costruzioni in muratura per le quali la norma distingue fra meccanismi di collasso locali (meccanismi di 1°modo) e meccanismi d'insieme (meccanismi di 2°modo). Il Dipartimento Nazionale di Protezione Civile ha proposto delle schede che esemplificano e sintetizzano gli aspetti significativi dell'analisi dei cinematismi di collasso locali negli edifici esistenti in muratura. Per tali tipologie di edifici, che costituiscono la maggioranza delle costruzioni esistenti del patrimonio edilizio italiano, la Regione Molise nel 2004 ha predisposto delle *Linee Guida per gli interventi di riparazione del danno e miglioramento sismico degli edifici di culto e monumentali* che costituisce una guida alla comprensione e al riconoscimento degli interventi più significativi in relazione alla tipologia di vulnerabilità e allo stato di conservazione dei manufatti.

Il piano di protezione civile, partendo da una scala territoriale giunge alla scala urbana ed alla necessità della definizione di interventi a scala architettonica trasformandosi in piano di recupero antisismico che ha come obiettivo la mitigazione del rischio e dunque la

messa in sicurezza e la conservazione dell'identità storica dell'insediamento antico. Queste sintetiche valutazioni impongono al pianificatore una sempre più responsabile attenzione sia nei confronti dell'identità che la protezione civile è chiamata a tutelare, sia della sicurezza che passa attraverso la conservazione con interventi di mitigazione sapientemente adeguati alle esigenze del restauro di adeguare le categorie della legge 457/78 recepita in Sicilia dalla Legge Regionale 71/78 attraverso cinque categorie di intervento che vanno dalla manutenzione ordinaria alla ristrutturazione urbanistica ed edilizia.

Le previsioni del Piano comunale di protezione civile quindi devono essere coerenti con le attenzioni su sicurezza e conservazione e consentire interventi compatibili con le suscettività dell'area di studio.

Nel caso Ragusa Ibla si è valutata la compatibilità tra le indicazioni formulate dal piano comunale di protezione civile e il Piano Particolareggiato di Recupero per il Centro Storico e l'individuazione delle aree per attesa accoglienza e ammassamento è stata verificata alla luce delle prescrizioni di quest'ultimo che, ovviamente, non possono essere in antitesi con le attenzioni sulla sicurezza e conservazione dei centri storici.

Il recupero di Ragusa Ibla è oggetto di attenzione da diversi decenni essendo stato classificato di priorità regionale assieme al centro storico di Erice attraverso la Legge n. 61/81 "Norme per il risanamento ed il recupero edilizio del centro storico di Ibla e di alcuni quartieri di Ragusa" e successivamente è rientrato tra i comuni coinvolti dal sisma di Santa Lucia del 13 dicembre del 1990 e della successiva legge di prevenzione antisismica n. 433/91 "Disposizioni per la ricostruzione e la rinascita delle zone colpite dagli eventi sismici del dicembre 1990 nelle province di Siracusa Catania e Ragusa".

Alcuni interventi commissionati dal Dipartimento Regionale di Protezione Civile e dalla Regione Siciliana sulla base dei finanziamenti previsti da tali leggi dimostrano il riconoscimento da parte dell'amministrazione pubblica della necessità del recupero e della manutenzione degli immobili al fine di un'adeguata politica di prevenzione su cui il piano di protezione civile ha un ruolo decisivo. Al piano per il rischio sismico dunque il ruolo di definire le categorie di intervento da applicare a ciascun edificio che compone l'armonia architettonica dei centri storici testimonianza di un'identità che la protezione civile è chiamata a tutelare.

Bibliografia

Benedetti D., Petrini V., 1984. Sulla vulnerabilità sismica di edifici in muratura, proposta di un metodo. L'industria delle Costruzioni, 18, 66-78.

Bernardini, A., 2004. Classi macrosismiche di vulnerabilità degli edifici in area veneto-friulana. XI Convegno ANIDIS "L'ingegneria sismica in Italia", Genova.

Camerana E., "Relazione sui danni prodotti dal terremoto del 16 novembre 1894 in Calabria e Sicilia", in Boll. Uff. C.le Meteor e Geodin, Vol. XIX, Roma, 1897

Caniggia G., Maffei G., Lettura dell'edilizia di base, Venezia, Saggi Marsilio, 1979

Caniggia G., Ragionamenti di tipologia: operatività della tipologia processuale in architettura, a cura di Gianluigi Maffei, Firenze, Alinea, 1997

Caniggia G., Struttura dello spazio antropico: Studi e note, Firenze, Alinea, 1985

Carocci C., Ceradini V., Cremonini I., Mazzotti P., Panzetta M., Smargiasso M., Rassegna Ragionata dei programmi di recupero post sisma. Attività di ricerca promossa dal Comitato Tecnico Scientifico della Ragione Marche, Bollettino Ufficiale della Regione Marche n.3 del 21/03/2002 Carocci C., Conservazione dei centri storici in area sismica. Vulnerabilità e mitigazione, Tesi di dottorato di ricerca in Storia della Scienze e delle

Tecniche costruttive, VIII ciclo, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", Facoltà di Architettura, 1996

Casamento A., Guidoni E., Le città ricostruite dopo il terremoto siciliano del 1693, Edizioni Kappa, Roma 1995

Como A., Elementi di costruzione scientifica del Piano di Protezione Civile per il Centro Storico di Castellammare del Golfo, Tesi di laurea 2008

Decreto del Ministero dei Lavori Pubblici 16 Gennaio 1996, Norme tecniche per le costruzioni in zone sismiche, Supplemento ordinario alla"Gazzetta Ufficiale" n. 29 del 5 febbraio 1996

Decreto Ministeriale 2 luglio 1981, n.593, Normativa per le riparazioni ed il rafforzamento degli edifici danneggiati dal sisma nelle Regioni Basilicata, Campania e Puglia

Decreto Ministeriale 3 Marzo 1975 n. 40

Decreto Ministro dei Lavori Pubblici 24 Gennaio 1986, Norme tecniche relative alle costruzioni antisismiche, Gazzetta Ufficiale 12-5-1986, n. 108

Deliberazione Amministrativa del Consiglio Regionale Marche n. 238 del 1/12/1998, Criteri di valutazione e di priorità per l'approvazione dei programmi di recupero
Dolce M., Martelli A., Panza G., Proteggersi dal terremoto, le moderne tecnologie e metodologie della nuova normativa sismica, 21mo Secolo s.a.s., Milano, 2004
Dufour L., Raymond H., 1693 – Val di Noto – La rinascita dopo il disastro, Domenico Sanfilippo Editore, Catania 1994
Fisichella V., Ragusa nuova tra Storia e Conservazione, Tesi di laurea 2002
La Monica G., Fagiolo M., Boscarino S., Studi sulla ricostruzione del Val di Noto dopo il terremoto del 1693, Gangemi Editore, Roma 1994
Mamì A., Non structural seismic prevention and rehabilitation, Aracne Editrice, Roma, 2010
Marino A., Presidi antisismici nell'architettura storica e monumetale, Gangemi Editore, Roma, 2000
Santi Maria C., Ragusa Ibla - Repertorio di tecniche costruttive, Editrice Il Lunario, Enna 2008
Trigilia L., 1693 Iliade Funesta – La ricostruzione delle città del Val di Noto, Arnaldo Lombardi Editore, Palermo 1994
Tortoioli L. "Una nuova cultura della prevenzione sismica", in, Olivieri M.,a cura di, Regione Umbria. Vulnerabilità urbana e prevenzione urbanistica degli effetti del sisma: il caso di Nocera Umbra, Urbanistica, Quaderni, Collana dell'Istituto Nazionale di Urbanistica, INU, Supplemento al n.124 di Urbanistica, Quaderno 44, Anno X, 2004

IL MONITORAGGIO SISMICO DELL'ATTIVITÀ DI STOCCAGGIO DI GAS METANO NEL SERBATOIO NATURALE DI COLLALTO (TV): LA RETE SISMICA DI COLLALTO

E. Priolo, M. Romanelli, M. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, P. Bernardi, L. Moratto
OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, CRS - Sezione Centro di Ricerche Sismologiche, Trieste e Udine

Introduzione. La Rete Sismica di Collalto (RSC) è l'infrastruttura di monitoraggio realizzata per controllare la sismicità e la microsismicità nell'area di Montello-Feletto (TV), ove si trova la concessione per lo stoccaggio del gas naturale denominata "Collalto Stoccaggio" gestita da Edison Stoccaggio S.p.A.. Lo stoccaggio sfrutta un giacimento di gas naturale esaurito riconvertito a deposito di gas. L'area del giacimento di Collalto ha dimensioni di circa 10 km x 3 km. I livelli produttivi del serbatoio sono collocati a circa 1500-1600 m di profondità. Il deposito è un sistema di strati di roccia porosa e permeabile dello spessore di alcuni metri, sigillati entro altre rocce rigide e impermeabili. Il gas naturale è immesso nel serbatoio durante la stagione calda ed è estratto e utilizzato durante la stagione fredda. Per utilizzare il serbatoio a pressioni di confinamento prossime a quelle originali sono imposti alcuni monitoraggi, tra cui quello sismico.

La concessione di Collalto si trova in una zona caratterizzata da pericolosità sismica media-alta (0.2-0.25 g), già inserita in classe sismica 2 nel 1980. Studi recenti hanno dimostrato che nella fascia pedemontana veneta sono possibili terremoti anche più forti, con M≥6 (Galadini *et al.*, 2005).

La Rete Sismica di Collalto (RSC) è stata progettata con lo scopo di svolgere un'attività di controllo e studio sia della micro-sismicità eventualmente indotta dalle attività di stoccaggio sul serbatoio naturale, sia della sismicità naturale nell'area circostante il serbatoio. La rete combina caratteristiche strumentali di alta dinamica, adatte a garantire la registrazione di terremoti medio-forti ($M \geq 4.5$) associati a sorgenti sismogenetiche (note o ipotizzate) nell'area, con le prerogative di elevata sensibilità richieste a una rete di monitoraggio micro-sismico che deve consentire la rilevazione di eventi deboli e molto deboli ($M \geq 0.0$) in corrispondenza del serbatoio e nelle sue immediate vicinanze. La rete, inoltre, è stata disegnata per inserirsi al meglio nel più ampio contesto di monitoraggio sismico regionale condotto dall'OGS nell'Italia Nord-Orientale.

Configurazione della rete e dei sistemi di acquisizione ed elaborazione. La RSC è composta da dieci stazioni sismometriche e una stazione geodetica GNSS permanente. Le posizioni delle stazioni sono mostrate in Fig. 1, mentre la Tab. 1 ne riassume le principali caratteristiche. La data ufficiale di inizio operatività della RSC, nel suo insieme, è il 1/12/2011.

Tutti i siti sono stati realizzati presso luoghi di proprietà privata. Le stazioni sono dotate di apparati di tele-trasmissione del dato e antenna GPS per la sincronizzazione precisa del tempo. L'alimentazione è fornita in genere da batterie caricate da pannelli fotovoltaici, e solo in pochi casi è stato fatto ricorso all'alimentazione di rete.

Tab. 1 – Sommario delle stazioni installate. Le ultime tre colonne indicano il tipo di sensore installato: SBB sismometro broad-band; SEP sismometro a periodo esteso; ACC accelerometro. Informazioni dettagliate sono riportate nelle singole schede di stazione che sono scaricabili dal sito web della RSC.

CODICE	LAT	LON	QUOTA (m s.l.m.)	PROF SENSORE (m)	LOCALITÀ/NOME	SBB	SEP	ACC
ED01	45.834582	12.289224	54	155	**Susegana S. Lucia**		X	
ED02	45.905697	12.103050	205	33	**Farra di Soligo**		X	
ED03	45.942908	12.227786	235	31.9	**Corbanese**		X	
ED04	45.899373	12.229493	182	26.9	**S. Maria di Feletto**		X	
ED05	45.880123	12.253799	110	14.5	**S. Michele di Feletto**		X	X
ED06	45.857011	12.208484	174	5	**Collalto Campo 6**	X		X
ED07	45.822174	12.189355	167	14.5	**Nervesa d. Battaglia**		X	X
ED08	45.882510	12.206460	193	14.3	**Collalto Cucco**		X	X
ED09	45.848796	12.231489	105	14.6	**Susegana Castello**		X	
ED10	45.850026	12.170177	144	13.6	**S. Croce del Montello**		X	

La strumentazione sismologica è di marca Guralp e comprende:

- 10 acquisitori a 24 bit, a 3 o 6 canali (mod. CMG-DM24S3/6-EAM), dotati di sistema Operativo Linux, Ethernet, antenna GPS per la temporizzazione, e memoria interna di 16 GB,
- 1 velocimetro a banda larga mod. CMG-3T con periodo proprio T=120s e f_{max}=100 Hz (sigla SBB in Tab. 1);
- 9 velocimetri da pozzo mod. CMG-SP1 con periodo proprio T=10s e f_{max} = 100 Hz (sigla SEP);
- 5 accelerometri mod. CMG-5TC con fondo scala fino a 2 g (sigla ACC).

Tutti i sensori di rilevazione del moto sono a 3 componenti ortogonali. Gli acquisitori sono configurati con frequenza di campionamento pari a 200 Hz, frequenza che si ritiene adatta per monitorare la microsismicità eventualmente indotta.

Al fine di ridurre il rumore sismico di fondo e aumentare il rapporto segnale/disturbo, tutti i sensori sismometrici sono stati installati in pozzo. La profondità dei pozzi varia da 13 a 33 m circa, con l'eccezione del sito ED01, posto in pianura e per il quale è stato scavato un pozzo profondo 155 m, e del sito ED06 che ospita il sensore *broad-band* al fondo di un contenitore interrato attrezzato, alla profondità di 5 m.

I siti delle stazioni sono nominati con ED seguito da due numeri. La rete è stata registrata con codice EV all'interno dell'organismo mondiale che gestisce le informazioni delle reti sismiche digitali, ovvero il *Federation of Digital Broad-Band Seismograph Networks (FDSN)* appartenente al consorzio internazionale *Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)*, cui l'OGS è associato. Tutte le informazioni relative ai siti e alla strumentazione installata sono state caricate nel database che gestisce i dati sismologici strumentali dell'OGS, denominato OASIS (oasis.crs.inogs.it). Descriviamo ora le stazioni e i siti in maniera più particolareggiata.

Il sito della stazione a banda larga ed elevata dinamica ED06 è ospitato presso il Cluster 6 di Edison Stoccaggio e contiene sia la stazione sismologica sia la stazione permanente GNSS denominata SUSE. La co-locazione dei due apparati permette un'integrazione diretta dei due

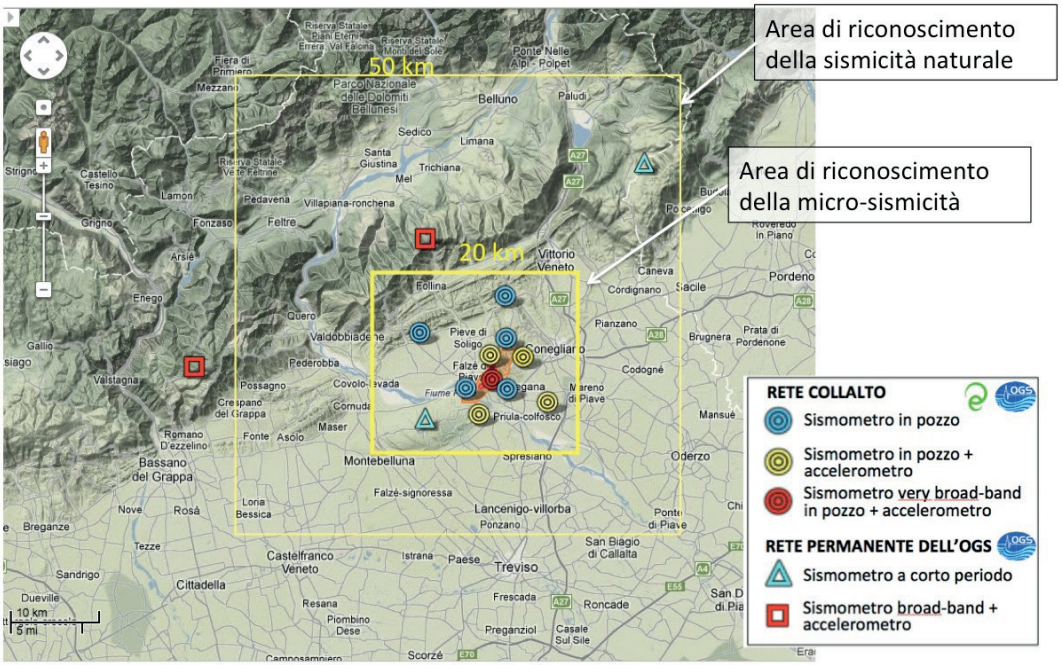


Fig. 1 – Mappa della RSC. I siti della RSC sono indicati con i simboli circolari, mentre quelle delle stazioni della NEI sono indicati con triangoli e quadrati. Altri dettagli nella legenda. La mappa mostra anche i limiti geografici delle Aree A (più piccola, linea spessa) e B (più grande, linea sottile) definite come aree di interesse rispettivamente per i terremoti locali e regionali.

tipi di dati. La stazione sismologica ED06 è dotata di acquisitore a 6 canali, sismometro *broad-band* e accelerometro. Per la realizzazione del sito è stato fatto uno scavo fino alla profondità di circa 5 m dal piano campagna, profondità alla quale è stata intercettata una formazione sufficientemente rigida, costituita da argilliti compatte, tale da rappresentare un buon basamento sia per il sensore sismico sia per la fondazione del pilastro del caposaldo GNSS. Il sito sismico è realizzato da un contenitore di polietilene (PEMD) del diametro di 1,1 m e di altezza 4,7 m, che è stato interrato completamente. Il contenitore è diviso lungo la direzione verticale in due camere, in modo da ottenere nel fondo un ambiente per i sensori sismici isolato termicamente. Alla base della camera inferiore è stata costruita una platea di cemento armato solidale con il basamento roccioso e su questa sono sistemati i due sensori, rispettivamente *broad-band* e accelerometrico.

Le 3 stazioni a periodo esteso ed elevata dinamica (ED05, ED07, ED08) sono dotate di acquisitore a 6 canali, sismometro compatto a periodo esteso e accelerometro. Presso questi siti, i sismometri sono posti a fondo pozzo, mentre gli accelerometri sono posti in superficie. Il resto delle apparecchiature è simile a quelle descritte per il sito ED06.

Le 5 stazioni a periodo esteso (ED02, ED03, ED04, ED09, ED10) sono dotate di acquisitore a 3 canali e sismometro compatto a periodo esteso. Anche presso questi siti i sismometri sono posti a fondo pozzo. Il resto delle apparecchiature è simile a quello delle stazioni precedenti.

Infine, la stazione a periodo esteso ED01 è dotata di acquisitore a 6 canali e sismometro compatto a periodo esteso posto in pozzo alla profondità di 155 m.

La strumentazione geodetica GNSS utilizzata per la stazione SUSE si compone di:

- ricevitore Topcon GB-1000;
- antenna Ashtech choke ring ASH701945E_M.

Il ricevitore GPS è configurato in acquisizione con campionamento continuo a 1 s. Questa caratteristica, insieme al fatto che il ricevitore è co-locato nel medesimo sito della stazione sismologica *broad-band* consentirà nel futuro di confrontare direttamente i segnali sismologici e geodetici sia nel lungo che nel breve periodo, nell'eventualità di fenomenologie più intense.

Per la stazione GNSS è stato realizzato un plinto in cemento armato che poggia sul basamento roccioso alla profondità di circa 5 m. Il plinto è completamente interrato e termina in superficie con una colonnina alta circa 1,5 m alla cui sommità è installata l'antenna GNSS. La stazione SUSE è stata inserita nella rete geodetica di precisione FreDNet gestita dall'OGS. I dati in formato RINEX sono di pubblico accesso via web presso il sito della rete FreDNet (http://www.crs.inogs.it/frednet).

Tutte le stazioni della RSC sono dotate di un sistema di trasmissione dati basato su router con interfaccia GPRS/EDGE o UMTS. Grazie a questa infrastruttura di comunicazione, i dati di tutte le stazioni sono acquisiti tramite Internet dal centro di elaborazione della Sezione CRS di Udine e di Trieste.

Il sistema di acquisizione/elaborazione consiste di:

- due server Apple Mac Mini dotati di processore Intel Core 2, che fungono rispettivamente da sistema di acquisizione e da sistema di elaborazione dati in *real-time*;
- un server Apple Mac Pro dotato di due processori Intel Xeon Quadcore, che rappresenta il nodo principale di elaborazione di dati *off-line*.

Una volta acquisiti, i dati grezzi delle stazioni di monitoraggio vengono convertiti nel formato *miniseed* per essere poi elaborati e analizzati. L'ultima fase della catena di operazioni è l'archiviazione stabile a cadenza giornaliera, dove il dato convertito viene sincronizzato all'interno di OASIS (http://oasis.crs.inogs.it/), l'infrastruttura dell'OGS utilizzata per l'archiviazione dei dati sismologici e il loro accesso via web.

Passiamo ora alla descrizione della configurazione del sistema di acquisizione. Le stazioni sono configurate per registrare i dati in forma continua con il formato proprietario *Guralp Compress Format* (GCF) e simultaneamente scrivere in formato *miniseed*. Per il collegamento e l'archiviazione dei dati in tempo reale si utilizza il protocollo *SeedLink*, che permette di stabilire una comunicazione robusta tra il server di acquisizione e le stazioni. La parte principale del sistema è un server virtuale, chiamato *Ring Server,* che permette di inserire i dati in arrivo all'interno di una memoria "circolare" (*ring buffer*), recuperare e correggere dati eventualmente mancanti e di controllare che tutte le operazioni di dialogo tra server e clients avvengano in modo rapido e corretto. Una volta entrati nel *ring buffer* e validati, i dati vengono archiviati sul disco rigido del server in formato MiniSEED.

Per l'elaborazione dei dati sono utilizzati diversi sistemi. Un ramo dello schema software è quello adottato per l'elaborazione dei dati in tempo reale, che è basato sui software *EarthWorm*® (www.earthwormcentral.org) e *SWARM*® (www.avo.alaska.edu/Software/swarm). *EarthWorm* è strutturato in una serie di moduli che gestiscono tutte le funzionalità necessarie all'elaborazione dei dati sismologici acquisiti dalla rete. In *EarthWorm* sono state attivate le funzioni di *detection* e segnalazione degli eventi sismici ad uso del personale addetto al controllo. Il secondo strato di software per l'elaborazione in tempo reale è il sistema SWARM. Con questo sistema vengono visualizzati i segnali in tempo reale su dei monitor dedicati e possono essere effettuate delle operazioni di analisi direttamente sul segnale registrato.

Il secondo ramo di elaborazione riguarda l'archiviazione e l'elaborazione *off-line*. Il sistema OASIS, sviluppato dall'OGS, rappresenta la struttura di archiviazione e accesso ai dati sismologici strumentali acquisiti dall'OGS (Priolo *et al.*, 2012). Esso si compone di un data-base che contiene tutte le informazioni riguardanti i siti delle reti di monitoraggio, di un archivio sia per i dati in continuo sia per dati estratti corrispondenti a specifici terremoti, e di un sito web che consente l'accesso a tutti questi dati.

Per l'analisi *off-line* di riconoscimento fine degli eventi sismici viene utilizzato il sistema BRTT Antelope® (www.brtt.com), che è anche lo stesso che viene utilizzato per l'acquisizione e l'elaborazione dei dati della Rete Integrata dell'Italia Nord-Orientale (NEI) gestita dal CRS.

Procedure di identificazione e localizzazione degli eventi sismici. Per la rilevazione della sismicità sono state individuate due aree di riferimento: un'area più grande, denominata Area B, di lato 50 km, utilizzata a scala regionale, e un'area più piccola, denominata Area A, di lato 20 km, che circonda il serbatoio (Fig. 1). Le attività di analisi ed elaborazione svolte per la RSC non prevedono l'intervento di un operatore in tempo reale, né un servizio di reperibilità o di presenza H24. Per eventuali di eventi sismici localizzati nell'area della concessione di Collalto e percepiti dalla popolazione si attivano comunque le procedure di allarme sismico convenute con la Protezione Civile della Regione Veneto.

Il sistema di riconoscimento e localizzazione degli eventi sismici sviluppato per la RSC opera a valle del sistema di acquisizione dei dati. Le procedure di riconoscimento della micro-sismicità differiscono notevolmente da quelle utilizzate nell'ambito di sistemi di allarme a fini di protezione civile, il cui scopo è quello di rilevare e identificare nel minimo tempo possibile gli eventi sismici significativi. A queste ultime si richiedono robustezza e affidabilità, caratteristiche che ovviamente si pagano in termini di riduzione della sensibilità, per evitare falsi allarmi. Per sfruttare al meglio le caratteristiche di sensibilità di una rete di monitoraggio sismico, all'elaborazione automatica si fa seguire una fase di analisi a posteriori (*off–line*) abbinata ad alcune operazioni e controlli manuali. Il primo obiettivo dell'analisi *off–line* è quello di rilevare la maggior parte della sismicità dell'area studio, ovvero di riconoscere tutti i terremoti nei limiti di capacità di rilevazione della rete. Gli strumenti di elaborazione rivolti all'analisi della sismicità sono dunque orientati alla rilevazione dei terremoti deboli e devono risolvere dei problemi diversi, quali la capacità di interpretare e associare segnali registrati da poche stazioni –tre o addirittura meno di tre– ma ammettendo un certo margine di errore.

L'analisi *off-line* è effettuata con procedura simile a quella già sviluppata e utilizzata nell'ambito del sistema di monitoraggio del Trentino e descritta in Garbin *et al.* (2013), cui si rinvia per maggiori dettagli. Essa può essere schematizzato con una sequenza di tre fasi:

1. *preparazione del data-set*, che consiste nell'integrazione e organizzazione dei dati della RSC con quelli di stazioni circostanti di interesse;
2. *riconoscimento semi-automatico off-line* degli eventi sismici con procedura automatica e rimozione manuale degli eventi falsi;
3. *picking manuale e ri-localizzazione* attraverso il sistema chiamato *PickServer.*

Per migliorare la rilevazione e localizzazione dei terremoti nelle aree A e B, alle 10 stazioni della RSC è stata affiancata un gruppo di circa 20 stazioni afferenti alla NEI, gestita da OGS. Le stazioni introdotte allargano l'area di rilevazione a tutto il Veneto, Friuli-Venezia Giulia e Trentino. Le stazioni più distanti servono a discriminare più efficacemente eventi lontani, anche se di scarso interesse per l'area della concessione di stoccaggio.

Per gli eventi localizzati in area locale e regionale, è calcolata la magnitudo locale ML. In questo calcolo è utilizzata la legge di attenuazione di Hutton and Boore (1989), che è adottata sia dalla NEI, gestita da OGS, sia dalla Rete Sismica Nazionale di INGV. Ciò al fine di garantire compatibilità tra le stime.

Il passo successivo consiste in un'operazione manuale di riconoscimento ed elminizazione dei falsi eventi, come ad esempio gli "eventi" dovuti a temporali –molto numerosi nell'area della pedemontana veneta–, o disturbi locali che casualmente risultano sincroni presso più stazioni, o eventi inesistenti ma riconosciuti come tali a causa dell'elevato numero di *detection* ottenuto avendo imposto elevata sensibilità al sistema di riconoscimento. Successivamente, per gli eventi identificati e localizzati entro l'area B, vengono estratte le finestre di segnale di forma d'onda di tutte le stazioni, in formato Seismic Analysis Code (SAC).

Una volta esportati i dati degli eventi rilevati, il processo prevede l'analisi manuale dei sismogrammi, la ri-lettura delle fasi e la localizzazione degli eventi. Il *picking* delle fasi è

effettuato con il programma *Seisgram2k* (Lomax, 2008), mentre la localizzazione è eseguita con il programma Hypo71 (Lee and Lahr, 1975), per mantenere la compatibilità totale con il sistema di localizzazione utilizzato dalla NEI (Bragato *et al*., 2011) e quindi con i dati di sismicità rilevati in quest'area. La prima localizzazione viene generalmente migliorata attraverso un ricontrollo delle letture iniziali con lo scopo di ridurre i tempi residui e rimuovere eventuali *outliers*. Questa operazione viene effettuata con l'ausilio del diagramma di Wadati modificato (Lay and Wallace, 1995), con cui si può anche stimare il rapporto tra le velocità delle onde sismiche P e S. Per ogni set di localizzazioni sono infine ricalcolate le magnitudo e creato l'elenco finale di eventi.

Come ultimo passo, si procede alla calibrazione della magnitudo, dove vengono compensati i residui sistematici riscontrati, in modo che la distribuzione dei residui tra le magnitudo calcolate per ogni stazione e quella media sia centrata sullo zero. Attraverso un processo iterativo le magnitudo vengono ricalcolate fino al raggiungimento di valori di residui medi trascurabili per tutte le stazioni.

Sismicità rilevata. In questo paragrafo si descriverà la sismicità rilevata durante il periodo 1/1/2012-31/3/2013.

Per prima cosa, specifichiamo che il valore del rapporto V_P/V_S dedotto dall'analisi del diagramma di Wadati modificato è circa uguale a 1.76 e che l'incertezza media delle letture calcolata è pari a circa 0.03 s. Le incertezze massime di lettura sono dell'ordine del secondo e corrispondono a eventi per i quali il segnale è maggiormente mascherato dal rumore.

La Figura 2 mostra la mappa di tutti gli eventi sismici riconosciuti. Per eventi "riconosciuti" o "rilevati" si intende qui eventi localizzati con almeno 3 stazioni e 5 fasi, e per i quali è stato possibile calcolare la magnitudo locale. Le liste complete degli eventi riconosciuti nelle aree di rilevamento sono pubblicate sul sito web della RSC all'indirizzo http://rete-collalto.crs.inogs.it/it/tags/dati-e-grafici.

Nel periodo 1/1/2012-31/3/2013 sono stati rilevati complessivamente:

- in Area A: 51 eventi con magnitudo $-0.68 \leq M_L \leq 1.04$;
- in Area B, esternamente all'Area A: 112 eventi con magnitudo $0.0 \leq M_L \leq 2.3$;
- nell'intera area rappresentata in Figura 2: 193 eventi con magnitudo $-0.68 \leq M_L \leq 2.3$.

La quasi totalità degli eventi registrati ha magnitudo locale inferiore a 2, valore che rappresenta la soglia indicativa di magnitudo per cui la Rete Sismica Nazionale dell'INGV riconosce tutti gli eventi in quest'area. I due soli eventi che hanno magnitudo di poco superiore a 2 sono localizzati rispettivamente sul rilievo del Col Visentin e sull'altipiano del Cansiglio.

Si può notare che solo per pochi eventi l'epicentro cade in prossimità dell'area che descrive la proiezione del serbatoio naturale in superficie, tuttavia la maggior parte di questi eventi ha profondità intorno ai 10 km e solo un numero ridottissimo è più superficiale, attorno ai 5 km. All'interno dell'Area A non si riconoscono aggregazioni di eventi, contrariamente a quanto avviene in Area B, come ad esempio immediatamente a Sud di Montebelluna, nell'area dell'Alpago e vicino a Vittorio Veneto. In particolare, il *cluster* più vicino al serbatoio, vicino a Vittorio Veneto, avviene a distanza superiore a 6-7 km dall'area del serbatoio, e quindi non è collegabile a esso. Esso è costituito da eventi molto deboli, annoverabili a microsismicità, per i quali non sono state effettuate analisi mirate a stabilire se si tratti di micro-terremoti o eventi causati dall'uomo, come esplosioni in cava. Data la distanza, la questione non riveste particolare importanza per le finalità dello studio.

Il pannello in basso a destra mostra la distribuzione delle profondità degli eventi rilevati in Area A. Si vede che la profondità si concentra maggiormente intorno ai 10 km. Non vi sono eventi a profondità inferiore a 3 km, né eventi a distanza inferiore a 3 km dai limiti esterni del serbatoio naturale, e ciò supporta l'ipotesi di assenza di connessione tra l'attività sismica e la presenza del serbatoio.

Nelle liste di eventi pubblicate sul sito web della RSC sono riportati anche gli errori di localizzazione. Complessivamente, per circa una decina di eventi la localizzazione orizzontale

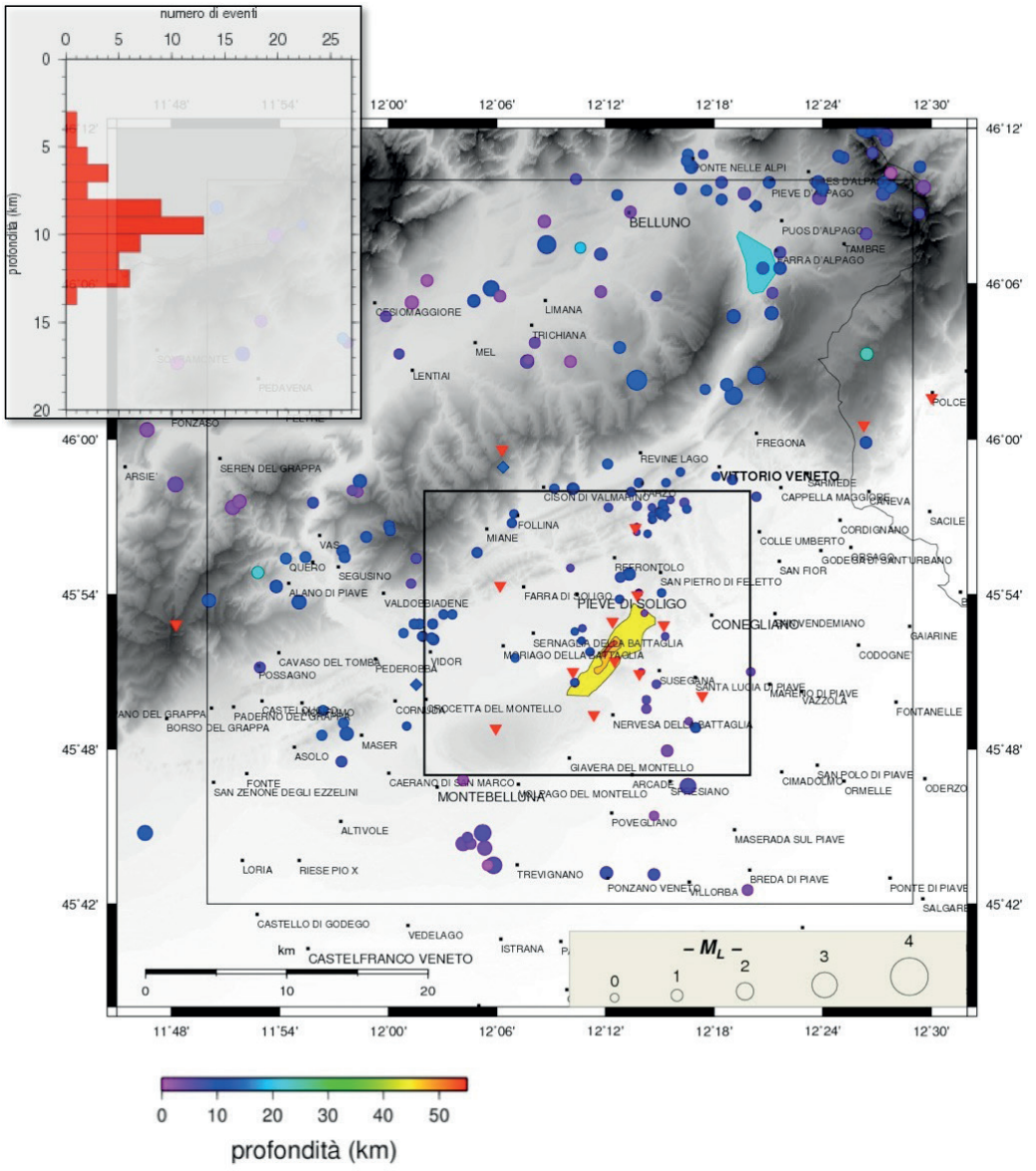


Fig. 2 – Eventi sismici riconosciuti dalla RSC nel periodo 1/1/2012-31/3/2013. I simboli rotondi rappresentano gli eventi per i quali è stata stimata la magnitudo. Alcuni rombi rappresentano gli eventi per i quali non è stata stimata la magnitudo. La dimensione e il colore dei simboli rappresentano rispettivamente la magnitudo e la profondità degli eventi. I triangoli rossi capovolti rappresentano le stazioni. All'interno dell'area A è rappresentata l'area corrispondente alla proiezione in superficie del serbatoio di stoccaggio (dati da Edison Stoccaggio S.p.A.). Il pannello in alto a sinistra mostra la distribuzione delle profondità degli eventi localizzati in Area A.

ha incertezza $\geq$ 4 km. Come avviene di norma, l'incertezza in profondità è maggiore di quella orizzontale e per alcuni eventi la profondità è scarsamente attendibile. In genere si tratta di eventi molto superficiali, corrispondenti a esplosioni in cave, ma questo aspetto non è stato ancora approfondito. Si ricorda in proposito che la capacità risolutiva della rete dipende dalla copertura azimutale per le coordinate orizzontali e dalla presenza di stazioni sulla verticale dell'evento per la profondità. Per eventi deboli, visti da poche stazioni, queste

condizioni spesso possono essere non completamente soddisfatte. Nell'Area A le incertezze si riducono progressivamente all'ordine delle centinaia di metri, eccetto che per 3-4 eventi deboli caratterizzati da poche fasi.

La Fig. 3 confronta la sismicità rilevata in Area A (primi due pannelli in alto) con l'attività svolta sull'impianto di Collalto, attraverso i dati di portata media (pannello in centro) e pressione media (pannello in basso) misurati al collettore dei pozzi e forniti dal gestore dell'impianto. Relativamente alle attività svolte sull'impianto si riconoscono:

- la fase di erogazione durante il periodo invernale 2011-2012 fino alla primavera 2012;
- una fase di stasi delle attività di una ventina di giorni;
- la fase di immissione del gas a partire da circa metà aprile fino a metà ottobre 2012 circa;
- infine, a partire dall'inizio di novembre 2012 la fase di erogazione corrispondente al periodo invernale 2012-2013;
- la conclusione della fase di erogazione 2012-2013 a fine marzo 2013.

I livelli di portata media oraria massimi durante i periodi di erogazione si attestano a 130-150 kSm^3/h nell'inverno 2011-2012 e 160-180 kSm^3/h nell'inverno 2012-2013.

La sismicità rilevata dal sistema di monitoraggio in Area A può essere definita come debolissima: il numero cumulativo di eventi stimato su un intervallo di 15 giorni è sempre di poche unità e la magnitudo degli eventi è bassissima, essendo compresa tra valori -0.68 e 1.04. Si nota, a cavallo tra la fine dell'anno 2012 e gennaio 2013, il *cluster* di 19 eventi molto deboli ($ML \leq 0.48$) che corrisponde al piccolo gruppo di eventi localizzato pochi chilometri a Sud-Ovest di Vittorio Veneto di cui si è già parlato (Figura 2). Come già evidenziato, tutti gli eventi dell'Area A avvengono a profondità maggiori di 3 km e a distanze maggiori di 3 km dal serbatoio, e questo esclude al momento correlazioni con le attività svolte sul serbatoio.

Riguardo all'efficacia del sistema di monitoraggio sviluppato per la RSC, è anche importante ricordare che il 20 maggio 2012 è iniziata la forte sequenza sismica dell'Emilia, che ha prodotto migliaia di terremoti nei mesi successivi. Questi terremoti costituiscono un "disturbo" che riduce la capacità di riconoscere i deboli segnali dei piccoli terremoti locali. Tuttavia dalla lista degli eventi per l'area B non sembrano emergere evidenti segni di diminuzione della sensibilità del sistema di riconoscimento.

È stata infine eseguita la stima della legge di Gutemberg-Richter (GR) per valutare i tassi di sismicità e la performance della rete. La stima dei parametri relativi alle curve magnitudo–frequenza è stata eseguita con il metodo EMR, implementato nel software ZMAP (Woessner and Wiemer, 2005). I valori ottenuti per il periodo 1/1/2012-31/3/2013 (Tab. 2) mostrano che la magnitudo di completezza si attesta su valori di M_L pari a $M_C = 0.82$ e $M_C = 0.02$, rispettivamente per l'intera area e per l'area A, e valore del coefficiente b intorno a 1. Dato lo scarso numero di eventi che costituiscono il catalogo considerato, queste stime hanno ancora una scarsa significatività, e non si ritiene opportuno procedere verso altre considerazioni. Con il prosieguo del monitoraggio e quindi con l'aumento del numero di campioni, l'incertezza è destinata a ridursi.

Si rammenta inoltre quanto già scritto nell'Introduzione: l'eccellente livello di magnitudo di completezza raggiunto è dovuto sia alle caratteristiche della rete realizzata, sia alle caratteristiche dei siti dove sono state realizzate le stazioni.

Tab. 2 – Parametri della relazione Gutenberg-Richter calcolata per il periodo 1/1/2012-31/3/2013. Il parametro a è normalizzato al periodo di un anno. Mc rappresenta la magnitudo di completezza.

Area	a	b	Mc
Intera	2.6	0.981 ± 0.08	0.82
A	1.42	1.14 ± 0.2	0.02

Conclusioni. È stata descritta la rete sismica realizzata dall'OGS per controllare la sismicità e la microsismicità nell'area della concessione per lo stoccaggio di gas naturale di

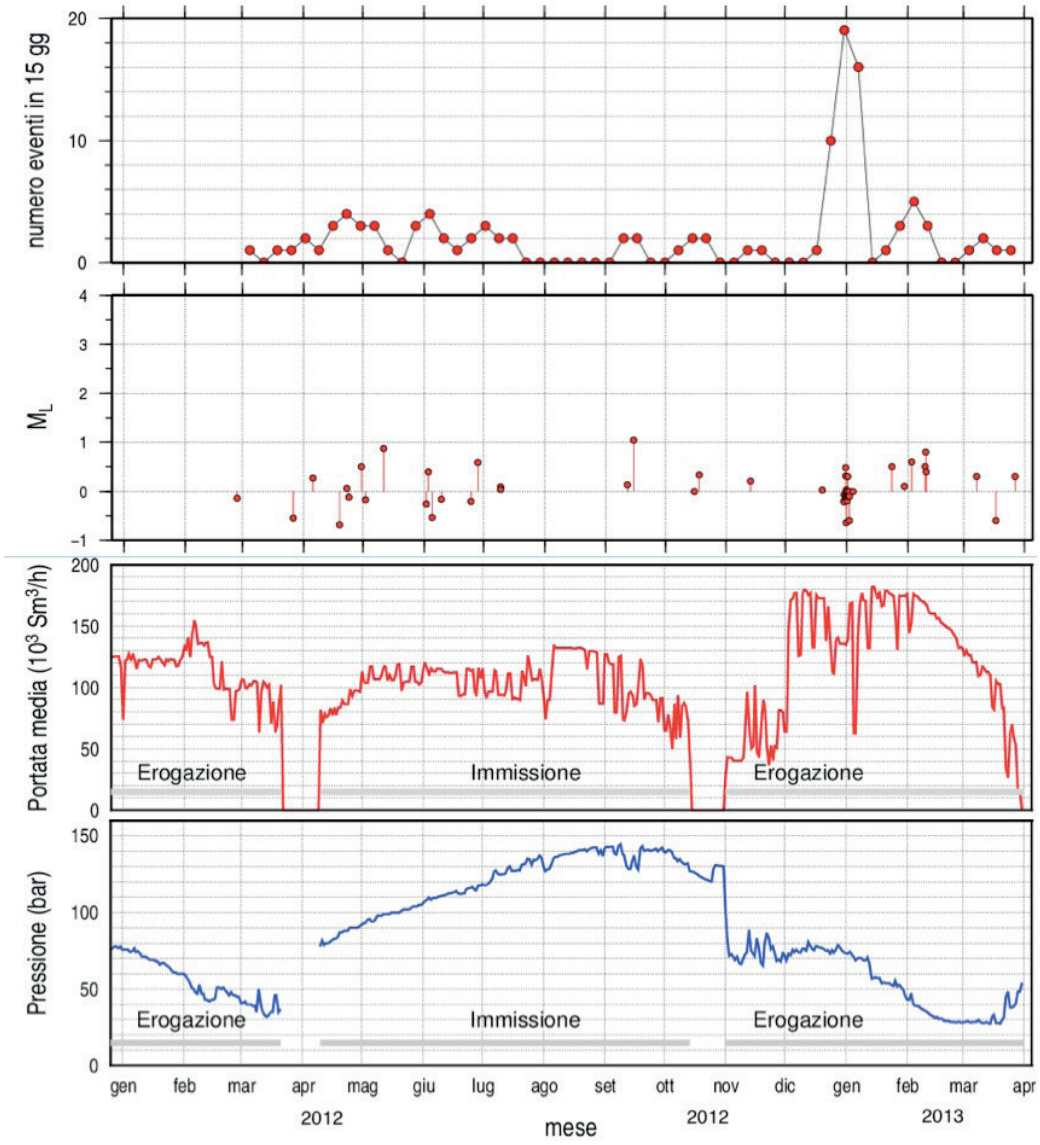


Fig. 3 – Confronto tra la sismicità rilevata in Area A e le attività svolte sull'impianto nell'anno 2012. In ascissa il tempo, con i mesi degli anni 2012 e 2013. Dall'alto verso il basso: numero medio di eventi sismici in 15 giorni, campionato su base settimanale; eventi rilevati e loro magnitudo locale; portata media (unità in migliaia di metri cubi standard all'ora); pressione media misurata al collettore dei pozzi (in blu). La linea spessa grigia indica i periodi delle attività di erogazione/immissione del gas dal/nel serbatoio. Dati da Edison Stoccaggio S.p.A.

Collalto (TV), gestita da Edison Stoccaggio S.p.A., e sono stati presentati i risultati relativi ai primi sette mesi di monitoraggio. La rete rispetta e soddisfa tutte le prescrizioni ministeriali, e il sistema messo a punto permette di riconoscere terremoti da forti a molto deboli (microsismicità) fino a circa magnitudo 0.0. Nei primi sette mesi di monitoraggio non è stata rilevata alcuna correlazione tra la sismicità locale e l'attività dell'impianto.

Infine, alcune brevi considerazioni sul ruolo di OGS, Ente Pubblico di Ricerca, in questa attività. La Rete Sismica di Collalto è stata realizzata ed è gestita dall'OGS per conto di Edison Stoccaggio, titolare della concessione di stoccaggio. L'OGS svolge questa attività nell'ambito

dei propri compiti istituzionali e in accordo a due principi di base: 1) garantire al committente un servizio di elevata qualità con un valore aggiunto in termini di supporto scientifico e ricerca; 2) garantire alla collettività la massima qualità delle rilevazioni, oggettività nelle valutazioni, pubblicazione dei dati, risposte scientifiche e un miglioramento generale delle conoscenze. L'OGS si pone come soggetto terzo e indipendente, pur nel rispetto dei propri obblighi contrattuali che regolano i rapporti con il committente. Riteniamo che questi principi siano estremamente importanti.

Riconoscimenti. La Rete Sismica di Collalto è stata realizzata ed è gestita dall'OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, per conto di Edison Stoccaggio S.p.A.

Bibliografia

Bragato P. L., Di Bartolomeo P., Pesaresi D., Plasencia Linares M. P., Saraò A. (2011). Acquiring, archiving, analyzing and exchanging seismic data in real time at the Seismological Research Center of the OGS in Italy. *Ann. Geophys*., 54, 1, 67-75. doi: 10.4401/ag-4958

CRS-OGS staff (2013). Real Time Seismology of the OGS Seismological Research Centre website (http://rts.crs.inogs.it)

Galadini F., Poli M.E. and Zanferrari A. (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M ≥ 6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophys.. J.. Int.,*161, 739-762.

Garbin, M. and Priolo, E. (2013). Seismic event recognition in the Trentino area (Italy): performance analysis of a new semi-automatic system, *Seis. Res. Lett*., 84, 65-74, doi: 10.1785/0220120025, 2013.

Hutton, L. K. and Boore, D. M. (1989). The ML scale in Southern California. *Bull. Seis. Soc. Am*., 77(6), 2074-2094, 1987.

Lay T. and T. C. Wallace (1995). Modern Global Seismology, Elsevier, New York, NY, USA.

Lee, W. H. K. and Lahr, J. C. (1975). *Hypo 71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*. USGS Open File Report 75-311, Menlo Park.

Lomax, A. (2008). *SeisGram2K—Seismogram visualization and analysis software for the internet Ver5.3*; available at http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html (last accessed December 2010).

Priolo, E., G. Laurenzano, C. Barnaba, P. Bernardi, L. Moratto e A. Spinelli (2012a). OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology. In: M. Mucciarelli (Ed.),Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Simica Studi teorici ed applicazioni professionali, Aracne Ed., 431-445.

Woessner, J. and Wiemer, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bull. Seis. Soc. Am*., 95(2):684–698.

RAPIDA DEFINIZIONE DEL QUADRO DI RISENTIMENTO SISMICO A LIVELLO TERRITORIALE MEDIANTE STRUMENTI INNOVATIVI BASATI SUL CONTRIBUTO ATTIVO DEL VOLONTARIATO. PRIMA SPERIMENTAZIONE NEL CORSO DELL'ESERCITAZIONE "SISMA NORDEST" DEL 14 SETTEMBRE 2013

D. Sandron[1], P. Malisan[2], S. Grimaz[2], A. Rebez[1], F. Di Bernardo[3], A. Masi[4], M. Mucciarelli[1,4]

[1] OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste

[2] Università di Udine

[3] Protezione Civile della Regione Friuli Venezia Giulia, Palmanova

[4] Università della Basilicata, Potenza

Introduzione. Per pianificare in modo adeguato le attività di risposta della protezione civile già dalle prime fasi di intervento, è di fondamentale importanza disporre di una rapida e realistica ricostruzione del quadro di risentimento sismico. I recenti terremoti dell'Aquila 2009 e dell'Emilia 2012 hanno evidenziato l'importanza che una rapida delimitazione dell'area caratterizzata dai maggiori effetti sul territorio, normalmente denominata nel gergo emergenziale "cratere", ha per una contestualizzata organizzazione della risposta di protezione civile. Generalmente per tale fine vengono utilizzati modelli matematici che consentono di stimare, sotto ipotesi semplificate di propagazione e attenuazione delle onde sismiche, delle *shake-maps*, direttamente a partire dalle registrazioni strumentali (INGV - OGS). Tuttavia, le evidenze sul campo hanno mostrato, sia in occasione dei terremoti dell'L'Aquila che in quello dell'Emilia, distribuzioni dei danni reali significativamente diverse da quelle stimate con tali modelli semplificati. Sarebbe quindi utile e strategico delimitare nella maniera più tempestiva

possibile le aree di danno dalle aree di non danno, correggendo e integrando le valutazioni preliminari effettuate con i modelli con riscontri rapidi sul campo.

Una campagna di osservazioni sul campo finalizzata al riscontro della eventuale presenza di evidenze di effetti e danni pre-definiti, anche se condotta senza il ricorso ad ispezioni accurate, potrebbe infatti fornire un quadro preliminare significativamente più realistico soprattutto se effettuate da osservatori opportunamente addestrati e distribuiti sul territorio e funzionalmente inseriti nelle procedure di protezione civile di immediata risposta post-sisma.

Le caratteristiche del nostro sistema di protezione civile, che vede una diffusa presenza di volontari sul territorio, consente di far svolgere un ruolo attivo e strategico al volontariato organizzato già dalle primissime fasi post-evento, seppur con l'attenzione di coinvolgerlo nell'attuazione di procedure di semplice e rapida esecuzione.

In questo lavoro si illustra come, con riferimento al sistema di protezione civile del Friuli Venezia Giulia, si è iniziato a sperimentare tale opportunità testando apposite procedure e strumenti operativi specifici (procedure di allerta-attivazione risposta pre-codificata, riscontro areale con schede di risentimento, riscontri puntuali su edifici sentinella). La particolarità del sistema protezione civile del Friuli Venezia Giulia e la collaborazione con gli Istituti scientifici cui appartengono gli autori, hanno creato le condizioni per favorire la messa a punto della procedura e degli strumenti operativi, mentre l'esercitazione sisma NordEst del 14 settembre 2013 ne ha permesso l'applicazione costituendone il primo banco di prova. La sperimentazione ha mostrato risultati positivi che portano a ritenere che la procedura possa essere applicata efficacemente e, con gli opportuni adattamenti, validamente estesa ad altre regioni ed aree del Paese.

I presupposti. La Regione Friuli Venezia Giulia è dotata di un sistema di protezione civile regionale strutturato con una rete organizzata di squadre di volontari presenti in ogni Comune della regione, coordinate a livello centrale dalla Direzione della protezione civile con sede a Palmanova (UD). La direzione della protezione civile, negli ultimi decenni, ha promosso lo sviluppo di forti collaborazioni con le Istituzioni scientifiche presenti sul territorio (OGS, Università di Udine e Trieste) funzionali alle attività di previsione, prevenzione e gestione delle emergenze. Tale situazione ha determinato le condizioni ideali per l'ideazione, la messa a punto e la sperimentazione di procedure innovative di risposta post-sisma che si avvalgono sul contributo attivo del volontariato organizzato. Più in particolare i presupposti che hanno portato all'idea di mettere a punto e sperimentazione tali procedure in seno all'esercitazione "sisma NordEst" sono:

a. la convenzione tra Protezione Civile Regionale FVG e CRS-OGS relativa al sistema di riconoscimento e interpretazione rapida dei terremoti che interessano il territorio regionale (Priolo *et al.* 2005);
b. il progetto ASSESS per l'Analisi degli scenari sismici degli edifici scolastici strategici finalizzato alla riduzione del rischio sismico, che ha portato a caratterizzare un significativo numero di edifici scolastici presenti sul territorio regionale (Slejko *et al*., 2012; Grimaz *et al*., 2012a; Grimaz *et al*., 2012b);
c. la formulazione di una procedura di risposta organizzata e coordinata in caso di evento sismico e alla sua integrazione nei piani di emergenza comunali. Tale procedura prevede una stima e comunicazione automatica da parte del CRS-OGS della fascia di risentimento stimato (fasce di risentimento stimato A, B, C) a partire dai dati strumentali registrati a cui corrisponde la richiesta di attivazione da parte dei comuni delle procedure pre-codificate relative ai vari livelli Alfa, Bravo, Charlie) (Sandron *et al*., 2012);
d. lo sviluppo di tesi di laurea e studi prototipali per la realizzazione coordinata dei piani di emergenza comunali UniuD-protezione civile FVG e la produzione di cartografia funzionale alla gestione delle emergenze direttamente raccordata con le procedure di protezione civile comunali (Comisso, 2013).

Queste esperienze e il particolare assetto organizzativo del sistema di protezione civile del Friuli Venezia Giulia hanno portato all'idea di fare leva sul volontariato presente sul territorio regionale anche per sperimentare procedure e strumenti di riscontro rapido sul campo finalizzati a delineare il quadro di risentimento osservato già nell'immediato post-evento.

Tenuto conto che OGS e ReLUIS il 23 novembre 2012 hanno stipulato un accordo che, nell'ambito di una generale collaborazione per lo svolgimento di attività comuni nel campo della mitigazione del rischio sismico, prevede mutuo supporto in interventi a sostegno della Protezione Civile a seguito di eventi sismici, si anche ritenuto di sottoporre la sperimentazione nel corso dell'esercitazione all'attenzione dell'osservazione esperta di esponenti ReLUIS, al fine di valutare la potenziale estensione delle procedure e strumenti anche in ambito nazionale con il coinvolgimento di associazioni di protezione civile presenti in modo diffuso sul territorio nazionale.

Il riscontro sul campo mediante schede di risentimento. Il questionario di segnalazione preliminare degli effetti del terremoto sul territorio è stato sviluppato in stretta collaborazione

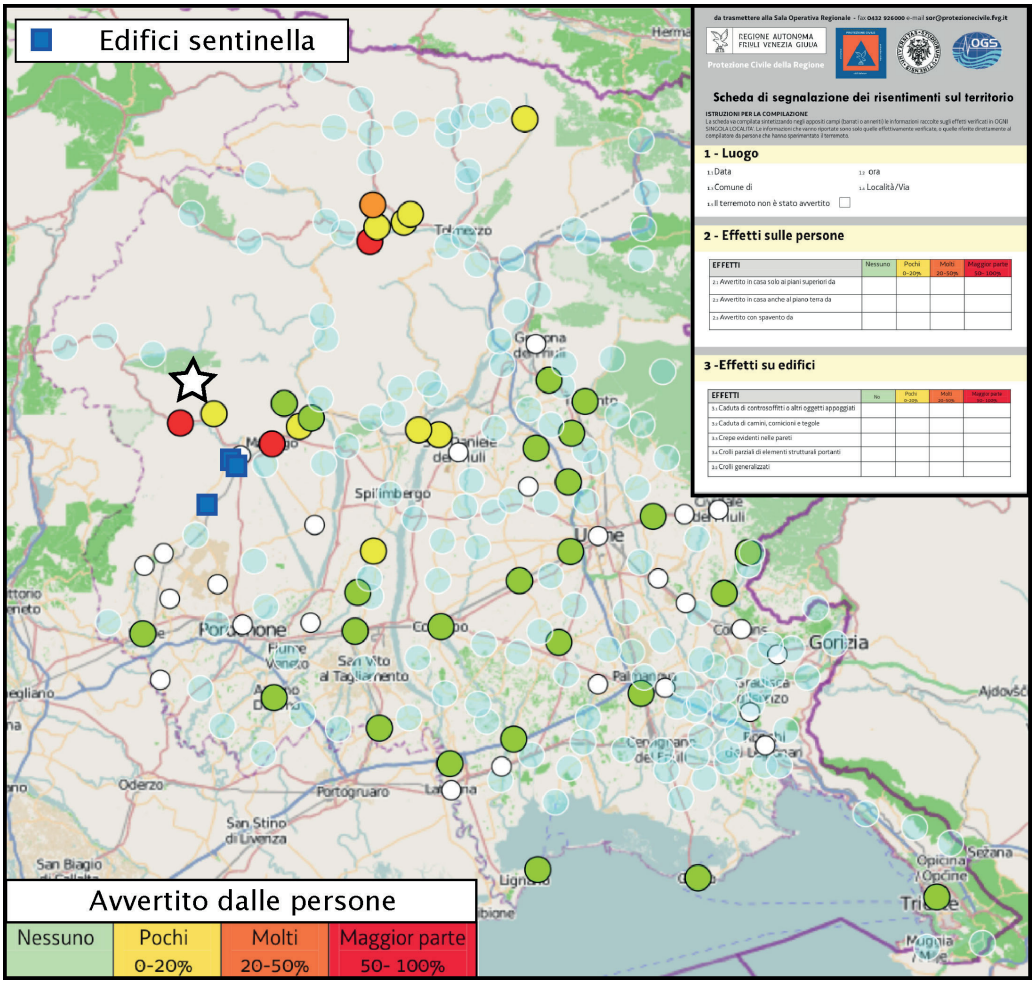


Fig. 1 – Risentimento sul territorio della regione FVG a seguito del terremoto di Ml=3.5 del 24 Agosto 2013 a Barcis (stella bianca) riferito ai singoli capoluoghi comunali (cerchietti colorati) raccolto durante l'esercitazione Nord-Est 2013 (14 Settembre 2013). I cerchietti bianchi si riferiscono a dati di "Schede di segnalazione dei risentimenti sul territorio" (riquadro in alto a destra) compilate in maniera errata e ritenuti non validi. I quadratini blu indicano l'ubicazione degli edifici sentinella.

con la Protezione Civile del Friuli Venezia Giulia. Il questionario è stato concepito in modo da essere semplice e facilmente compilabile dai Volontari di Protezione Civile. La scheda è divisa in due sezioni principali (Tab. 1): la prima descrive i diversi livelli di percezione da parte della popolazione; la seconda invece è dedicata agli effetti sugli edifici. La prima sezione della scheda può essere compilata anche in seguito a terremoti che sono soltanto avvertiti dalla popolazione mentre la seconda parte deve essere compilata solo in occasione di un evento che generi qualche danno agli edifici. L'intero sistema di compilazione e acquisizione delle schede è stato concepito per fornire rapidamente, via Web/Mail/Fax, al sistema di gestione delle emergenze della Protezione Civile FVG, alcuni dati cruciali sull'impatto del terremoto sul territorio permettendo una migliore organizzazione dei primi provvedimenti da adottare ed un migliore coordinamento dei soccorsi. L'operazione di raccolta e trasmissione delle informazioni sugli effetti di un forte terremoto in una località ha l'obiettivo di delimitare nel più breve tempo possibile, in modo diretto e attendibile, l'estensione dell'avvertimento e del possibile danneggiamento leggero e grave. Il volontario ha il compito di verificare sommariamente l'entità (semplicemente distinguendo il danneggiamento leggero da quello grave) e la sua diffusione (se limitata a edilizia monumentale, a pochi edifici o a molti edifici). La delimitazione dell'area del "cratere" è tuttavia perimetrata dall'esterno, mediante le informazioni che giungono dell'area a minore risentimento: è infatti ragionevole ritenere che nelle zone più colpite vi sia minor rapidità di acquisizione e trasferimento di informazione a causa dell' impatto anche fisico e psicologico dei volontari presenti in tali aree.

I dati raccolti attraverso la scheda costituiscono inoltre un utile riscontro nonché uno strumento di verifica e ricalibratura delle proiezioni sul territorio delle fasce di risentimento A, B e C (Sandron *et al*., 2012) emesse contestualmente alla segnalazione Fax/Mail del terremoto. Si ricorda che il sistema Comunale, a seconda della fascia di risentimento in cui si trova inserito (A, B, C), deve reagire in maniera differenziata in collegamento con le procedure dei Piani Comunali di Emergenza. Questo tipo di procedura ha come ulteriore obiettivo quello di tenere viva l'attenzione della popolazione e allenato il sistema Comunale di Protezione Civile alla "tematica terremoto" anche in tempi ordinari nei quali comunque si convive con eventi sismici di bassa magnitudo e generalmente solo "avvertiti" dalla popolazione.

Tab. 1 – Quesiti da compilare relativi agli effetti sulle persone e sugli edifici della scheda di segnalazione preliminare degli effetti del terremoto sul territorio.

EFFETTI SULLE PERSONE	Nessuno	Pochi 0-20%	Molti 20-50%	Maggior parte 50- 100%
Avvertito in casa solo ai piani superiori da				
Avvertito in casa anche al piano terra da				
Avvertito con spavento da				

EFFETTI SU EDIFICI	No	Pochi 0-20%	Molti 20-50%	Maggior parte 50- 100%
Caduta di controsoffitti o altri oggetti appoggiati				
Caduta di camini, cornicioni e tegole				
Crepe evidenti nelle pareti				
Crolli parziali di elementi strutturali portanti				
Crolli generalizzati				

Il giorno 14 settembre 2013, in occasione dell'esercitazione "Sisma NordEst 2013" i gruppi Comunali dei Volontari di Protezione Civile FVG hanno compilato, per la prima volta, il questionario sopra descritto. Ai gruppi Comunali era stato chiesto di compilare la scheda

descrivendo il terremoto di Ml=3.5 che si è verificato nell'area di Barcis (PN) il 24 agosto 2013 (stella bianca in Fig. 1) e che era stato ben avvertito dalla popolazione. La parte di interesse della scheda era quindi semplicemente quella riservata agli effetti sulle persone. Il grado di risentimento attribuito alle singole località (coordinate ISTAT del capoluogo comunale) è mappato in Fig. 1 con dei cerchietti colorati con la stessa scala cromatica riportata sulla scheda. In questa prima sperimentazione non sono stati mappati i riscontri, peraltro pervenuti, relativi a differenti località appartenenti al medesimo territorio comunale.

Inoltre per questa prima prova non è stato possibile fare un'efficace campagna di formazione per i Gruppi Comunali sugli scopi e sulle modalità di compilazione della scheda stessa. In aggiunta la concomitanza dell'esercitazione incentrata sulla simulazione di un terremoto di M=5.8 a Tambre (Veneto) ha generato un po' di confusione circa l'evento su cui focalizzare la compilazione della scheda. Alcuni gruppi Comunali hanno, infatti, travisato e compilato la scheda a loro volta simulando i risentimenti che avrebbero subito se colpiti dal terremoto dell'esercitazione (cerchietti bianchi in Fig. 1).

Il canale principale scelto per la compilazione e l'invio dei dati è stato il Web, tuttavia complici alcuni disguidi informatici legati all'accreditamento, solo pochi comuni (12 globalmente) sono riusciti ad inviare i questionari attraverso questa via, mentre la maggior parte delle schede è stata spedita al centro di coordinamento della PCR-FVG via fax, riproducendo peraltro una reale situazione che si potrebbe verificare durante una crisi sismica.

Complessivamente sono state raccolte 65 schede, di cui 35 sono state considerate valide.

Gli edifici sentinella. L'idea degli edifici sentinella è stata formulata e sviluppata dal gruppo di ricercatori di SPRINT-Lab dell'Università di Udine a partire dalla seguente osservazione: l'individuazione preliminare sul territorio di edifici e strutture che sono stati caratterizzati da un punto di vista della loro risposta sismica, sia con riferimento ai potenziali danni strutturali che non strutturali, opportunamente scelti e distribuiti sul territorio, può costituire un *panel* di "strutture pre-selezionate" che se opportunamente osservate nell'immediato post-evento possono fungere da "rivelatori" del livello di risentimento nei vari siti in cui tali edifici sono ubicati.

Le osservazioni di evidenze di effetti generati dal sisma negli edifici sentinella consentono di effettuare un rapido riscontro quali-quantitativo del raggiungimento/superamento di specifiche soglie di danno e permettono di confermare la veridicità della stima effettuata con i modelli all'atto della definizione delle fasce di risentimento stimato oltre che di ottenere una più dettagliata definizione delle classi di risentimento.

In particolare, tale procedura può portare a delimitare l'area di non danno (fascia A) e di assegnare nell'area a maggiore risentimento (evidenze di danno) fasce B e C il posizionamento del livello B^- B B^+ oppure C^- C C^+. Ciò può determinare la conferma della stima ovvero la correzione di riscontro che determina il passaggio da B a C o da C a B, consentendo al tempo stesso una definizione "più realistica" della perimetrazione del cratere.

Il problema della scelta degli edifici sentinella assume una valenza cruciale. Molto importante in tale scelta è la semplicità del comportamento sismico degli edifici selezionati per una consentire una chiara ed efficace caratterizzazione del legame danno – severità dell'azione sismica al sito. Per poter definire una mappa di riscontro territoriale è necessario che il numero di edifici sentinella sia tale da consentire una adeguata copertura territoriale (per tale motivo edifici pubblici/strategici/rilevanti diffusi sul territorio si prestano ad essere ottimi candidati). Al fine di meglio rappresentare il livello di risentimento al sito, sono da preferirsi unità strutturali di complessi edilizi con tipologie diversificate ubicati in uno stesso sito.

Per questi motivi nell'ambito dell'esercitazione NORDEST, tenuto conto che nel progetto ASSESS molti edifici scolastici sono stati caratterizzati in termini di risposta sismica, si è scelto di utilizzare per la sperimentazione prototipale come edifici sentinella tre edifici scolastici presenti nell'area interessata dall'esercitazione.

Per ogni edificio sentinella è stata realizzata una scheda caratteristica di riscontro (Fig. 2) che oltre a riportare alcuni elementi identificativi e caratteristici dell'edificio, consente di spuntare il riscontro di tre famiglie di effetti osservati: a) le evidenze di danno b) le evidenze di attivazione di effetti comportamentali critici cui l'edifico è predisposto c) gli effetti sugli arredi. La spunta delle evidenze consente automaticamente una loro classificazione strutturata con riferimento agli effetti descritti nella scala di danno EMS98 e agli effetti comportamentali critici definiti nel metodo VISUS (Grimaz *et al.*, 2011) adottato nell'ambito del progetto ASSESS. Mediante un abaco, caratteristico di ogni singolo edificio sentinella, è possibile effettuare l'assegnazione del livello di risentimento direttamente a partire dalle evidenze riscontrate nelle tre famiglie di elementi di indagine. In particolare il giudizio viene formulato con riferimento al danno osservato e viene modulato di fino, attraverso un "effetto attrattore", dalle ulteriori evidenze sugli altri elementi. Il giudizio finale è governato dal limite superiore di danno, cosa che rende l'applicazione della procedura estremamente rapida, se attuata da personale con un minimo di addestramento.

La scheda permette di effettuare dei *check* anche successivi ad *aftershock*, permettendo così di avere riscontro dell'evoluzione del danno durante la sequenza sismica.

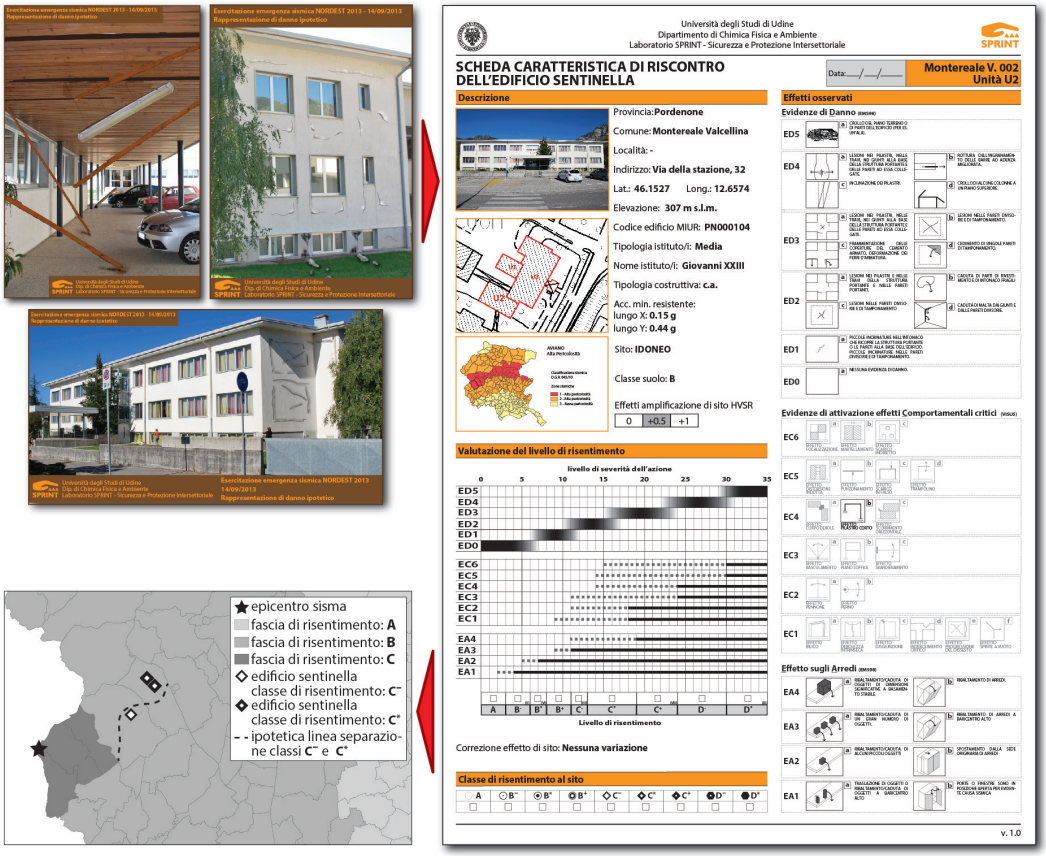


Fig. 2 – Per la valutazione degli edifici sentinella durante l'esercitazione "Sisma NordEst 2013" sono state utilizzate delle foto con degli esempi di ipotesi danno causato dal sisma simulato (in alto a sinistra nella figura). A partire dalle informazioni delle foto è stata compilata la scheda di risconto (a destra nella figura) attraverso la quale poi sono state riconosciute le classi di risentimento da assegnare a ciascun edificio sentinella. Tali informazioni sono state riportate sulla mappa(in basso a sinistra nella figura) per fornire, per i punti analizzati, una stima della classe di risentimento in base ai riscontri rapidi.

Il rapido riconoscimento, comunicazione e decodifica delle evidenze osservate in classi di riscontro A, B^-, B^*, B^+, C^-, C^*, C^+, D^-, D^* permette il diretto confronto con le fasce di risentimento stimate e l'assegnazione ai punti relativi ai vari edifici sentinella di appositi colori/simboli permette l'elaborazione automatica di una "mappa dei riscontri" su una griglia di punti già predefinita, ottenendo così una conferma/aggiustamento della delimitazione delle area con evidenze di danno dalle aree di non danno e la sua modifica in occasione di repliche.

Nel caso specifico dell'esercitazione i riscontri sugli edifici sentinella sono stati effettuati con riferimento a scenari di danno virtuali, mediante la consultazione di fotografie su tablet (Fig. 2).

Le valutazioni condotte hanno l'unità di coordinamento che ha ricevuto le informazioni sulle evidenze di danno a stimare il livello di risentimento al sito integrando e adattando la mappa di risentimento originariamente stimato dall'OGS secondo logiche basate su modelli isotropi di attenuazione dello scuotimento stimato e del relativo risentimento in termini di danno potenziale.

Prime osservazioni sull'applicazione della procedura. Il requisito fondamentale della procedura proposta è sicuramente la rapidità con cui viene messa in atto, ossia il suo contributo ha significato e può essere di grande utilità se attuata entro le prime 3-4 ore dall'evento. Per ottenere tale rapidità è necessario che gli operatori coinvolti possano osservare e raccogliere le informazioni richieste e poi trasferirle alla Sala Operativa in tempo quasi reale, risultato tutt'altro che agevole nelle difficili condizioni ambientali ed emotive che caratterizzano l'immediatezza del post-evento. L'esercitazione "Sisma NordEst" ha permesso di constatare come un componente del Sistema di Protezione Civile che può garantire il suddetto obiettivo è il volontariato organizzato e che può svolgere sempre più un ruolo strategico e funzionale già nell'immediato post-evento, purché inserito in una procedura precodificata e testata. Va però evidenziato che il coinvolgimento di volontari non esperti richiede, in particolare per l'attività basata sugli edifici sentinella, grande attenzione ad altri due requisiti essenziali della procedura, ossia semplicità e sicurezza. È importante che le procedure operative di ispezione mirino primariamente a riconoscere evidenze di danno facilmente identificabili già dall'esterno per evitare problemi di sicurezza ad operatori, come i volontari, che, non essendo esperti di condizioni strutturali non possano autotutelarsi adeguatamente rispetto, ad esempio, a condizioni di grave perdita della capacità portante, crollo incipiente, ecc.. Nelle ispezioni non appare necessario individuare l'estensione del danno ma soltanto il livello massimo raggiunto che, in un legame diretto intensità - danno, sia appunto riconducibile al massimo risentimento al sito dell' edificio. In tal senso, in presenza di evidenze di danno esterno, la compilazione della scheda di riscontro non deve essere effettuata per le parti relative ad elementi interni (es. tramezzature, arredi) sia perché potenzialmente pericolosa ma anche perché superflua rispetto agli obiettivi dell'indagine. Fondamentale, in tal senso, è una scelta attenta degli edifici sentinella selezionando edifici che mostrano un comportamento sismico semplice per poter definire in modo sufficientemente chiaro ed affidabile il legame tra diversi livelli di danno apparente osservabile dall'esterno e intensità in grado di provocarli.

Un altro aspetto da sottolineare è che la procedura proposta non intende sostituire il rilievo macrosismico che si effettua nei giorni successivi all'evento. Pertanto, nella scelta degli edifici sentinella non è necessario considerare se e quanto questi siano rappresentativi delle tipologie costruttive (i.e. classi di vulnerabilità) presenti nel patrimonio edilizio dell'ambito urbano ove sono collocate, aspetto che sarebbe necessario per attribuire l'intensità macrosismica che, come noto, richiede anche una stima della quantità di edifici che hanno subito un certo livello di danno (ad es. *few, many, most* nella EMS98). Al contrario appare importante pre-identificare le condizioni del suolo di fondazione per portare in conto la eventuale presenza ed entità di effetti di sito che potrebbero condizionare la stima della massime intensità risentite. Allo stesso modo l'osservazione delle prestazioni degli edifici sentinella non intende in alcun modo sostituire o anticipare, seppur parzialmente, le ispezioni di agibilità basate sulla scheda AeDES

che hanno finalità ed implicazioni ben diverse rispetto alla salvaguardia delle persone. Tali rilievi vengono svolti nei giorni-settimane immediatamente successivi all'evento adottando una procedura codificata di tipo temporaneo e speditivo ma essenzialmente basata sul giudizio esperto, dunque da affidare a tecnici esperti nel campo dell'ingegneria sismica.

Infine, tra gli sviluppi futuri vanno verificati il raccordo e l'interazione con l'Osservatorio Sismico delle Strutture (OSS) curato dal Dipartimento della Protezione Civile, tra i cui obiettivi c'è quello di "*valutare il danno causato da un terremoto alle strutture monitorate e a quelle ad esse simili che ricadono nell'area colpita, fornendo informazioni utili alla pianificazione delle attività immediatamente dopo un terremoto.*" (www.protezionecivile.gov.it). Attraverso la rete nazionale dell'OSS, il DPC monitora le oscillazioni causate dal terremoto in 133 edifici pubblici (48% scuole, 22% municipi, 12% ospedali, 18% altre tipologie), 7 ponti ed 1 diga. Maggiori dettagli sull'OSS possono essere trovati sul sito del DPC e su (Dolce, 2012).

Conclusioni. Nell'ambito dell'esercitazione "Sisma NordEst" è stata testata per la prima volta la procedura di compilazione delle "Schede di segnalazione dei risentimenti sul territorio" da parte dei volontari dei gruppi comunali di Protezione Civile attivati dalla notifica automatica di evento sismico e secondo la procedura contenuta nei piani comunali di emergenza.

La formazione dei volontari deputati alla compilazione delle schede è un punto fondamentale dell'intero processo. Essi non solo devono essere adeguatamente istruiti per compilare correttamente le schede ma si deve far crescere la coscienza che la compilazione della scheda è un contributo importante per la gestione delle emergenze e va realizzata necessariamente in tempi molto brevi, permettendo attraverso un'immediata mappatura del risentimento, una rappresentazione evolutiva del riscontro da mettere a disposizione on-line al sistema di protezione civile. Si deve far abbandonare al volontario la percezione che le operazioni di intervento fisico sul territorio siano più importanti di una compilazione di tipo desk-job.

I piani di emergenza e le schede di caratterizzazione dovrebbero diventare strumenti per l'addestramento in tempi normali (non di emergenza) e non meri documenti d'intenti.

Gli edifici sentinella se pensati come elementi inseriti nei piani di emergenza comunali permetterebbero di allenarsi in esercitazioni "in bianco" facilitando l'addestramento alla comunicazione rapida attraverso l'uso di valutazioni e linguaggi che seguono schemi e logiche pre-codificati.

Tenuto conto della presenza e capacità del volontariato sono sempre più diffuse e disponibili su tutto il territorio nazionale, e dell'importanza del ruolo e della collaborazione del volontariato con la comunità scientifica (evidenziato nell'Accordo di collaborazione ReLUIS-ANPAS che prevede lo svolgimento di attività comuni nel campo della mitigazione del rischio sismico e della pianificazione e gestione di emergenze sismiche con particolare riferimento alla valorizzazione del volontariato nel sistema nazionale di Protezione Civile) si ravvisano i presupposti per una esportabilità della procedura anche in altre aree territoriali.

Riconoscimenti. Si ringrazia la Protezione civile della Regione Friuli Venezia Giulia per aver consentito la sperimentazione nell'ambito dell'esercitazione "Sisma NordEst", Zorzini F. e Barazza F., per il contributo dato nel corso dell'esercitazione nonché L. Chiauzzi per gli utili confronti in fase di pianificazione dell'esercitazione.

Bibliografia

Comisso M.; 2013. Criteri per la definizione della configurazione funzionale di risposta all'emergenza sismica a livello urbano: Il caso di Cividale del Friuli. Dipartimento di Ingegneria Civile e Architettura, Università degli Studi di Udine. Relatore: Grimaz S. Correlatore: Di Bernardo F.; A.A.: 2011-2012.

Dolce M.; 2012: Qui DPC, Progettazione Sismica, IUSS Press, n. 1/2012.

Grimaz S., Barazza F., Malisan P. and Moretti A.; 2011: Riconoscimento delle evidenze di criticità comportamentale degli edifici in caso di terremoto attraverso ispezioni visive. Il Metodo VISUS. In: Proceedings XIV Convegno ANIDIS L'ingegneria sismica in Italia. Bari, 18-22 settembre.

Grimaz S., Slejko D., Cucchi F., Barazza F., Biolchi S., Del Pin E., Franceschinis R., Garcia J., Gattesco N., Malisan P., Moretti A., Pipan M., Prizzon S., Rebez A., Santulin M., Zini L. and Zorzini F.; 2012a: The ASSESS project: an example of a holistic multi-level study for seismic risk reduction. In: Atti del 31° Convegno Nazionale GNGTS. Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio. p. 302-308, ISBN: 978-88-902101-2-9, Potenza, 20-22 novembre 2012.

Grimaz S., Cucchi F., Slejko D., Gattesco N., Pipan M., Barazza F., Biolchi S., Franceschinis R., Garcia J., Malisan P., Moretti A., Prizzon S., Rebeza A., Santulin M., Zini L.and Zorzini F.; 2012b: Il progetto ASSESS (Analisi degli scenari sismici degli edifici scolastici per la definizione delle priorità di intervento per la riduzione del rischio sismico): un esempio di stima del rischio sismico esportabile ad altre realtà nazionali. GEOITALIA, vol. 39, p. 27-35, ISSN: 1724-4285.

Priolo, E., C. Barnaba, P. Bernardi, G. Bernardis, P. L. Bragato, G. Bressan, M. Candido, E. Cazzador, P. Di Bartolomeo, G. Durì, S. Gentili, A. Govoni, P. Klinc, S. Kravanja, G. Laurenzano, L. Lovisa, P. Marotta, F. Ponton, A. Restivo, M. Romanelli, A. Snidarcig, S. Urban, A. Vuan, and D. Zuliani (2005). Seismic monitoring in north-eastern Italy: A ten-year experience. Seismol. Res. Lett. 76, 446–454.

Sandron D., Bragato P.L., Di Bernardo F., Di Narda N, Giordani D., Grimaz S., Miorin F., Pesaresi D., Primiero A., Rebez A. and Trocca C.; 2012: Civil protection municipal emergency plans: earthquake procedures in the frame of the Regional plan of emergencies in Friuli Venezia Giulia. In: Atti del 31° Convegno Nazionale GNGTS. Potenza, 20-22 Novembre 2012. p. 371-378, ISBN: 978-88-902101-2-9, Potenza, 20-22 Novembre 2012.

Slejko D., Grimaz S., Cucchi F., Gattesco N., Pipan M., Barazza F., Biolchi S., Franceschinis R., Garcia J., Malisan P., Moretti A., Prizzon S., Rebez A., Santulin M., Zini L. and Zorzini F.; 2012: Seismic risk of schools at a regional scale: the ASSESS project. In: SISMOS 2012, por una gestión stratégica de riesgos de desasters. Paper C1, Santiago de Cuba: Universitad de Oriente, ISBN: 978-959-207-449-1, Santiago de Cuba, 8-11 May 2012.

SHORTCOMINGS OF THE CURRENT ASSESSMENT OF SEISMIC HAZARD: EXAMPLES FROM SOME ITALIAN REGIONS

M. Viti[1], D. Babbucci[1], M. Baglione[2], N. Cenni[3], V. D'Intinosante[2], E. Mantovani[1], L. Martelli[4], C. Tamburelli[1]

[1] Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università di Siena, Italy
[2] Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica, Regione Toscana, Italy
[3] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, Italy
[4] Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Italy

1. Introduction. It is well known that, both in Italy and in the rest of the world, the assessment of seismic hazard is currently carried out by probabilistic approaches, indicated as Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA). Such procedure, implemented over the last four decades, estimates the parameters of ground motion, as the Peak Ground Acceleration (PGA). This methodology takes into account the frequency of seismic events occurring at the seismogenic sources recognized in the study area, as deduced from seismic history. Moreover, the effects caused by each shock are estimated by empirical relationships, describing the attenuation of ground motion with the distance from the hypocenter to the site of interest.

The consequences of the destructive earthquakes occurred worldwide in the last decade have cast doubts about the reliability of the above methodology, also inducing some authors to suggest a substantial revision of the probabilistic approach, in order to achieve a more realistic estimate of seismic hazard (e.g., Stein *et al.*, 2012 and references therein). Taking into account the above suggestion, this study is aimed at focusing the main shortcomings of the PSHA, with particular attention to the assessment of seismic hazard in four administrative regions of central-northern Italy (Emilia-Romagna, Toscana, Umbria and Marche).

Description of the PSHA. The PSHA develops by four distinct, consecutive phases (e.g., Cornell, 1968; McGuire, 1978; Algermissen e Perkins, 1976; Reiter, 1990; Frankel *et al.*, 2000). In the first phase, it is assumed that the seismicity of the study area is generated by some seismic sources, usually schematized by polygons including recognized (or presumed) active fault systems. For the Italian region, the previous ZS4 seismic zoning (Meletti *et al.*, 2000) has been replaced by the ZS9 model, formed by 36 major seismogenic zones (Meletti *et al.*, 2008).

In the second phase, a set of parameters characterising the seismic activity, as e.g. the maximum expected magnitude M_{max}, is assigned to each of the above zones. Moreover, for each value of magnitude, from the damage threshold to M_{max}, the number of earthquakes expected in a given time interval is computed. Indeed, the so-called "seismic scenario" is represented by

magnitude, epicentral location and average annual rate of occurrence (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). In this regard, it is usually assumed that the evolution of seismic activity is a Poisson process, characterized by complete independence among seismic sources (e.g., Stucchi *et al.*, 2011).

In order to estimate the consequences of the various "seismic scenarios" in the sites of interest, the third phase of PSHA concerns the definition of a suitable ground motion model. It is usually represented by a set of empirical relationships between the earthquake magnitude, hypocentral distance and parameters of ground shaking such as the PGA (e.g., Ambraseys *et al.*, 1996; Sabetta e Pugliese, 1996).

In the fourth and last phase, the amplitude of ground motion is computed for all possible "seismic scenarios" related to the various sources of the adopted seismogenic model. This elaboration is performed by using specific resources**,** as the SeisRisk III code (Bender e Perkins, 1987 and further developments). The results obtained are the so-called "hazard functions", from which the seismic hazard maps are then obtained. Such maps report the ground motion expected within a given time interval in each point of the study area, with a given exceedence probability. A number of maps can be obtained by the procedure, in relation to different probability values (e.g., 81%, 63%, 50%, 39%, 30%, 22%, 10%, 5% e 2%) and different time intervals (e.g., 30 or 50 years, Gruppo di lavoro MPS, 2004). Moreover, the estimated ground motion parameter may be the PGA or the spectral acceleration, which defines the response of the soil-building system at different natural period of oscillation (e.g., 0.1, 0.15, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1.0, 1.5 e 2.0 seconds, Gruppo di lavoro MPS, 2004). However, it should be noted that current Italian regulations about seismic classification (e.g., Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Ordinanza PCM/3519, 2006) require the map of PGA values expected in 50 year for a 10% exceedence probability. Furthermore, the PSHA may provide hazard maps in term of expected macroseismic intensity, usually in the scale Mercalli-Cancani-Sieberg or MCS (e.g., Gomez Capera *et al.*, 2010). This last kind of elaboration will be discussed later**,** in relation to the probabilistic estimates proposed for central-northern Italy.

Main problems of the PSHA. An outstanding problem of the PSHA is the reliability of the hypotheses underlying this kind of approach. For instance, seismic activity is considered a steady-state process. This implies that the knowledge of past earthquakes may be used to predict some aspects of the future evolution of the seismicity. However, earthquake catalogues are reliable and satisfactorily complete for short time intervals only (the last centuries at most, e.g., Gruppo di Lavoro MPS, 2004). Of course, such intervals are much shorter than the periods in which seismogenic fault systems have developed in the study area (of the order of a million years). Moreover, several investigations (e.g., Castanos e Lomnitz, 2000; Stein *et al.*, 2013 and references therein) point out that concepts often involved in the probabilistic hazard assessments, such as "seismic cycle", "characteristic earthquake" and "seismic gap", can not easily be applied to the interpretation of the real seismic activity. Finally, there is a growing awareness that seismogenic faults may have long-term and long-range interactions, in contrast with the hypothesis of complete independence of seismic sources (e.g., Scholz e Gupta, 2000; Lou e Liu, 2010, Mantovani *et al.*, 2012a,b, 2013; Viti *et al.*, 2012, 2013).

Another major problem is testing the predictions provided by PSHA. Indeed, a rigorous verification of hazard maps would require many records of strong motion in a very long time interval, i.e. several consecutive periods of 50 years (Meletti *et al.*, 2012; Frankel, 2013). A preliminary analysis has revealed a considerable discrepancy between the strong motion values, recorded at various Italian accelerometric stations in the period 1975-2005, and the PGA values predicted in the same sites by the PSHA (Albarello and D'Amico, 2008). In particular, the probabilistic assessment has underestimated the level of seismic shacking in 19 out the 68 accelerometric sites considered.

Several authors (e.g., Reyners, 2011; Stein *et al.*, 2012) have shown that the PSHA estimates performed at the end of the last century have not adequately predicted the ground motion

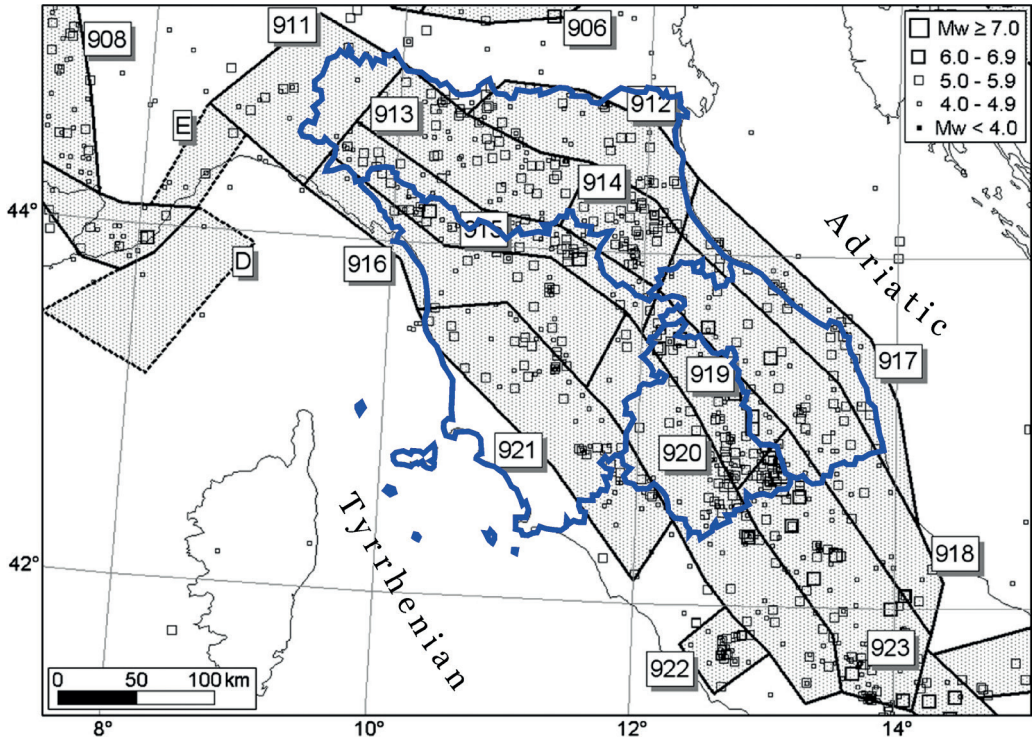


Fig. 1 – Seismogenic zones of northern and central Italy, as defined by the ZS9 seismic zone model which has been adopted to compute seismic hazard by the PSHA approach (Gruppo di Lavoro MPS, 2004). The regional borders of Emilia-Romagna, Toscana, Umbria and Marche are shown in blue. Squares indicate the epicenters of shallow earthquakes (modified after Meletti *et al.*, 2008).

produced by the destructive earthquakes occurred in the last decade. Strong shocks have hit zones where the expected shacking was relatively low (e.g., 2003, Algeria and 2004, Morocco). Moreover, hazard maps elaborated after strong shocks often show a considerably higher hazard with respect to the maps drawn before the shock (e.g., 2010, Haiti). For the 2010 and 2011 earthquakes in the South Island of New Zealand, the observed ground motion (PGA up to 2.2 g) largely exceeded the values predicted by PSHA maps. Finally, the 2011 Tohoku (Japan) earthquake hit a zones that in the official seismic hazard map was not indicated as particularly risky (e.g., with respect to the Tokai zone located southwest of Tokyo metropolitan area).

The PSHA approach implies the use of modelled seismic sources, defined in terms of location, geometry and maximum expected magnitude. However, for areas such as the Italian region most of available data on seismic history are represented by macroseismic (not instrumental) information. This fact may explain the discrepancies between hazard maps, expressed in term of expected MCS intensity, elaborated by different methodologies (PSHA and site approach, e.g., Gomez Capera *et al.*, 2010 and references therein).

As discussed above, the PSHA is based on a series of operative steps, each needing a number of choices about model parameters. This implies the intervention of an operator, whose personal knowledge and belief may significantly affect the final result. Indeed, elaborations independently carried out by distinct research groups may predict very different levels of ground shaking for the same site (e.g., Stucchi *et al.*, 2011; Stein *et al.*, 2012).

The ground motion predicted by probabilistic hazard maps refers to the behaviour of stiff soil or hard rock. However, it well known that local structural, stratigraphic and topographic features (detectable by accurate geological and geophysical survey only) may considerable affect the amplitude of seismic shacking. As occurred for the 2009, L'Aquila and 2012, Emilian

earthquakes, the probabilistic expected PGA may well be smaller than the recorded ground motion, due to significant site effects (e.g., Celebi *et al.*, 2010; Meletti *et al.*, 2012).

As discussed earlier, the first phase of PSHA is the definition of a set of seismogenic zones where past and future seismicity does occur. For the Italian region, the rather detailed ZS4 model (80 zones) has been replaced by the much simpler ZS9 model (36 zone only). This choice has favoured the statistical analysis, since in average each new, larger zone includes more earthquakes. On the other hand, the new seismic zoning is less realistic with respect to the seismotectonics of Italy. For instance, the Apennine chain is currently subdivided in few, very long belts (as shown in figure 1 for the central and northern Apennines), which heavily affect the resulting hazard estimates. However, the distribution of historical seismicity (Fig. 1) shows that the real seismic sources are not uniformly distributed within the adopted seismogenic zones (Mantovani *et al.*, 2011, 2012a, 2013). Thus, the seismic classification of the communes of the administrative regions located in the northern Apennines (Emilia-Romagna, Toscana, Umbria and Marche) are significantly affected by the above problems, since the classification is based by law on the PGA level predicted by PSHA (Ordinanza PCM/3519, 2006).

Shortcomings of the PSHA for some Italian regions. The problems discussed in the previous section are better focused when specific sectors of the Italian region are considered. Moreover, the discrepancies between the results provided by PSHA and the information coming from seismic history become more evident when the probabilistic assessment is given in terms of maximum expected macroseimic intensity (Imax, Gomez Capera *et al.*, 2010 and references therein).

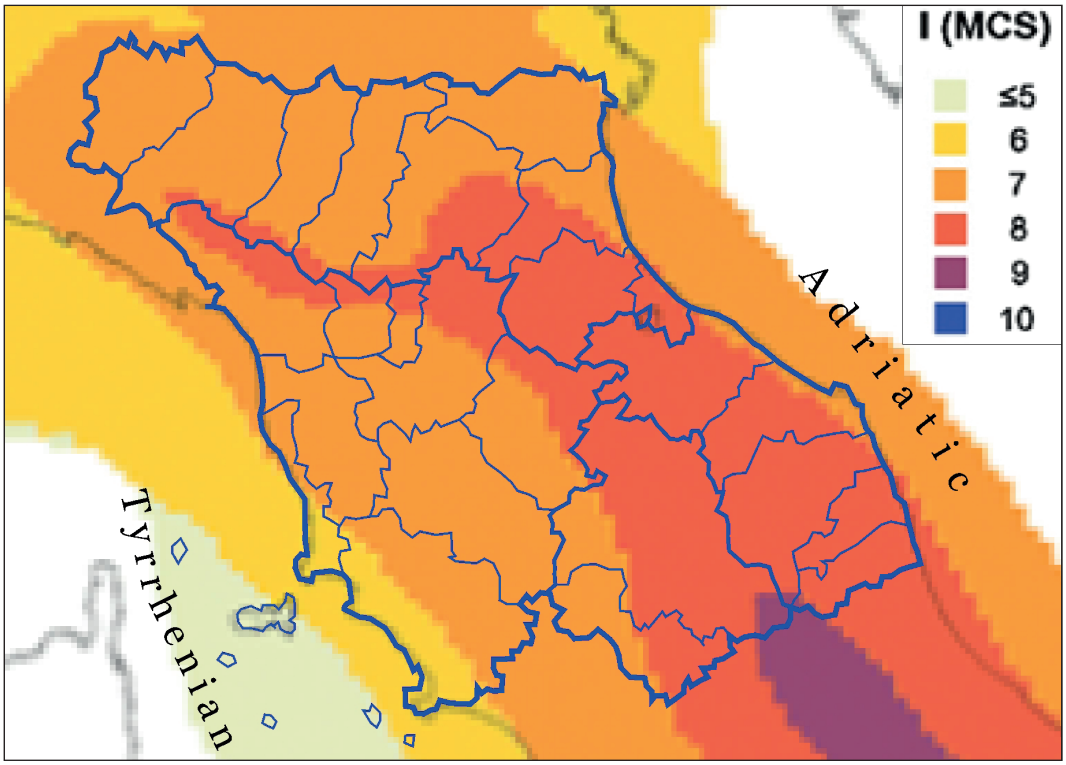


Fig. 2 – Detail of the seismic hazard map obtained from PSHA, related to the four Italian region here considered (Emilia-Romagna, Toscana, Umbria and Marche). The map shows the maximum value expected for the Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) macroseismic intensity, which has a 10% exceedence probability within the next 50 years (modified after Gomez Capera *et al.*, 2010). Regional and provincial borders are indicated by thick and thin blue lines, respectively.

The maximum intensity estimate by PSHA for the Emilia-Romagna, Toscana, Umbria and Marche Regions (Fig. 2) shows that exceeding 8° MCS in the next decades will be unlikely. This is at variance with information about past earthquakes, which suggests Imax has repeatedly reached 10° MCS in several areas of the above regions (e.g., Locati *et al.*, 2011). The discrepancy is due to the fact that the probability of next shocks producing an intensity exceeding the 8°MCS is considered low, because past similar events has been relatively rare. In other words, very damaging shocks would be characterized by a very long seismic cycle. However, this assumption does not take into account the shortness of the seismic catalogues and the fact that we do not known when a seismic cycle started for each major seismic source. Furthermore, the reliability of the seismic cycle approach is challenged by the interaction of seismic sources, which implies a reorganization of stress and strain regimes after major shocks (e.g., Viti et alii, 2012, 2013).

As suggested above, the distribution of expected Imax (Fig. 2) is clearly controlled by the geometry of the adopted seismogenic zoning, in particular by the zones 915 and 919 of ZS9 model (Fig. 1). For Emilia-Romagna, the Imax expected in the Piacentino, Parmense and Reggiano (Fig. 2) are scarcely affected by the strong earthquakes occurred in AD 1117, whose importance has recently been highlighted by Mantovani *et al.* (2013). As discussed above, the PSHA assumes a very low probability that an event similar to the 1117 shock will occur in the next 50 years. For Tuscany, the zone with the largest expected Imax covers without interruptions the main Apennine watershed (Fig. 2). This not agrees with the spatial distribution of past earthquakes. Indeed, the seismicity of intramontane basins such as Lunigiana-Garfagnana, Mugello ed Upper Tiber Valley is far stronger than that of nearby zones, such as the Pistoiese Apennine and Casentino basins (e.g., Mantovani *et al.*, 2011, 2012a, 2013). Furthermore, the probabilistic map predicts an uniform value (7° MCS) for most of Tuscany, out of the above-mentioned watershed strip and part of the Tyrrhenian coast (6° MCS). This result apparently neglects the role of important seismic sources located in western Tuscany, such as the Florentine Chianti hills, Middle Valdarno, Leighorn-Pisan hills and the Amiata Mt., where strong earthquakes were recorded in the past (Mantovani *et al.*, 2011, 2012a, 2013). Similar shortcomings also affect both Marche and Umbria. The Imax predicted by PSHA for most of such regions is 8°MCS (Fig. 2), whereas the past and recent seismic history suggests that much higher seismic damage may be observed (e.g., Locati *et al.*, 2011). For instance, the recorded macroseismic intensity was 9° MCS for the 1997, Colfiorito event and presumably reached 10° MCS for the 1751, Gualdo Tadino and 1781, Cagli earthquakes.

Conclusions. The probabilistic procedure currently adopted to estimate seismic hazard is affected by several shortcomings, concerning both the main assumptions underlying the procedure and its application to specific zones. The effects of the destructive earthquakes occurred in the last decade in Italy and in the rest of the world have pointed out many of the flaws of PSHA. The analysis of the estimate of macroseismic intensity, provided by the probabilistic procedure for four Italian regions, suggests that the maximum intensity values expected from the next strong shocks may be considerably underestimated. Moreover, several local features of the distribution of maximum intensity values (as deduced from macroseismic databases) are neglected in the probabilistic seismic hazard map. This fact casts doubt on the possibility that Italian public bodies (such as Regioni, Province and Comuni) can reliably use PSHA results in order to manage seismic risk.

References

Albarello D., D'Amico V.; 2008: *Testing probabilistic seismic hazard estimates by comparison with observations: an example in Italy*. Geophys. J. Int., **175**, 1088-1094.

Algermissen S.T., Perkins D.M.; 1976: *A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States*. U.S. Geological Survey Open-File Report **76-416**.

Ambraseys, N.N., Simpson K.A., Bommer J.J., 1996; *Prediction of horizontal response spectra in Europe*, Earthq. Eng. Struct. D., **25**, 371-400.

Bender B., Perkins D.M.; 1987: *SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geological Survey Bulletin, **1772**, pagg. 48.

Castanos H., Lomnitz C.; 2002: PSHA: is it science? *Engineering Geology*, **66**, 315-317.

Celebi M., Bazzurro P., Chiaraluce L., Clemente P., Decanini L., De Sortis A., Ellsworth W., Gorini A., Kalkan E., Marcucci S., Milana G., Mollaioli F., Oliveri M., Paolucci R., Rinaldis D., Rovelli A., Sabetta F., Stephens C.; 2010: *Recorded motion of the 6 April 2009 MW 6.3 L'Aquila, Italy, earthquake and implications for building structural damage: overview.* Earthquake Spectra, **26**, 651-684.

Cornell C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. America, **58**, 1583-1606.

Frankel A. *et al.*; 2000: *USGS national seismic hazard maps*. Earthquake Spectra, **16**, 1-20.

Frankel, A.; 2013: *Comment to "Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it", by S. Stein, R.J. Geller, and M. Liu*. Tectonophysics, **592**, 200-206.

Gomez Capera A.A., D'Amico V., Meletti C., Rovida A., Albarello D.; 2010: *Seismic hazard assessment in terms of macroseismic intensity in Italy: a critical analysis from the comparison of different computational procedures.* Bull. Seism. Soc. America, **100**, 1614-1631.

Gruppo di Lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003.* Rapporto conclusivo per il Dip.to della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, 65 pp. + 5 appendici (http://zonesismiche.mi.ingv.it/).

Locati M., Camassi R., Stucchi M. (a cura di); 2011: *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna (http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11).

Luo, G., Liu, M.; 2010: *Stress evolution and fault interactions in eastern Tibet: implications for the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake.* Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2009.12.019.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2011: *Sismotettonica dell'Appennino Settentrionale. Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 88 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P.; 2012a: *Potenzialità sismica della Toscana e definizione di criteri per interventi di prevenzione*. Regione Toscana, Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, pagg. 140 (www.regione.toscana.it).

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Vannucchi A.; 2012b: *Middle-term prediction of earthquakes in Italy: some remarks on empirical and deterministic approaches*. Boll. Geof. Teor. Appl., **53**, 89-111.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A., Falciani F., Fianchisti G., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., L.Martelli, P.Baldi, M.Bacchetti, 2013. *Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Centro Stampa - Regione Emilia-Romagna, pagg. 168 (www.regione.toscana.it).

McGuire R.K.; 1978: *FRISK: Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake sources.* U. S. Geol. Surv. Open File Report, **78-1007**, pagg. 71.

Meletti C., Patacca E., Scandone P.; 2000: *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. Pure Appl. Geophys.*, **157**, 11-35.

Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E.; 2008: *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory.*Tectonophysics, **450**, 85-108.

Meletti C., D'Amico V., Ameri G., Rovida A., Stucchi M.; 2012: *Seismic hazard in the Po Plain and the 2012 Emilia earthquakes.* Ann. Geophysics, **55**, 623-629.

Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28/4/2006. *Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone.* Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, Serie Generale, Anno 147°, N. 108, pagg. 11-14.

Reiter L.; 1990: *Earthquake hazard analysis-issues and insights*. New York, Columbia University Press, pagg. 254.

Reyners M.; 2011: *Lessons from the Destructive M_W 6.3 Christchurch, New Zealand, Earthquake.* Seism. Res. Letters, **82**, 1-4.

Sabetta F., Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationary ground motion.* Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 337-352.

Scholz C.H., Gupta A.; 2000: *Fault interactions and seismic hazard.* J. Geodynamics, **29**, 459-467.

Stein S., Geller R.J., Liu M.; 2012: *Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it.* Tectonophysics, **562-563**, 1-25.

Stein S., Geller R.J., Liu M.; 2013: *Reply to comment by Arthur Frankel on "Why Earthquake Hazard Maps Often Fail and What to do About It".* Tectonophysics, **592**, 207-209.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M., Boschi E.; 2011; *Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code.* Bull. Seismol. Soc. Am., **101**, 1885-1911.

Viti M., Mantovani E., Cenni N.,Vannucchi A..; 2012: *Post-seismic relaxation: An example of earthquake triggering in the Apennine belt (1915-1920).* J. Geodynamics, **61**, 57-67, http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.07.002.

Viti M., Mantovani E., Cenni N., Vannucchi A.; 2013: *Interaction of seismic sources in the Apennine belt.* J. Phys. Chem. Earth, **63**, 25.35, http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.005.x

IN LINE HVSR MEASURE FOR MICROZONATION STUDY

M. Compagnoni, M. Lualdi, F. Pergalani, G. Saccà
DICA - Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano, Italy

Introduction. In the evaluation of the local seismic hazard and risk, the geological and geophysical studies are fundamental to carry out activities of prevention and reconstruction (Seed and Idriss, 1969; Seed *et al.*, 1988; Kramer, 1996), especially in Italy (Word Institute for Disaster Risk Management, 2004), where the hazard is usually connected to high building (Valente, 2012, 2013) vulnerability and high historic values of the urban centers. The aim of seismic microzonation study is the evaluation of the expected local seismic hazard, related to the geological and geomorphological characteristics of the subsoil (Bard and Bouchon, 1985; Bard and Gabriel, 1986; Jibson, 1993; Ashford and Sitar, 1994; Duncan, 1996; Pitilakis *et al.*, 1999; Ansal and Tonuk, 2007; Mandrescu *et al.*, 2007). These multidisciplinary studies can be performed with different levels of detail, in function of the objectives (TC4-ISSMGE, 1999; Mohanty *et al.*, 2007).

The Italian Guidelines for the Seismic Microzonation (ICMS) (GdL MS, 2008) prescribes three approach levels: the Level 1 (L1) (qualitative approach) is dedicated to map the areas that can produce amplification and/or instability phenomena. The Level 2 (L2) (semi-quantitative approach) consist in the definition of the expected amplification factors by abacuses, starting from the definition of soils thickness and the equivalent average share waves velocity. The Level 3 (L3) (quantitative approach) requires a quantitative evaluation of the amplification and instability phenomena through numerical and experimental analyses. L1 is a prerequisite to carry through the successive levels. This cognitive framework necessary to obtain this level is based on pre-existing data collection: geological, geomorphological, geotechnical and geophysical data and some new surveys compatible with a low financial plan available for this step. This level allows to delimit qualitatively the seismic homogenous areas, defined as zones with similar stratigraphy, lithology and morphology, that can produce similar seismic surface effects during an earthquake. The synthesis of all available data allows to create different maps: the surveys one, the geolithotecnic correlated to geo-lithotechnic section and the seismic homogeneous areas map (MOPS). The MOPS can be used for urban planning, but provides also an important information for emergency planning (e.g. damage scenarios, taking into account the local geological and morphological condition) and for project design. In Piemonte Region, north Italy, we conducted the L1 studies in 4 municipalities. The aim of the paper is to describe the choices about the use of HVSR compatible with the low financial plan, to integrate the pre-existent data.

HVSR. The HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) technique popularized by Nakamura (1989), based on the spectral analysis of the noise recordings, has been widely used in the past years for seismic microzonation and site effect studies in sedimentary basins.

In this framework, the HVSR technique was chosen because: it is not invasive, it is very fast and applicable almost everywhere unlike other seismic method. Assuming to investigate soft deposit above a base seismic bedrock it is possible to establish a relationship between the thickness of the soft layer h, the shear wave velocity (V_S) and fundamental resonance frequency f of the site through the formula (Lanzo and Silvestri, 1999):

$$f = V_S /(4 \cdot h) \qquad (1)$$

Through the f_0 value defined by the HVSR survey it is possible to estimate the thickness h or the shear wave velocity of the soft layer. The HVSR technique has been validated with both simulation and earthquake recordings (e.g. Lermo and Chàvez-Garcìa, 1993; Konno and Ohmachi, 1998). It has been tested in different studies (e.g Ibs-von Seht and Wohlenberg 1999; Delgado *et al.*, 2000a, 2000b; Parolai *et al.*, 2002; Gosar and Lenart, 2010; Benjumea *et al.*, 2011) as a fast and efficient way to obtain bedrock geometry. It is not allow to evaluate correctly the real amplitude of the seismic motion (e.g. Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006; Haghshenas *et*

al., 2008; Bindi *et al*., 2009; Albarello and Lunedei, 2010). The use of the HVSR method as an exploration tool presents some typical limitations: where the ratio of the acoustic impedance among the explored soils is minor than 2 or where seismic noise around the point of measure is relevant is difficult to determine the f0 (SESAME European research project, 2004; Chatelain *et al*., 2008, Guillier *et al*., 2008). Furthermore, it is not possible to discriminate if the peak value obtained from the curve HVSR is due to the contact of the soft deposit with the seismic bedrock or with others layers with a high impedance contrast (e.g. ≥2). In order to overcome the HVSR uncertainties we proposed and tested a field methodology compatible whit the limited available budget of the L1 studies. We explored the benefits to make the HVSR measurement in-line to correlate the results of those.

Geological features. The 4 investigated municipalities were: Perosa Argentina, Pinerolo, Sant'Antonino di Susa and Torre Pellice, located in Piemonte, northern Italy. In the following the main geological characteristics of the sites, due to the pre-existent investigations, as geophysical tests MASW, SEV, DH, penetrometric tests, bore-holes, etc. are presented.

Perosa Argentina is characterized by the presence of:

- gravel and sand with thickness among 10 and 80 m, the geotechnical parameters are: unit weight equal to 19-20 kN/mc, frictional angle equal to 35°-40° and cohesion equal to 0-5 kPa, the average value of the Vs is 350 m/s;
- gravel with unit weight equal to 17-20 kN/mc, frictional angle equal to 30°-40° and cohesion equal to 0 kPa;
- silt and clay;
- the geological bedrock is, in the study area, marginally outcropping.

The main geomorphological aspects are the presence of alluvial fans, slope debris, fluvial edges high between 10-20 m, a ridge and a man-made deposit.

Pinerolo is characterized by the presence of:

- gravel and sand with thickness among 10 and 60 m, the geotechnical parameters are: unit weight equal to 19-20 kN/mc, frictional angle equal to 40°-42° and cohesion equal to 0 kPa, the average value of Vs is 400-500 m/s;
- silt and sand with unit weight equal to 18-19 kN/mc, frictional angle equal to 38°-40° and cohesion equal to 0-10 kPa;
- the geological bedrock is, in the study area, marginally outcropping.

The main geomorphological aspects are the presence of alluvial fans, fluvial edges and morphological scarps high among 10-20 m, the ridges, some landslides and a man-made deposit.

Sant'Antonino di Susa is characterized by the presence of:

- gravel and sand with thickness higher than 30 m, the average value of the standard penetration test is higher than 15 and the average value of the Vs is 250 m/s in the first 10 m and 400 m/s among 10-30 m;
- sand and silt with thickness higher than 30 m, the average value of the standard penetration test is lower than 10 and the average value of the Vs is 250 m/s in the first 5 m, 350 m/s among 5-30 m and 400 m/s among 30-40 m
- the geological bedrock is, in the study area, marginally outcropping.

The main geomorphological aspects are the presence of alluvial fans and slope debris.

Torre Pellice is characterized by the presence of:

- alluvial deposit consisting of gravel and sand with thickness among 10 and 40 m, the geotechnical parameters are: unit weight equal to 19-20 kN/mc, frictional angle equal to 35°-40° and cohesion equal to 0-5 kPa, the average value of the Vs is 350-400 m/s;
- ancient slope debris consisting of gravel and sand with unit weight equal to 17-19 kN/mc, frictional angle equal to 25°-35° and cohesion equal to 0-5 kPa;
- the geological bedrock is, in the study area, marginally outcropping.

The main geomorphological aspects are the presence of alluvial fans, slope debris, fluvial edges high among 10-20 m and a ridge.

The available data required to make some of HVSR tests in all the studied municipalities. Particularly, we identified: 4 measuring points in Perosa Argentina, 7 points in Pinerolo, 4 points in Sant'Antonino di Susa and 4 points in Torre Pellice.

Surveys. It was utilized the tri-directional high sensitivity seismometer Veloget 3D 1 Hz coupled with the Geode of Geometrics with 0.6 Hz minimal possible recording frequency to make the surveys. The sampling frequency of the signal was set to 125 Hz. Every measuring point was georeferred using a GPS (Garmin Etrex Vista). The seismometer was placed on the ground with particularly attention to the coupling. To ensure statistical reliability of the data, for each point the recorded time interval for each acquisition was among minimum of 18 minutes to a maximum of 46 minutes. The open source software Geopsy was applied (http://www.geopsy.org/) to process the data and define the fundamental frequency of the site. In the study area within the municipalities of Perosa Argentina, Pinerolo, Sant'Antonino di Susa, Torre Pellice, were executed HVSR noise measurement to determine the resonance frequency of the site.

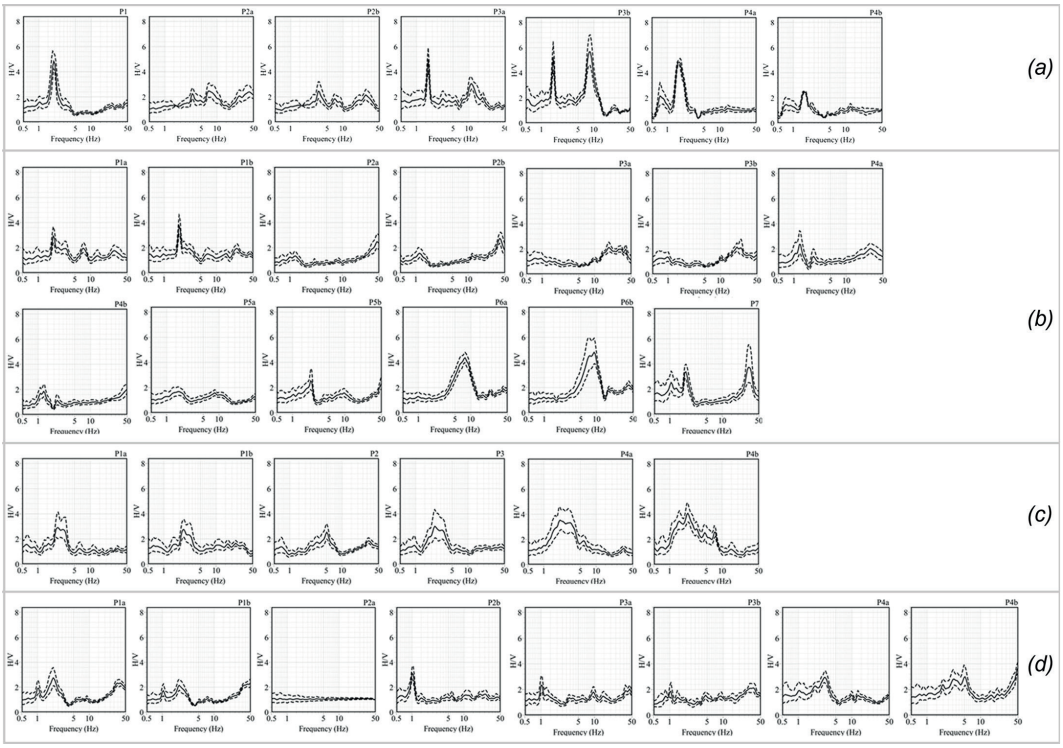


Fig. 1 – HVSR curves obtained in: (a) Perosa Argentina, (b) Pinerolo, (c) Sant'Antonino di Susa, (d) Torre Pellice.

In the municipality of Perosa Argentina the surveys were performed in four location. For all the measuring points (except P1) two recordings were carried out. In Fig. 1 all the HVSR curves acquired in Perosa Argentina show one or more clear peak frequency. P2a-P2b identified peaks due to contact of two layers with different acoustic impedance about 3-4 Hz and 8-9 Hz. P3a and P3b about 9-10 Hz. P1, P3a-P3b and P4a-P4b show a frequency peak between 1.5-2 Hz that is not reliable because the peaks are not due to stratigraphic resonance phenomena, but probably by some sources as an electromagnetic or human activities, that affect the quality of the results. In the municipality of Pinerolo the surveys were performed in seven locations. For

all the measuring points (except P7) two recordings were carried out. The curves P1b, P6a and P6b exhibit a clear peak about 7.5-8.5 Hz that is due to stratigraphic resonance phenomena. P1a-P1b, P5a-P5b and P7 show a peak around 1.5-2.5 Hz probably due to a variation of impedance contrast. Instead the surveys performed in P2a-P2b and P3a-P3b reveal flat curves that do not identify any clear impedance contrast. In the municipality of Sant'Antonino di Susa the surveys were performed in four locations. In two of them (P1, P4) was carried out one survey more than the other. All HVSR identified a peak due to a high impedance contrast between two layers. In the measuring point P1a-P1b, P3 and P4a-P4b the frequency detected is about 2-2.5 Hz, while in P2 the frequency is about 5 Hz. In the municipality of Torre Pellice the surveys were performed in four locations. For all the measuring points were performed two survey. P1a-P1b, P4a show a peak about 2.5-3.5 Hz due to stratigraphic resonance phenomena. P2a and P3b reveal flat curves that do not identify any clear impedance contrast. P2b and P3a show a peak probably due to electromagnetic or human activities. P4b curve has an irregular trend that no allows to define a unique frequency. Fig. 1 shows all the HVSR curves.

All the data (pre-existing and new investigations) allow to construct the litho-technical maps and the relative cross-sections, showing the different deposits outcropping the geophysical bedrock, defined as a level with V_S of 800 m/s. Using the litho-technical maps and the relative cross-sections, the MOPS, for the 4 studied municipalities were produced. All the MOPS (Fig. 2) are characterized by different areas: 1 is classified as stable zone for the presence of the geologic bedrock, the other zone are classified as stable but with amplification effects due to presence of deposits.

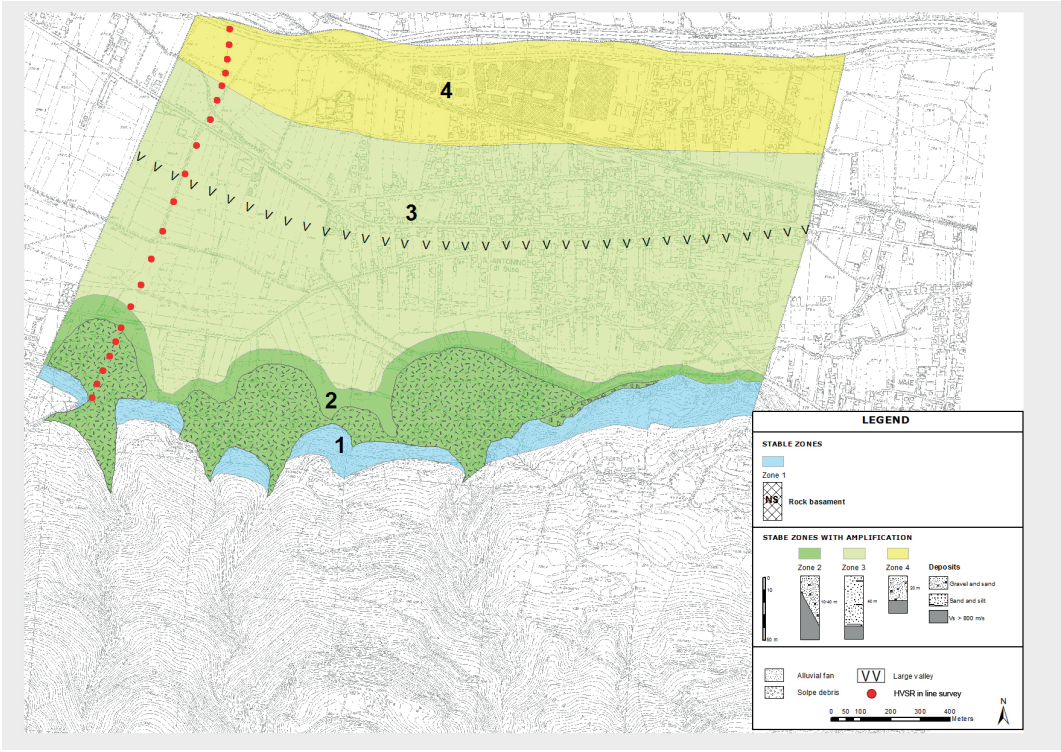


Fig. 2 – MOPS example. The figure shows the different area of Sant'Antonino di Susa and the HVSR in line survey location.

In-line HVSR measurements. The microtremor measures made in the previous municipalities and their pre-existing data allow us to define the areas with different seismic

response. The HVSR method does not guarantee certain results where the acoustic impedance contrast of the investigated layers is too low or the antropic noise level is upper than the recorded signal. This is also shown in the previous chapter. To try to overpass these limits it would be useful to acquire many measures but this is not in agree to the low available budget of L1 step of MS. A HVSR field approach to improve the efficiency of this technique was tested. The points of measures are acquired in-line to allow us to correlate the results. This permits to obtain a frequency section of the subsoil that delineates the layers characterized by different acoustic impedance contrast. In Sant'Antonino di Susa was made a test. The points of HVSR measures were acquired in-line with a distance (Fig. 2) among each other of 50 m at the edge of the valley and 100 m at the center of the valley.

Some single measures do not exhibit clear and well defined peaks. These measures lead to have a lower accuracy of the results. On the other hand the section obtained in Fig. 3a allows us to show the trend of the acoustic impedance contrasts. The distance among the HVSR measures was decimated. A new frequency sections were generated using the data at different distance. Fig. 3 shows that the trend of the acoustic impedance contrast it is well visible also with a spacing among the points of measures of 200 m. Exceeded this distance there is a lost of information. Using the HVSR in-line approach it is possible to investigate large areas with a low available budget. In any case this is not possible to define if the different soils features detected are due to the contact of the soft deposit with the seismic bedrock (V_S=800 m/s) or with a layer characterized by a different acoustic impedance value.

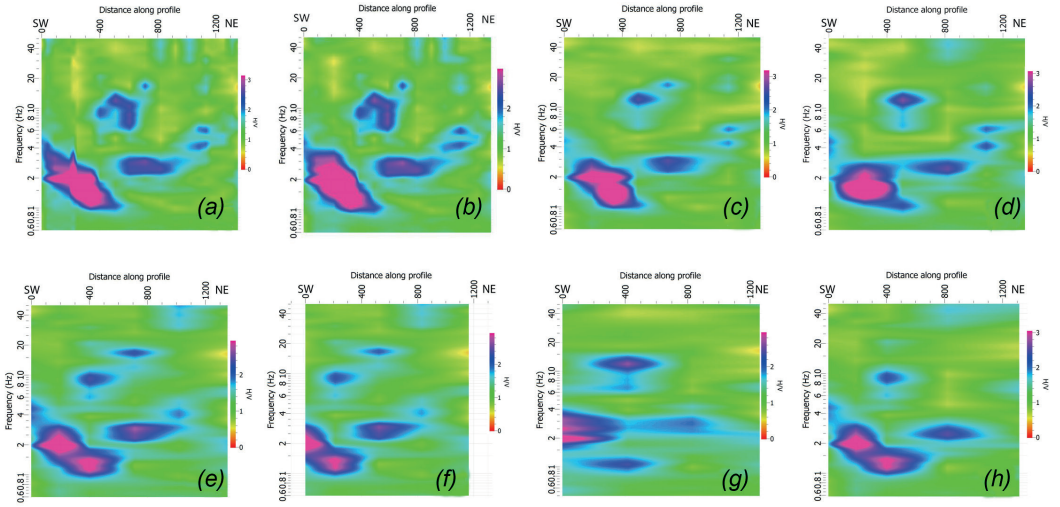


Fig. 3 – Valley's frequency section obtained by HVSR in-line measurements with different distance among the points: (a) 50-100 m, (b) 100 m, (c) 200 m, (d) 250 m, (e) 250-300 m, (f) 300, (g) and (h) 400 m.

Conclusion. The surveys for L1 step of MS must be made with a limited budged. The HVSR method is cheaper and faster than other seismic methods so it is well suitable for this study. It is not always possible to obtain acceptable results by these measures where the acoustic impedance contrast between the layers is low. The HVSR in-line approach allows us to obtain a better evaluation of subsoil's layers whit low acoustic impedance contrast. The costs are low compared to other geophysical methods. Making HVSR measurements with a distance among points of 200 m, with few surveys it is possible to cover large areas. The frequency section obtained by the HVSR in-line approach does not guarantee to identify the seismic bedrock.

Acknowledgement. The project has been developed using the founding of the Regione Piemonte. The technicians of the Regione Piemonte have contributed to the development of the project.

References

Bard, P. Y., and Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 519-541.

Bard, P. Y., and Gabriel, J. C. (1986). The seismic response of two-dimensional deposits with large vertical velocity gradients. Bulletin of the Seismological Society of America, 76, 343-366.

Benjumea, B., Macau, A., Gabàs, A., Bellmunt, F., Figueras, S., and Cirés, J. (2011). Integrated geophysical profiles and H/V microtremor measurements for subsoil characterization. Near Surface Geophysics, 9 (5), 413-425.

Chatelain, J.-L., Guillier, B., Cara, F., Duval, A.-M., Atakan, K., and Bard, P.-Y. (2008). Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. Bulletin of earthquake engennering, 6, 33-74.

Gruppo di lavoro MS, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e Dvd.

Guillier, B., Atakan, K., Chatelain, J.-L., Havskov, J., Ohrnberger, M., Cara, F., *et al.* (2008). Influence of instruments on the H/V spectral ratios of ambient vibrations. Bulletin of earthquake engeneering, 6, 3-31.

Haghshenas, E., Bard, P. Y., and Theodulidis, N. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. Bulletin of earthquake engineering, 6, 75-108.

Konno, K., and Ohmachi, T. (1998). Ground motion characteristics estimated from spectral ratio beetween horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the seismological society of America, 88, 228-241.

Seed, H. B., and Idriss, I. M. (1969). Influence of soil conditions on ground motion during earthquakes. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 95, 99-138.

Seed, H. B., Romo, M. P., Sun, J. I., Jaime, A., and Lysmer, J. (1988). Relationships between soil conditions and heartquakes. Journal of soil mechanics and foundation division, 4, 687-729.

Indice degli autori

A

Abu Zeid N. 167
Akinci A. 5, 142
Albarello D. 9, 253, 284, 299, 312
Albertin F. 167
Amadio C. 22, 131
Amato A. 343
Ambrosanio M. 317
Ameri G. 38
Amoroso S. 172
Arcaleni M. 66
Arcoraci L. 343
Auletta G. 349
Azzaro R. 45

B

Babbucci D. 29, 94, 422, 474
Bacchetti M. 29
Baglione M. 422, 474
Baldi P. 29
Barani S. 15
Barluzzi M. 185
Barnaba C. 15, 179, 247, 306
Bartoli D. 355
Bedon C. 22
Bennici C. 202
Bernardi P. 457
Bernardo M. 375
Bertoni M. 441
Bignardi S. 167
Bindi D. 312
Bocchi F. 382
Bocchia M. 446
Boncio P. 293
Boniolo G. 306
Borzi B. 136
Boscherini A. 185
Bramerini F. 191, 317, 428

C

Caielli G. 306
Calabrese L. 262
Calabrese L. 428
Capizzi P. 235
Casarotti E. 343
Castenetto S. 195, 317
Catalano S. 202, 209
Cenni N. 29, 94, 422, 474
Colombi A. 215, 274, 362
Coltella M. 195, 241
Coltorti M. 299
Comelli P. 441
Compagnoni M. 220, 262, 428, 480
Console R. 5
Conte C. 428
Corsi A. 306
Cultrone R. 367

D

D'Alessandro A. 235
D'Amico M. 38
D'Amico S. 34, 45, 103
D'Amico V. 9
de Franco R. 306
De Gori P. 110
de Liso G. 60
De Pascale F. 375
Del Gaudio C. 50
Del Gaudio V. 226
D'Intinosante V. 422, 474
Di Bernardo F. 466
Di Capua G. 15, 119
Di Pasquale G. 382
Di Salvo G. 191, 428
Di Stefano P. 235
Ditommaso R. 349
Dolce M. 382

E

Ercolessi G. 262, 428

F

Facca G. 115
Faccioli E. 15
Facciorusso J. 262, 428
Faenza L. 110
Falcone G. 5
Famiani D. 389
Fantozzi P. L. 253, 299
Faravelli M. 136
Fazio F. 409
Ferrini M. 396
Fidani C. 60, 66, 71
Fioravante V. 262, 428
Fiorentino G. 75
Firuzabadì D. 299
Fragiacomo M. 22, 131
Fraulini A. 402
Furgani L. 75

G

Galli P. 293
Gallipoli M. R. 247, 441
Gallipoli R. 312
Gallovi F. 38
Garbin M. 457
García J. 330
Gaudiosi I. 172
Genzano N. 146
Gherardi F. 115
Giampiccolo E. 34
Giordano F. 382
Giretti D. 262, 428
Giuffrè M. 191, 428
Gizzi F. T. 80
Gorshkov A. 87
Grassi S. 209, 409
Grimaz S. 466
Guerrini F. 284
Guidi F. 428

H

Hailemikael S. 215
Herrero A. 142
Iacovino C. 349

I

Iezzi G. 66
Imposa S. 209, 409
Imprescia P. 195, 241
Ioannilli M. 317

K

Klin P. 247

L

Langer H. 45, 153
Lauciani V. 343
Laurenzano G. 179, 247, 262, 306, 428
Lisi M. 146
Lombardo G. 103
Longo E. 103
Lualdi M. 480
Lucente F. P. 110
Lunedei E. 253, 299
Luraschi P. 416
Luzi L. 38, 312
Luzio D. 235

M

Madiai C. 262, 428
Malisan P. 466
Mancini M. 274
Manfredi G. 50
Manicardi A. 262, 402, 428
Mantovani E. 94
Mantovani E. 29, 422, 474
Manuel M. 389
Marcelli D. 66
Margheriti L. 110
Martelli L. 15, 247, 262, 284, 422, 428, 474
Martini G. 215
Martino S. 215
Martorana R. 235
Masi A. 466
Mazzetti G. P. 402
Medina A. 330
Meletti C. 343
Mengoli B. 262, 402, 428
Messina N. 235
Milana G. 172, 389
Milani I. 253
Milano G. 434

Minarelli L. 262, 428
Moratto L. 179, 457
Mori F. 267
Morrone A. 306
Moscatelli M. 195, 274
Motti A. 185, 306
Mucciarelli M. 247, 262, 312, 428, 441, 466
Murru M. 5
Musacchio G. 446
Muto F. 375

N

Napoli G. 235
Naso G. 195, 241, 293, 312, 317
Natali N. 185
Nostro C. 343
Nuti C. 75

P

Pace B. 158
Paciello A. 215
Paciello R. 146
Pacor F. 38, 312
Pagano Mariano C. 452
Pagliaccia S. 253
Pagliaroli A. 195, 267, 274
Panza G. F. 87
Panzera F. 103
Paolucci E. 253, 284
Paolucci R. 15
Pastori M. 110
Pavano F. 202
Peloso A. 215
Peresan A. 87
Pergalani F. 185, 220, 262, 428, 480
Pergola N. 146
Peronace E. 195, 293, 312
Perricone M. 235
Peruzza L. 9, 15, 45, 457
Peruzzi G. 299
Pesaresi D. 179
Piangiamore G. L. 446
Piccin A. 15
Piccinini D. 110
Pierotti L. 115
Piersanti A. 343
Pieruccini P. 253, 299
Pignone M. 343
Pileggi D. 262, 284, 428
Pirgu R. 452
Plasencia Linares M. 179, 457
Ponzo F. C. 349
Porchia A. 215
Postpischl L. 343
Potenza M. R. 80
Priolo E. 179, 247, 262, 306, 428, 457
Pucci S. 5
Puglia R. 38, 312

Q

Quadrio B. 317

R

Ragazzo P. 306
Rainone M. L. 325
Rannisi G. 409
Rebez A. 15, 119, 466
Renda P. 235
Ricci L. 428
Ricci P. 50
Riggio A. 123
Rinaldin G. 131
Rivera Z. C. 330
Romagnoli G. 202, 209
Romanelli M. 179, 247, 306, 457
Romani M. 262, 428
Rosa S. 202
Rosselli S. 15, 262, 428
Rota Stabelli M. 38

S

Sabetta F. 75, 136
Saccà G. 480
Sadoch C. 22
Salvatori L. 215
Sandrelli F. 299
Sandron D. 466
Santarato G. 167
Santulin M. 119, 123
Scarascia Mugnozza G. 215
Scionti V. 195, 334
Severi P. 262, 428
Siciliani P. M. 66
Signanini P. 325
Sileo G. 146
Simone G. 185
Slejko D. 330
Smerzini C. 15
Soldati G. 110
Soloviev A. 87
Spagnuolo E. 142
Spallarossa D. 15
Speranza E. 136, 382, 428
Spina D. 267
Spinelli A. 38
Stabile T. A. 441
Stigliano F. 274
Stoppa F. 66
Sturiale G. 202

T

Tallini M. 172
Tamaro A. 119, 123
Tamburelli C. 94, 422, 474
Tarabusi G. 15, 262, 428
Tardioli S. 66
Tento A. 306
Todaro S. 235
Torrisi A. 202, 209
Tortorici G. 202, 209
Tramutoli V. 146
Tusa G. 45, 153
Tuvè T. 34, 45

U

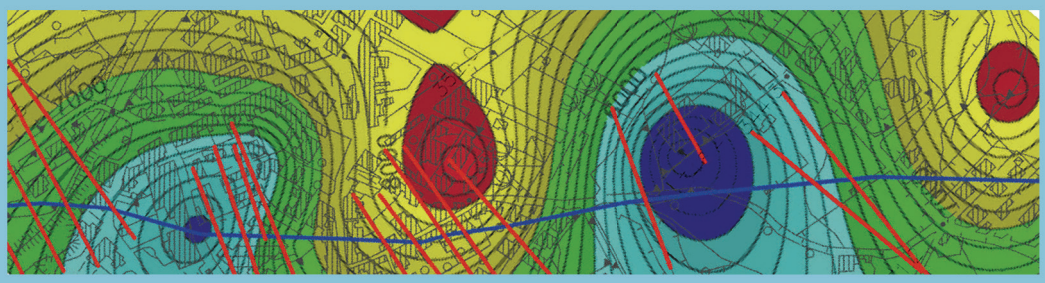
Ugoletti C. 262, 402, 428

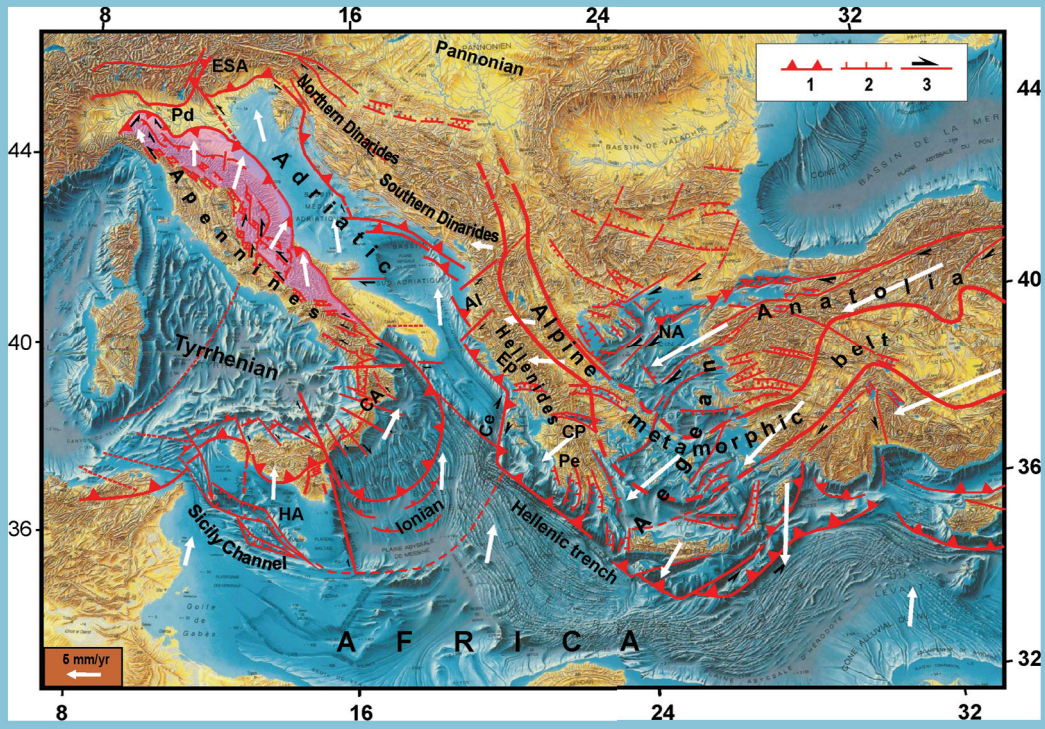
V

Vanini M. 15
Vannucchi A. 29, 94
Vannucchi G. 262, 428
Verderame G. M. 50
Verrubbi V. 215
Vessia G. 325
Villani M. 15
Viotto A. 60
Visini F. 158
Viti M. 29, 94, 422, 474
Vona V. 428
Vuan A. 179

Z

Zaccarelli L. 110
Zarcone G. 235
Zotta C. 80
Zuppiroli M. 428





con la sponsorizzazione di:

EAGE
EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS
SEZIONE ITALIANA

13°Convegno Nazionale

CODEVINTEC
Tecnologie per le Scienze della Terra

volume ISBN 978-88-902101-7-4

raccolta ISBN 978-88-902101-9-8